

554  
Г-65

М. А. ГОНЧАРОВ

МЕХАНИЗМ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО  
СКЛАДКО-  
ОБРАЗОВАНИЯ

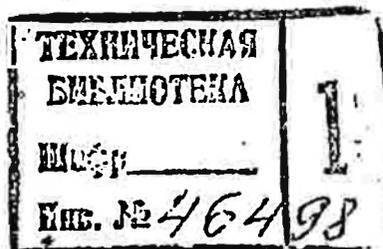


2004

200  
17-65

М. А. ГОНЧАРОВ.

# МЕХАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКО- ОБРАЗОВАНИЯ



Москва "Недра" 1988

УДК 551.243

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. — М.: Недра, 1988. — 264 с.; ил.

Изложена новая (термофлюидная адвективная) концепция геосинклинального складкообразования. Показано, что складчатость в осадочной толще может рассматриваться как следствие адвекции (ограниченной конвекции). Установлено, что к адвекции приводит цепь последовательных событий: избыточное обводнение толщи, проникновение в нее теплового импульса из мантии, увеличение объема и инверсия плотности в толще. Применен комплексный подход к складкообразованию как одному из элементов эндогенного геосинклинального режима с использованием данных структурной геологии, тектонофизики, геотектоники, морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии, петрологии и конвективной гидродинамики.

Для научных работников — геологов и геофизиков, изучающих тектонику и металлогению крупных регионов.

Табл. 3, ил. 46, список лит. — 50 назв.

Рецензент: В.Н. Шолло, д-р геол.-минер. наук.

190 40 30 000 — 162  
Г 53 — 88  
043 (01) — 88

## НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Гончаров Михаил Адрианович

## МЕХАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Заведующий редакцией Л.Н. Аважанская  
Редактор издательства Л.А. Дубкова  
Переплет художника И.А. Слюсарева  
ИБ № 7216

Художественный редактор В.В. Шутько  
Технический редактор Н.С. Анашкина  
Корректор В.Т. Юдович  
Оператор О.М. Карабанова

Подписано в печать 04.03.88.

Бумага офсетная № 2.

Гарнитура „Универс“.

Уч.-изд. л. 18,77.

Т — 05835.

Набор выполнен на наборно-пишущей машине.

Печать офсетная.

Тираж 1200 экз.

Усл.печ.л. 16,50. Усл.кр.-отт. 16,50.

Заказ 555/1382 — 4.

Цена 3 р. 90 к.

Ордена „Знак Почета“ издательство „Недра“,  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тулская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
300600, г.Тула, проспект Ленина, 109.

ISBN 5-247-00246-6

© Издательство „Недра“, 1988

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема механизма геосинклинального складкообразования имеет более чем вековую давность. Дискуссии по этой проблеме были обычно направлены на выяснение ведущей роли вертикальных или горизонтальных усилий, приложенных к геосинклинальной толще. В истории геотектоники верх брала то одна, то другая точка зрения, в зависимости от господства той или иной геотектонической гипотезы и очередных успехов структурной геологии. Оказалось, что геосинклинальная складчатость обладает очень важным качеством — неоднородностью как по латерали, так и по вертикали.

Совокупность характерных признаков геосинклинальной складчатости — центробежная миграция фаз; уменьшение интенсивности складчатости к периферии геосинклинали и развитие там складчатостей глыбовой и нагнетания, не связанных с горизонтальным сжатием; сложные контуры складчатых областей в плане; неоднородность складчатости по вертикали (дисгармония), иногда затухание ее вверх и вниз по разрезу; отсутствие корреляции между величиной предполагаемого горизонтального сокращения области и интенсивностью складчатости; особенности складчатости в метаморфических комплексах — плохо вяжется с представлением о внешнем боковом сжатии как причине складкообразования, равно как и с конкурирующей гипотезой о первичности вертикальных усилий, которые без участия или при участии силы тяжести трансформируются в горизонтальные и якобы порождают складчатость.

Современные варианты конкурирующих гипотез — „шарьяжная складчатость“ от горизонтальных усилий [22] и „шовная складчатость“ от вертикальных усилий [32] — появились почти одновременно как результат гипертрофирования вертикальной или латеральной неоднородности складчатости. По мнению автора, это характерный симптом кризиса обеих гипотез, которые, при всем их различии, сходны в одном — внешнем (по отношению к геосинклинальной толще) характере предполагаемых усилий.

Усилия могут действовать сбоку — со стороны сближающихся „жестких“ массивов или снизу — со стороны поднимающегося фундамента. Геосинклинальная толща фигурирует в этих гипотезах всего лишь как пассивный объект приложения внешних сил. Вероятно, за более чем вековой период существования проблемы геосинклинального складкообразования все возможные варианты внешнего воздействия на толщу уже исчерпаны [20]:

В настоящее время начали появляться ростки нового, альтернативного подхода к проблеме: предположения о внесении в геосинклинальную толщу энергии в иной, не механической форме. Последние достижения

петрологии свидетельствуют о тесной связи складкообразования с региональным метаморфизмом и гранитизацией толщ. Складкообразование — это всего лишь один из элементов более общего понятия — эндогенного геосинклинального режима [4, 5]. Для этого режима характерны две стадии. Первая стадия — доинверсионная — сочетание „горячей“ мантии и относительно „холодной“ коры, когда преобладают интенсивное погружение коры и осадконакопление. Вторая стадия — инверсионная — передача теплового импульса из мантии в кору, сопровождающаяся региональным метаморфизмом, гранитизацией и складкообразованием в толщах, накопившихся на первой стадии.

Таким образом, внесение в геосинклинальную толщу немеханической энергии в форме теплового импульса — это факт несомненный. Вопрос состоит в том, может ли тепловой импульс быть причиной складкообразования. Другими словами, к каким механическим движениям может привести тепловой импульс и создается ли в процессе этих движений складчатая структура с ее характерными особенностями?

Основная цель проведенного автором исследования определялась вышесказанным и состояла в разработке такой концепции складкообразования, которая объясняла бы латеральную и вертикальную неоднородности и другие характерные особенности складчатой структуры, в рамках комплексного подхода к складкообразованию как к одному из элементов эндогенного геосинклинального режима.

Если исходить из того, что к нижней и боковым границам геосинклинальной толщи не прилагались внешние усилия и поэтому эти границы не смещались, а внутри толщи происходили складчатые движения, то такие движения неизбежно должны иметь конвективный характер. При этом не обязательно, чтобы в толще произошло полное перемешивание вещества и ликвидировалась ее первичная стратификация. Конвекция может быть ограничена максимумом в пол-оборота в ячейке. Такая ограниченная конвекция, при которой осуществляется лишь „всплывание“ нижней части толщи, получила наименование адвекции [3].

Опыт изучения геосфер — атмосферы, морской гидросферы, тектоносферы, мантии — показывает, что основная причина движений конвективного типа — инверсия плотности вещества, т.е. расположение более легкого вещества под более тяжелым в поле силы тяжести. Одна из главных причин возникновения инверсии плотности — тепловой фактор. В основу авторской концепции складкообразования была положена идея об инверсии плотности в земной коре — механически неустойчивом состоянии. Ликвидация такого состояния осуществляется внутрикоровыми тектоническими движениями, сопровождающимися складкообразованием [3, 4, 34].

В процессе разработки концепции автором решались следующие конкретные задачи:

1. Выявление главной причины и механизма возникновения инверсии плотности.

2. Математическое и физическое моделирование адвективных движений (ограниченной конвекции), представляющих собой ответную реакцию материала земной коры на возникающую в ней инверсию плотности.

3. Сопоставление результатов моделирования с характерными особенностями складчатой структуры.

4. Интерпретация особенностей структуры конкретных складчатых областей в рамках развиваемой концепции.

За более чем сто лет существования проблемы механизма геосинклинального складкообразования разными исследователями было предложено много гипотез этого процесса. Не представляет исключения и последнее десятилетие, когда вышли в свет несколько монографий, посвященных решению этой проблемы [20, 22, 32]. Это обстоятельство наводит на мысль, что традиционный способ построения гипотез складкообразования — индуктивное обобщение данных тектоники складчатых областей — себя исчерпал. Для решения проблемы необходимо резко расширить „банк“ исходных фактических данных и заменить индуктивный метод их обобщения на некий иной способ.

Исходя из этого и стремясь продвинуться вперед в решении проблемы нетрадиционным путем, автор для построения концепции складкообразования применил комплексный подход к этому явлению как одному из элементов эндогенного геосинклинального режима в его тесной связи с другими элементами, в первую очередь с осадконакоплением и региональным метаморфизмом. При таком подходе геосинклинальный режим фигурирует как целостная природная система, поэтому дилемма: внутренние или внешние (по отношению к геосинклинальной толще) складкообразующие силы сводится к дилемме другого рода. А именно — рассматривать ли складкообразование в рамках названной системы или считать его составным элементом более обширной и сложной системы, в которую включаются вся тектоносфера, литосферные плиты и т.п. Начинать надо с первого, более простого, варианта. Это и осуществлено в данной работе.

Комплексный подход к построению концепции позволил по данным морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии и петрологии предсказать как в качественной форме, так и путем количественных расчетов, характерные особенности и параметры складкообразования и сопоставить их с независимыми данными структурной геологии, тектонофизики и геотектоники. Совпадение предсказанных и фактических свойств складкообразования свидетельствует о состоятельности концепции.

Комплексный подход к складкообразованию сочетался с гипотетико-дедуктивным методом разработки концепции этого процесса. Этот ме-

тол. рекомендуемый современной гносеологией и широко используемый в передовых физико-математических науках, в данном конкретном случае заключался в том, что автор на основе комплекса данных разных отраслей геологии, посредством математического и физического моделирования в рамках конвективной гидродинамики обосновал физическую и геологическую реальность процесса геосинклинального складкообразования как следствия проникновения в земную кору теплового импульса из мантии и возникновения в коре инверсии плотности горных пород.

В основу разработки концепции геосинклинального складкообразования были положены следующие принципы: 1) непротиворечивость основным современным направлениям в геотектонике; 2) стремление к выявлению минимума причин исследуемого явления (в идеале — единственной первопричины); 3) установление взаимообусловленных связей между главными элементами геосинклинального режима — осадконакоплением, региональным метаморфизмом и складкообразованием; 4) применение гипотетико-дедуктивного метода; 5) соблюдение оптимальной пропорции между общезначимым и региональным при оценке наиболее характерных особенностей складчатости; 6) оптимальное соотношение статической, кинематической и динамической картин (моделей) складкообразования; 7) использование модели тектонического процесса как предмета специального анализа, а не просто иллюстрации или конечного результата; 8) оптимальное соотношение математического и физического моделирования; 9) вовлечение в сферу концепции данных самых разных отраслей геологии и механики.

Практическое применение проведенного исследования — это выявление конкретного механизма складкообразования вместо общих соображений о внешнем сжатии геосинклинальных толщ, который предопределяет условия образования и размещения полезных ископаемых. Другие возможности применения разработанной автором концепции геосинклинального складкообразования — геологическое картирование и тектоническое районирование, реконструкция первичных мощностей складчатых толщ, нефтегазоносность при высокой скорости осадконакопления, гидротермальное постскладчатое рудообразование; внедрение в учебные курсы структурной геологии и геотектоники.

Разработка предлагаемой вниманию читателей концепции геосинклинального складкообразования проводилась автором начиная с 1968 г. в лаборатории геотектоники и тектонофизики геологического факультета МГУ. Она включала: 1) многолетние полевые исследования в разных складчатых областях; 2) эксперименты по воспроизведению складчатой структуры в лаборатории; 3) математическое моделирование и количественные расчеты процесса адвекции; 4) систематизацию в аспекте развиваемой концепции литературных данных разных областей геологии, перечисленных выше.

Ниже все внимание будет привлечено к ответу на два главных вопроса: 1. Имеются ли основания считать, что к началу складкообразования в геосинклинальной толще возникает инверсия плотности? 2. Может ли инверсия плотности быть причиной формирования складчатости, сходной с природной?

Книга состоит из двух частей. В первой части излагаются теоретические основы термофлюидной адвективной концепции геосинклинального складкообразования. На этой базе во второй части геосинклинальная складчатость трактуется как результат адвективных тектонических движений, возбуждаемых инверсией плотности в земной коре под влиянием теплового импульса, проникающего из мантии в кору на инверсионной стадии геосинклинального развития, в том числе на примере конкретной складчатой области.

На всех этапах работы автор пользовался постоянными советами и консультациями В.В. Белоусова. При подготовке книги к публикации автором учтены советы и замечания А.В. Вихерта, Ю.А. Зайцева, А.Н. Казакова, В.П. Мясникова и В.В. Эза, а также Е.В. Артюшкова, Б.М. Валлева, Ю.С. Геншафта, В.А. Глебовицкого, Н.П. Гречишникова, В.И. Громина, Ю.Г. Леонова, А.В. Лукьянова, А.И. Мельникова, Ю.В. Миллера, Д.Н. Осокиной, В.Г. Трифонова, В.Е. Хаина, Л.А. Черкашина, С.И. Шермана и О.В. Япаскурта. Всем названным лицам автор выражает глубокую благодарность.

## ЧАСТЬ I

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕРМОФЛЮИДНОЙ АДВЕКТИВНОЙ КОНЦЕПЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

---

### ГЛАВА 1

## ОБОСНОВАНИЕ ПОДХОДА К РАЗРАБОТКЕ КОНЦЕПЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

### Объект исследования

Объект исследования — геосинклинальная складчатость. Она формируется в основном на той стадии геосинклинального режима, для которой характерна тенденция к небольшому преобладанию восходящих тектонических движений над нисходящими в сочетании с региональным метаморфизмом и гранитизацией в толщах, накопившихся на предшествующей стадии. Доскладчатая и соскладчатая стадии, после которых часто наступает эпигеосинклинальный орогенез, называются соответственно „доинверсионной“ и „инверсионной“ [4]. Они отвечают стадиям ранне- и позднегеосинклинальной [44], ранне- и среднегеосинклинальной [37], океанической и переходной, по А.В. Пейве и др.

Геосинклинальная складчатость разнообразна. В нашем исследовании внимание было сфокусировано на полной (голоморфной) складчатости первично осадочных, преимущественно терригенных, в разной степени метаморфизованных толщ. Эта складчатость обладает максимальной интенсивностью по сравнению с прерывистой (идиоморфной) и промежуточной складчатостью, а также с полной складчатостью в биохемогенных и вулканогенных толщах. Это то явление, которое иногда называют „настоящей“ геосинклинальной складчатостью. Как это ни парадоксально, генезис именно этой складчатости наиболее дискуссионен.

### Современное состояние проблемы геосинклинального складкообразования

Дискуссии по поводу генезиса геосинклинальной складчатости всегда были направлены на решение проблемы — о ведущей роли вертикальных или горизонтальных усилий, приложенных к геосинклинальной толще. Господство одной из гипотез влияло на характер доминировавшей более общей геотектонической гипотезы. Первая такая гипотеза — гипотеза поднятия — в середине XIX в. уступила место гипотезе контракции, так как благодаря значительным успехам структурной геологии изменился взгляд на происхождение складкообразующих усилий. Выяснилось, что

в природе распространены не разрозненные складки вокруг „кратеров поднятия“, а пояса непрерывных на площади линейных складок. За этим последовало естественное для того времени объяснение — сжатие геосинклиналей сближающимися платформами:

В свою очередь, крушение контракционной гипотезы в начале XX в. было обусловлено новыми успехами структурной геологии. Оказалось, что геосинклинальная складчатость обладает очень важным качеством. Она неоднородна как по латерали, так и по вертикали. Центробежная миграция фаз; уменьшение интенсивности складчатости к периферии геосинклинали, вплоть до развития там складчатостей глыбовой и нагнетания, не связанных с горизонтальным сжатием; сложные контуры складчатых областей в плане — все это несовместимо с представлением о внешнем боковом сжатии.

По этой и другим причинам в 40–50-е годы нашего столетия снова получила распространение гипотеза первичности вертикальных усилий, которые без участия или при участии силы тяжести трансформируются в горизонтальные и порождают складчатость. Однако и эта гипотеза оказалась не в состоянии объяснить максимальную интенсивность складчатости в центре геосинклинальной области, где вертикальные усилия должны создавать обстановку растяжения и растекания вещества.

Сейчас в геотектонике широко распространены идеи мобилизма. Однако, в отличие от периода господства контракционной гипотезы, это обусловлено не столько новыми успехами в изучении складчатой структуры (например, подтверждением роли шарьяжей), сколько соответствующей трактовкой достижений в области океанской геологии, палеомагнетизма и т.д. Генезис складчатости перестал быть „пробным камнем“ в оценке геотектонических концепций. Так, в тектонике плит складчатость — второстепенный атрибут конвергентных окраин этих плит. Ее характерные признаки, ставящие под сомнение возможность смятия геосинклинальных толщ сближающимися плитами, чаще всего просто игнорируются. Между тем достоверность этих признаков-критериев не только не уменьшается, но все более возрастает по мере накопления нового фактического материала. Более того, появляются новые аргументы: неоднородность складчатости по вертикали, вплоть до затухания ее вверх и вниз по разрезу; отсутствие корреляции между величиной предполагаемого сближения плит и интенсивностью складчатости, особенно складчатости в метаморфических комплексах. Ко всем этим аргументам автор добавляет и ставит на обсуждение еще один: несоответствие между весьма малыми складкообразующими напряжениями и значительными усилиями, необходимыми для сближения плит, о чем более подробно будет сказано ниже.

Итак, проблема геосинклинального складкообразования не может и поныне считаться решенной. Об этом свидетельствует и динамика роста публикаций по данной проблеме за 1963 — 1985 гг. В первое десятилетие

этого периода появились монографии В.В. Бронгулева, В.В. Белоусова и других и отдельные статьи.

Начиная с 1973 г. было опубликовано несколько специальных монографий: Е.И. Паталахи с соавторами, Ж.С. Ержанова с соавторами, В.В. Эза, М.А. Гончарова [14], С.А. Захарова [20], М.А. Камалетдинова с соавторами [22], Е.И. Паталахи [32] и Ю.В. Миллера [31]. Проблеме складкообразования были посвящены также отдельные разделы в более общих монографиях В.Е. Хаина, В.В. Белоусова [4, 5], В.Н. Ларина и отдельные статьи, в том числе О.Г. Сорохтина, Е.В. Артюшкова, М.А. Бэра, С.В. Соболева и А.Л. Яншина.

Почти в каждой из перечисленных публикаций, в первую очередь в специальных монографиях, излагается некоторая концепция геосинклинального складкообразования. Если бы в этих публикациях развивалась одна определенная концепция с различными вариациями, то проблему складкообразования можно было бы снять с повестки дня.

Концепции складкообразования у разных авторов сильно различаются. Так, в монографии С.А. Захарова [20] содержится обзор различных гипотез складкообразования, в результате которого автор приходит к выводу, что складки складчатых систем могут быть созданы только усилиями, возникающими внутри слоистых толщ вследствие регионального метаморфизма. Однако авторы монографии [22] выражают несогласие с метаморфогенной концепцией складкообразования С.А. Захарова и аналогичными взглядами М.А. Гончарова. [14]. В своей монографии они пытаются доказать, что все пликативные дислокации образовались в аллохтонных пластинах в результате горизонтального сжатия, которое испытывали слоистые комплексы пород [22]. Новую концепцию дислокационного процесса выдвигает Е.И. Паталаха, по мнению которого складкообразование происходит в результате приразломного смятия (в сочетании с перемещением и вращением блоков), представляющего собой вязкое сдвиговое ламинарное течение вследствие трения блоков по разлому [32].

В работах [20], [22] и [32] рассматриваются три разные концепции генезиса складчатости. В подтверждение каждой из них приводятся многочисленные примеры реальных складчатых областей. Каждый автор акцентирует внимание на наиболее характерных, по его мнению, особенностях структуры этих областей. Оказывается, в оценке главной особенности складчатой структуры все три автора не так уже далеко отстоят друг от друга. Эта главная особенность — пространственная неоднородность складчатой структуры как по вертикали, так и по латерали. Однако каждый автор расставляет здесь свои акценты.

Авторы монографий [20] и [22] обращают внимание главным образом на затухание складчатости с глубиной, в частности по мере приближения к геосинклинальному фундаменту; это же отмечают В.В. Бронгулев, В.Е. Хаин, А.Е. Довжиков, Ю.А. Зайцев и др. Е.И. Паталаха также

упоминает об этом [32], но в то же время подчеркивает затухание складчатости по латерали, по мере удаления от крупных разломов. Эта особенность складчатой структуры, в том числе и вне зависимости от разломов, давно известна. С.А. Захаров, с одной стороны, и М.А. Камалетдинов с соавторами, с другой, также обращают внимание на уменьшение интенсивности складчатости по мере удаления от крупных разломов.

В новейших специальных исследованиях подтверждается вертикальная и латеральная неоднородности складчатости [36]. А.И. Иванов отмечает затухание последней вверх и вниз по разрезу и вводит понятие о „ячейках деформации“.

Концепции шарьяжной [22] и шовной складчатости [32] представляют собой современные варианты гипотез о примате горизонтальных или вертикальных усилий. В первой из них гипертрофируются вертикальные, а во второй — латеральные неоднородности складчатой структуры. Возникает вопрос — почему ни одна из этих гипотез не в состоянии объяснить весь комплекс характерных особенностей геосинклинальной складчатости? Нет ли между ними общего? Оказывается, есть.

Во-первых, внешний по отношению к геосинклинальной толще характер усилий. В одном случае сбоку, со стороны сближающихся платформ, литосферных плит или иных жестких массивов. В другом — со стороны поднимающегося геосинклинального фундамента или более глубоких геосфер.

Во-вторых, внешний характер энергетического источника усилий. В контракционной гипотезе это было остывание подкоровой части планеты. В разных вариантах гипотезы поднятия это, наоборот, разогрев под геосинклиналью и подъем глубинных масс. В тектонике плит — восходящий поток тепла и вещества в срединно-океанических хребтах, на значительном удалении от зон субдукции, обдукции или коллизии плит.

Но если различные варианты внешнего воздействия на геосинклинальную толщу не в состоянии объяснить главную особенность возникающей при этом складчатости — сочетание вертикальной и латеральной неоднородностей последней, — то логично и целесообразно обратиться к альтернативе, т.е. к отсутствию внешних воздействий. Остается предположить, что при отсутствии смещения нижней и боковых границ толщи складчатые движения происходят внутри этой толщи. Это возможно в том случае, когда любой малый объем вещества в процессе перемещения занимает место некоторого другого объема и в то же время уступает место некоторому третьему объему. Но отсюда следует, что все такие объемы должны двигаться по замкнутым траекториям, т.е. движение имеет конвективный характер. Однако это не значит, что в геосинклинальной толще происходит полное перемешивание вещества и ликвидация ее первичной стратификации. Замкнутость траектории еще не означает, что малый объем должен пройти вдоль нее весь круг. Он может пройти лишь часть, сделать максимум пол-оборота. Для обозначения та-

кой весьма ограниченной конвекции В.В. Белоусов [3] предложил термин „адвекция“.

До сих пор речь шла о складчатых областях, сложенных слабо или совсем неметаморфизованными осадочными комплексами. Тектоника же метаморфических комплексов изучена пока недостаточно. Однако и в этой области намечаются точки соприкосновения с особенностями складчатых движений в осадочных толщах.

В работе В.В. Эза [46] показано, что характерные особенности структурной эволюции метаморфических комплексов, в первую очередь наложение складчатостей разных этапов и разного плана, лучше всего могут быть объяснены в рамках модели, в основу которой положен конвективный обмен материалом между верхними и нижними частями земной коры.

В монографии Ю.В. Миллера [31] излагается иная концепция структурной эволюции метаморфических комплексов. Приведя аргументы, свидетельствующие о возникновении в нижней части осадочного комплекса на первом этапе эволюции кристаллизационной сланцеватости, в основном параллельной слоистости, и мелких лежащих складок с той же ориентировкой осевых поверхностей, он делает вывод о происхождении этих деформационных элементов в обстановке сдвигового горизонтального течения. Ю.В. Миллер полагает, что на этом этапе та же обстановка господствует и в верхней, неметаморфизованной части осадочного комплекса, обуславливая формирование доскладчатых шарьяжей. Здесь его взгляды в известной мере соответствуют концепции М.А. Камалетдинова, с той разницей, что в этой концепции шарьяжи являются не до-, а соскладчатыми. На втором этапе структурной эволюции в нижних метаморфизованных и в верхних неметаморфизованных отложениях возникает общая для них складчатость с крутыми осевыми поверхностями, которая, по мнению Ю.В. Миллера и Е.И. Паталахи [32], представляет собой результат субвертикального течения.

Горизонтальное течение вещества горных пород не может существовать без компенсирующего его вертикального течения, и наоборот. Только в этом случае удовлетворительно решается „проблема пространства“, о чем говорилось выше.

Отличительная особенность упомянутых выше концепций геосинклинального складкообразования (за исключением концепции В.В. Белоусова, о которой речь пойдет ниже) — резкая диспропорция между относительной конкретностью кинематической картины процесса и декларативностью высказываний о его природе. Ю.В. Миллер в конце своей монографии говорит о том, что структурное развитие метаморфических комплексов в основном отражает поля напряжений, свойственные крупным фрагментам земной коры на орогенной стадии развития подвижных областей [31], и дальше этого высказывания не идет. Латеральные перемещения горных пород по шарьяжам и надвигам, ответственные за фор-

мирование складчатости, происходят в условиях мощного бокового сжатия земной коры [22]. Чем обусловлено это боковое сжатие, с какой стороны (фронтальной или тыльной) оно приложено к аллохтонным пластинам и почему не воздействует на подстилающий автохтон, для читателя остается неясным. Е.И. Паталаха в работе [32] не рассматривает всегда остающийся гипотетическим геодинамический механизм движений, приводящих к перемещению и вращению блоков земной коры и приразломному смятию осадочных толщ.

С.А. Захаров [20] видит причину складкообразования в увеличении объема горных пород при их катагенезе, когда в породы, обладающие значительной проницаемостью, привносятся в большом количестве одни химические элементы и выносятся другие; конкретных данных о наличии такой проницаемости не приводится; замалчивается известное положение петрологии о сохранении объема пород при метасоматических процессах. В.В. Эз [46] усматривает причину движений конвективного типа, происходящих в земной коре, в гранитизации нижней части коры и возникающей при этом инверсии плотности. Соотношение гранитизации с другими элементами и стадиями геосинклинального режима подробно не рассматриваются.

Во всех перечисленных выше работах анализируется процесс складкообразования от характерных особенностей складчатой структуры (наиболее подробно) к кинематической картине процесса (менее подробно) и, далее, к его природе (наименее конкретно). Другими словами, используется индуктивный метод анализа — от более частного к более общему.

В 70-80-годы появилось много статей, посвященных проблеме складкообразования. Их объединяет дедуктивный подход к проблеме. В качестве исходной предпосылки для анализа процесса в них выдвигается некоторый исходный тезис о его природе, а далее, на основе этого тезиса, строится кинематическая и (или) динамическая картина процесса.

Ж.С. Ержанов с другими исследователями предложили теорию, рассматривающую возникновение и развитие складчатых структур в верхних горизонтах земной коры под воздействием тангенциальных тектонических движений, вызванных боковым сжатием некоторой области складкообразования (имеются в виду одностороннее, двухстороннее и всестороннее боковое сжатие). На основе постулата о внешнем боковом сжатии строят различные математические модели складкообразования в слоистых осадочных толщах. В случае, когда мощность последних меньше их горизонтальных размеров (типично для геосинклинальных областей), складчатость затухает по латерали по мере удаления от боковой плоскости приложения сил, что не типично для геосинклинальной складчатости.

Существенный результат этого исследования — оценка величины складкообразующих напряжений. Оказывается, в случае линейной склад-

частоти эта величина не превышает нескольких десятых мегапаскаля, а в случае купольной складчатости (формирующейся в условиях равномерного бокового сжатия) составляет не более 2 МПа. На значении этого чрезвычайно важного для понимания динамики складкообразования вывода мы остановимся ниже.

В монографии В.В. Эза [47] получила подтверждение разделяемая большинством исследователей точка зрения о формировании складчатости в результате укорочения слоистых толщ вдоль слоистости. При этом автор ограничивает свой вывод лишь объемами коры, более или менее однообразно заполненными складками, а не распространяет его на всю кору в пределах складчатой области. Это ограничение чрезвычайно существенно, поскольку предполагает переходы между объемами коры, различающимися характером одновременно формирующихся структур.

Другими словами, наличие геосинклинальной складчатости — это еще не доказательство общего горизонтального сокращения коры. Такое сокращение может представлять собой поддвиг одного блока консолидированной литосферы под другой, в то время как осадочный чехол в поддвиге не участвует, опирается в этот другой блок и срывается со своего поддвигаемого фундамента. В рамках тектоники плит — это механизм субдукции океанической коры под континентальную, по О.Г. Сорохтину и др. Однако складчатые пояса часто формируются на коре континентального типа. Кинематическая схема поддвигания такой коры разработана В.Н. Лариным. Развивая взгляды О. Амферера и Э. Крауса о всасывании литосферы в зоне нисходящего потока вещества, он поставил серию экспериментов на эквивалентных слоистых материалах. В этих опытах роль фундамента выполняли бумажные полоски, которые двигались навстречу друг другу и, наподобие конвейерных лент, постепенно исчезали в нижней щели прибора и тем самым сокращали площадь располагавшегося на них слоистого осадочного чехла, который скучивался над щелью, образуя складчатость. Эта складчатость затухает как при приближении к фундаменту, так и по латерали, по мере удаления от щелевой зоны. Таким образом, модель В.Н. Ларина воспроизводит наиболее характерные черты складчатых областей.

Эти эксперименты производились с соблюдением теории физического подобия, так что можно было бы оценить и природные складкообразующие силы, а затем сравнить их с оценками Ж.С. Ержанова и др. Однако подобных сведений у В.Н. Ларина нет. Нет и оценок сил, с которыми движущаяся астеносфера действует на подошву литосферы, заставляя последнюю скучиваться под складчатой областью, образуя „корень“. Между тем эти проблемы динамики актуальны, и их игнорирование лишает концепцию убедительности, несмотря на удовлетворительное решение в ее рамках вопросов кинематики складчатых областей на уровне осадочного чехла.

Динамический подход к проблеме формирования складчатых поясов содержится в исследованиях Е.В. Артюшкова, М.А. Безра, С.В. Соболева и А.Л. Яншина. В них фигурирует весьма существенная сила, оказывающая значительное сопротивление внешнему горизонтальному сжатию литосферы, — стремление участков литосферы, обладающих положительным рельефом и (или) „корнем“, к горизонтальному растеканию даже в случае изостатической компенсации. В некоторых работах, например, [32] она именуется „эффектом Артюшкова“ [1]. Эта сила, как и определяющая ее потенциальная энергия „раздувов“ литосферы, в первом приближении пропорциональна квадрату мощности последней. Е.В. Артюшков и другие исследователи показали, что если пренебрегать пределом прочности горных пород, т.е. считать литосферу при длительных деформациях вязкой жидкостью, то для горизонтального сжатия литосферы требуется сила, превосходящая силу горизонтального растекания „раздувов“ литосферы. Поэтому для сильного горизонтального сжатия нормальной литосферы при отсутствии под ней аномальной мантии, как это предусматривается концепцией тектоники плит, потребовались бы огромные и совершенно нереальные усилия. Ситуация меняется, если предположить, что в геосинклинальных поясах на доинверсионной стадии их развития интенсивное погружение поверхности литосферы и осадконакопление обусловлены утонением последней в результате появления под ее подошвой аномальной мантии, обладающей повышенной температурой и пониженной вязкостью. Тогда на инверсионной стадии, в эпоху складкообразования, для горизонтального сжатия консолидированной литосферы (фундамента) вместе с осадочным чехлом требуются значительно меньшие внешние усилия.

Е.В. Артюшков и другие исследователи указывают на то, что равномерное сжатие системы фундамент — чехол энергетически невыгодно, а поэтому маловероятно. Другой механизм горизонтального сокращения — „сдвигание“ литосферы (поддвиг одних ее участков под другие) требует минимальных внешних усилий. Наименьшие силы требуются для поддвига фундамента и горизонтального сжатия сорванного с него чехла. Например, при мощностях консолидированной литосферы и осадочного чехла равных 6 км для увеличения мощности чехла на 1 км при его горизонтальном сжатии требуется сила порядка  $5 \cdot 10^4$  МПа·м. С учетом указанной мощности чехла можно оценить и усредненное по этой мощности горизонтальное сжимающее напряжение — порядка 10 МПа. Для более существенного горизонтального сокращения чехла, когда в результате увеличения мощности последнего возрастает и препятствующая сила его горизонтального растекания, вероятно, требуются напряжения в десятки мегапаскалей. Это на два порядка больше, чем складкообразующие напряжения, оцененные Ж.С. Ержановым и другими без учета силы растекания, что подчеркивает главенствующее значение „эффекта Ар-

тешкова" среди факторов, оказывающих сопротивление внешнему горизонтальному сжатию.

Таким образом, в отличие от большинства концепций, рассмотренных выше, в данной концепции динамический аспект разработан лучше, чем проблемы геосинклинального складкообразования. Что же касается кинематического и генетического аспектов, то они разработаны менее конкретно.

Кинематика формирования складчатых поясов сводится в этой концепции к неодновременному в разных местах и начинающемуся в центре геосинклинальной области пододвиганию одних участков литосферы под другие. Этот механизм удовлетворительно объясняет строение тех областей, где преобладают тектонические покровы (Карпаты, Динариды и др.). Однако в ее сферу трудно вовлечь области, где максимум интенсивности складчатых деформаций приурочен к их центру, а шарьяжи не характерны (Большой Кавказ).

Генезис складчатых поясов Е.В. Артюшков и другие объясняют сжатием геосинклинальных поясов, обладающих тонкой литосферой и аномальной мантией, сближающимися соседними плитами с нормальной литосферой без аномальной мантии. Движение этих плит обусловлено растеканием срединно-океанических хребтов, расположенных за их пределами. Показано, что это растекание обеспечивает уровень действующих горизонтальных сил порядка  $3 \cdot 10^6$  МПа·м, что вполне достаточно для преодоления сопротивления геосинклинальной литосферы. Однако в каких пространственных и временных соотношениях с геосинклинальными поясами находятся эти хребты — остается неясным. Другими словами, предложенный механизм формирования складчатых поясов реален физически, но не обоснован геологически.

Завершим этот раздел следующим обобщением. Существует много различных концепций геосинклинального складкообразования. Их сходство состоит лишь в различной степени конкретности статической, кинематической и динамической картин (моделей) складчатости. В тех из них, в которых наиболее подробно описывается статическая картина — характерные особенности складчатой структуры, — гипертрофированы вертикальные или латеральные неоднородности этой структуры. Такой односторонний подход препятствует прогрессу на пути решения проблемы геосинклинального складкообразования.

**Складкообразование как составная часть эндогенного геосинклинального режима**

Рассмотрение основных особенностей развития коры показывает, что эндогенные процессы — тектонические, магматические, метаморфические — проявляются в закономерных сочетаниях. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих разных процессов идет

параллельно, тем самым демонстрируется внутреннее единство различных эндогенных процессов, что дает право говорить о наличии в жизни земной коры определенных эндогенных режимов [4, 5]. Каждый из них характеризуется определенными формой, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов и существует в той или иной области на протяжении того или иного периода геологического времени.

Из класса геосинклинальных режимов наибольший интерес представляет миогеосинклинальный режим. На его доинверсионной стадии преобладают погружение земной коры и накопление главным образом осадочных толщ, а на инверсионной — интенсивное складкообразование в сочетании с региональным метаморфизмом и гранитизацией этих толщ. Эти процессы характерны и для эвгеосинклинального режима, но их специфика (наличие в разрезе вулканогенных толщ, своеобразие деформаций в офиолитовых поясах, метаморфизм сверхвысоких давлений и др.) требует особого исследования эвгеосинклинального складкообразования.

В упомянутых выше концепциях геосинклинального складкообразования складчатость рассматривается в отрыве от других процессов, составляющих эндогенный геосинклинальный режим. Так, в заключении монографии М.А. Камалетдинова и других говорится, что складчатость и орогенез, процессы магматизма и метаморфизма, а также осадконакопление связаны своим происхождением с латеральными перемещениями горных пород по шарьягам и надвигам в условиях мощного бокового сжатия земной коры. Однако вопрос о характере этой связи ставится в книге лишь перед заключительной главой, когда основные особенности складчатой структуры уже рассмотрены и ее генезис, в трактовке авторов, считается установленным. Об осадконакоплении ничего не говорится кроме известных сведений о составе толщ и подстилающего их фундамента в мио- и эвгеосинклиналях, а из многообразия метаморфических процессов рассматривается лишь глаукофансланцевый метаморфизм, приуроченный к офиолитовым поясам.

Е.И. Паталаха [32] указывает на два ряда геологических структур: первичные — формационные, формирующиеся при осадконакоплении; вторичные — деформационные (дислокационные), формирующиеся при складкообразовании. Далее автор концентрирует внимание исключительно на последних, вне связи с первыми. Осадочные толщи фигурируют в этой концепции лишь в качестве среды, в которой происходит складкообразование, история и причина формирования этих толщ не рассматриваются. Метаморфизм этих толщ интересует автора лишь постольку, поскольку он вызывает снижение их вязкости в зонах крупных разломов — „генераторов складчатости“, а также вниз по разрезу.

В концепции С.А. Захарова [20] региональный метаморфизм трактуется как причина складкообразования, но весьма декларативно и



поэтому неубедительно. Осадконакоплению здесь уделяется столь же малое внимание, как и в двух вышеназванных монографиях.

В работах, посвященных структурной эволюции метаморфических комплексов, складкообразование рассматривается в неразрывной связи с региональным метаморфизмом. Так, Ю.В. Миллер определяет такой цикл как представляющий собой закономерное сочетание метаморфического и деформационного циклов и являющийся одной из форм выражения тепло-массообмена между различными уровнями земной коры и верхней мантии. Деформационный цикл отвечает не всей структурной истории комплекса, а лишь некоторой ее части начиная с момента бурной метаморфической перекристаллизации; информация о дометаморфическом структурном развитии, как правило, не подчиняется расшифровке [31]. Другими словами, доинверсионная стадия осадконакопления остается за пределами этой концепции.

В концепции В.В. Эза [46] осадконакопление происходит при движениях конвективного типа в зонах нисходящего потока вещества. Движения же эти обусловлены гранитизацией нижних частей коры. В отличие от Ю.В. Миллера, В.В. Эз называет деформационно-метаморфическим циклом ряд преобразований, которые испытывает один и тот же объем горных пород, начиная от их формирования на поверхности и кончая приближением снова к поверхностным условиям. Тем самым стирается грань между доинверсионной и инверсионной стадиями геосинклинального развития: один объем пород еще только формируется на поверхности, другой уже испытал катагенез, третий погрузился еще глубже и оказался прогрессивно метаморфизованным, четвертый прошел все эти стадии, испытал гранитизацию и попал в зону восходящего потока, пятый успел подняться еще выше и метаморфизоваться на этот раз регрессивно, шестой опередил все предыдущие и попал в зону денудации.

Все упомянутые в данном разделе концепции складкообразования квалифицированы как индуктивные. Теперь перейдем к дедуктивным концепциям.

В концепции Ж.С. Ержанова и других осадконакопление и метаморфизм не рассматриваются. В схеме О.Г. Сорохтина складкообразование трактуется в связи с указанными процессами в рамках тектоники плит на основе предположения, что геосинклинальные области образуются над опускающимися блоками нижней мантии в зонах развития сходящихся астеносферных течений. Прогибание земной коры и осадконакопление над такими зонами естественны. Однако умеренно- и высокоградийный региональный метаморфизм, характерный для инверсионной стадии геосинклинального развития, в настоящее время связывается с подъемом мантийных астенолитов к основанию коры. Такой подъем не может осуществляться в зонах нисходящих ветвей мантийных потоков вещества. Это замечание относится и к концепции В.Н. Ларина, хотя

нисходящий мантийный поток имеет у него иную природу, чем в тектонике плит.

В концепции Е.В. Артюшкова, М.А. Безра, С.В. Соболева и А.Л. Яншина доинверсионной стадии геосинклинального развития уделяется большое внимание. Предполагается, что эта стадия обусловлена поступлением под некоторую область с корой континентального типа значительной порции аномальной мантии, обладающей повышенной температурой и пониженной вязкостью. В результате происходит переход вещества „базальтового” слоя в эклогит, который „тонет” в более легкой аномальной мантии. Сама кора при этом утоняется и, подчиняясь изостатической компенсации, погружается с формированием миогеосинклинального пояса. Погружение поверхности консолидированной коры со временем компенсируется осадконакоплением. Подробности этого механизма изложены в работе Е.В. Артюшкова [1].

Последующее складкообразование значительно облегчается не только вследствие указанного утонения коры, но и в результате прогрева последней (происходящие при этом прогреве процессы регионального метаморфизма специально не обсуждаются). Однако причину горизонтального сжатия геосинклинальной области и формирования на ее месте складчатого пояса они усматривают в процессах, происходящих за пределами этой области, в срединно-океанических хребтах, куда в это время поступают соответствующие порции аномальной мантии. Таким образом, по этой концепции единый процесс геосинклинального развития обусловлен единой же причиной — поступлением под земную кору аномальной мантии, но в разное время и в разных местах. Здесь имеет место дуализм при объяснении геосинклинального процесса, что в методологическом отношении представляется как шаг назад по сравнению с упомянутыми выше взглядами О.Г. Сорохтина и В.Н. Ларина.

#### **Дилемма: внешние или внутренние складкообразующие силы**

Возникает вопрос — почему в упомянутых выше концепциях геосинклинального складкообразования складчатость зачастую рассматривается в отрыве от других процессов, составляющих эндогенный геосинклинальный режим, в первую очередь осадконакопления и регионального метаморфизма. Ответ на этот вопрос можно получить, если найти то общее, что объединяет большинство этих весьма различных концепций. А объединяет их представление о том, что складкообразование происходит под влиянием сил, внешних по отношению к сминающейся осадочной толще, т.е. приложенных к этой толще сбоку или снизу. Исключение составляют взгляды В.В. Эза и С.А. Захарова, у которых эти силы предполагаются внутренними. Блоки или пластины геосинклинального фундамента представляют собой тела, от которых исходит это внешнее

усилие. Способы передачи усилий разнообразны, но могут быть сведены к основным: нормальное или касательное усилие, приложенное к боковой или нижней границе осадочной толщи.

Но при такой постановке вопроса, когда осадочная толща рассматривается лишь как объект приложения внешних сил, закономерности ее формирования при осадконакоплении и происходящих в ней впоследствии метаморфических преобразованиях могут представлять интерес постольку, поскольку эти процессы определяют размеры названного объекта (мощность и горизонтальная протяженность толщи), его деформационные свойства (первичный и измененный при метаморфизме состав толщи, метаморфическая перекристаллизация как один из механизмов деформации и т.п.) и время деформации (возраст толщи и несогласно перекрывающих ее образований, возраст метаморфизма и гранитизации). В первом приближении, особенно при теоретическом исследовании проблемы складкообразования, эти вопросы представляются не столь существенными, поскольку главный фактор — складкообразующие силы — находится вне изучаемого объекта. И нет необходимости рассматривать складкообразование как составную часть эндогенного геосинклинального режима.

Если складкообразующие силы предполагаются внутренними, т.е. если их источник находится внутри осадочной толщи (или внутри земной коры в целом, как в схеме В.В. Эза), то выяснение закономерностей состояния осадочных и метаморфических толщ до и во время складкообразования становится весьма актуальным и без характеристики эндогенного режима здесь не обойтись. В этом случае геосинклинальный осадочный комплекс (или вся кора в целом) рассматривается на инверсионной стадии геосинклинального развития как саморазвивающаяся система без какого бы то ни было внешнего механического импульса. Характерные размеры такой системы — первые десятки километров по вертикали и десятки или сотни километров по латерали. Тектонические движения в такой системе являются внутрикоровыми [4]. Складкообразующая энергия вносится в такую систему не в механической, а в иной форме — тепловой, химической и т.п. [20].

Разумеется, и в концепциях внешних складкообразующих усилий последние возникают также в рамках некоторых саморазвивающихся систем. Но характерные размеры таких систем значительно больше. В настоящее время большинство исследователей усматривают причину „саморазвития“ в гравитационной дифференциации Земли, в которую вовлечена вся мантия [1, 4, 5, 33, 44 и др.]. По мнению сторонников мобилизма, гравитационная дифференциация обеспечивает горизонтальные движения литосферных плит и внутрилитосферных пластин, которые и оказывают внешнее воздействие на осадочный чехол. Но в таком случае характерный размер саморазвивающейся системы — тысячи километров по вертикали и латерали, т.е. на два порядка больше, чем у сис-

тем с внутренними складкообразующими силами. В рамках таких громадных систем складчатый осадочный чехол геосинклиналей представляет собой маленький винтик большой гравитационно-тепловой машины.

Таким образом, дилемма — внешние или внутренние складкообразующие силы — перерастает в другой вопрос: участвует ли в складчатых движениях только та геосфера, в которой формируется складчатая структура (геосинклинальный осадочный чехол, гранитно-метаморфический слой или в крайнем случае вся земная кора), или одновременно с этими движениями, обуславливая их, и происходят перемещения в более обширных геосферах, вплоть до всей мантии в целом?

Однако в настоящее время вряд ли возможно такое решение этого вопроса, с которым согласились бы все исследователи. Вероятно, этот вопрос следует сформулировать иначе: реальны ли геологически и физически автономные складчатые движения в ограниченной геосфере, не выходящей за рамки земной коры? Возможность таких движений со ссылкой на гранитогнейсовые купла признают и сторонники мобилизма [33, 44]. В современных мобилистических концепциях, развиваемых А.В. Пейве и его последователями, фигурирует несколько способов формирования континентальной коры, в том числе автохтонный, причем отмечается, что механизм тектонического скучивания (в частности, складкообразования) в областях с автохтонным гранитно-метаморфическим слоем пока неясен. По-видимому, автохтонный способ более свойственен переходной стадии формирования континентальной коры (т.е. инверсионной геосинклинальной стадии — стадии регионального метаморфизма и складкообразования). Аллохтонный способ, приводящий к тектоническому объединению, скучиванию, стягиванию ранее возникших участков гранитно-метаморфического слоя, доминирует на последней, континентальной стадии формирования коры при орогенном режиме.

Тенденция перехода от конфронтации к суперпозиции основных направлений в геотектонике, отмеченная Ю.А. Косыгиным, позволяет выделить то общее, что имеется во взглядах сторонников фиксизма и мобилизма при трактовке стадийности развития земной коры. Инверсионная стадия геосинклинального развития по терминологии фиксизма и соответствующая ей в первом приближении переходная стадия формирования континентальной коры по терминологии мобилизма, для которой характерны интенсивное складкообразование и региональный метаморфизм, обозначены терминами, которые вполне можно было бы поменять местами. Это стадия развития — переходная от преобладания опусканий к преобладанию поднятий земной коры. В то же время она является инверсионной от преобладания горизонтального растяжения и деструкции коры к преобладанию горизонтального сжатия, скучивания и создания новой континентальной коры. Как на предыдущей (доинверсионной, океанической), так и на последующей (орогенной, континентальной) стадии

доминируют общекоровые тектонические движения, охватывающие всю кору в целом и часть мантии и характеризующиеся большой интенсивностью и контрастностью. На инверсионной (переходной) стадии они меняют направление (погружение на воздымание или растяжение на сжатие), а тем самым неизбежно снижают свою интенсивность. В физике это малая скорость маятника при смене направлений движения, в метеорологии — штиль при перемене направления ветра. Вот почему на инверсионной (переходной) стадии развития земной коры, в обстановке малой интенсивности общекоровых движений, создается благоприятная ситуация для развития самостоятельных внутрикоровых тектонических движений, обусловленных силами, внутренними по отношению к той геосфере, в которой эти движения происходят.

Такая трактовка инверсионной (переходной) стадии, естественная в рамках фиксистского подхода [4, 5], в последнее время находит отражение во взглядах некоторых сторонников мобилизма. Так, П.К. Куликов предпринял попытку показать, что развитие геосинклиналей контролируется двумя разномасштабными механизмами. Один из них, планетарный, отражаемый движениями литосферных плит, создает на ранней (океанической) стадии развития геосинклинальные области, а другой, зональный, обусловленный региональным метаморфизмом, создает на месте последних складчатые области, что происходит уже на средней, островодужной (переходной) стадии.

Из сказанного вытекает актуальность выявления механизма внутрикоровых складчатых тектонических движений, происходящих в обстановке повышенной интенсивности теплового потока в коре и регионального метаморфизма. По терминологии сторонников мобилизма, речь идет о механизме тектонического скучивания в областях с автохтонным гранитно-метаморфическим слоем, т.е. об автохтонном способе формирования континентальной земной коры.

**О возможной природе внутренних сил,  
вызывающих внутрикоровые складчатые тектонические движения**

Как уже говорилось, возникновение внутренних складкообразующих сил обусловлено процессами, происходящими в самой сминающейся геосинклинальной толще. Среди этих процессов ведущую роль играет региональный метаморфизм. В общей форме эта идея была выдвинута в 30-х годах французскими исследователями Р. Перреном и М.Рубо. Более разработанную концепцию предложил А.А. Сорский, суть которой состоит в том, что в процессе регионального метаморфизма и гранитизации геосинклинальные отложения в осевых частях прогибов увеличиваются в объеме и в связи с невозможностью расширяться в стороны сминаются в складки и поднимаются в направлении наименьшего сопротивления, т.е. вверх, раздвигая и сминая толщи периферических частей геосинклинали.

Эта концепция представляет собой существенный шаг вперед в решении рассматриваемой проблемы. Она развивается и другими исследователями [20].

Однако и она имеет своей недостаток. Увеличение объема пород (дилатация) при метаморфизме составляет в лучшем случае первые десятки процентов и поэтому вряд ли может обеспечить интенсивное складкообразование. Потребовался еще один, весьма важный шаг, который заключался в осознании другой стороны процесса метаморфогенной дилатации — возникновения инверсии плотности в земной коре.

Гравитационное равновесие в земной коре, равно как и в других геосферах, существует в том случае, когда нижележащие породы имеют большую плотность, чем вышележащие. Если это условие не соблюдается и породы, залегающие внизу, более легкие, чем покрывающие их, другими словами, если имеет место инверсия плотности, то гравитационное равновесие нарушается.

Механизм восстановления гравитационного равновесия представляет собой движение материала земной коры, направленное на ликвидацию инверсии плотности. Оно заключается во всплывании более легких масс горных пород и компенсирующем погружении более тяжелых масс. Процесс такого всплывания не остается без последствий — в результате слоистый материал не только перемещается, но и сминается в складки.

Движения, направленные на восстановление гравитационного равновесия, получили наименование адвективных. Термин „адвективные движения“, или „адвекция“, был введен в геологическую литературу В.В. Белоусовым [3] и затем неоднократно применялся им в последующих работах, в том числе в обобщающей монографии по геотектонике [4].

В работе [3] содержится краткая история становления представлений об адвективных движениях. Вначале это было понятие о диапиризме, которое распространил на глубинные процессы Э.Вегманн. Частные проявления адвекции в форме всплывающих соляных и гранитогнейсовых куполов давно обсуждаются в литературе. Однако зарождение гипотезы В.В. Белоусова и Х. Рамберга, в которой инверсии плотности и адвективным движениям отводится важная роль в формировании структуры земной коры, можно датировать лишь началом 60-х годов.

Качественно новый этап в развитии гипотезы ознаменовался выходом в свет упомянутой работы В.В. Белоусова [3]. В этой работе не просто вводится новый термин „адвективные движения“, но также отмечается, что данное понятие выходит далеко за рамки соляного и гранитогнейсового диапиризма и охватывает весьма широкий круг процессов, причиной которых служит нарушение гравитационного равновесия в земной коре и мантии. В последующих работах В.В. Белоусова эта концепция совершенствуется. Систематическое изложение ее различных аспектов содержится в указанных выше монографиях [4, 5]. Аналогичные взгляды развивает Х. Рамберг [34]. Существенную роль в создании

физико-математической базы адвективной концепции сыграли многочисленные работы Е.В. Артюшкова.

В.В. Белоусовым указаны разные причины нарушения гравитационного равновесия в земной коре, которые приводят к адвективным движениям.

1. Осадконакопление, если оно приводит к появлению толщ, более легких, чем отложенные позднее вышележащие. Это в первую очередь соленосные толщи. Механизм всплывания соляных куполов обсуждается уже в течение длительного времени. Адвективный характер таких движений всесторонне рассмотрен А.М. Сычевой-Михайловой и др. На возможность седиментогенной инверсии плотности в геосинклинальных осадочных толщах недавно указал А.В. Вихерт.

2. Тектонические движения, обусловленные разными причинами. В процессе вертикальных тектонических движений поднимаются блоки, сложенные более тяжелыми породами, которые могут прийти в соприкосновение с более легкими породами соседних блоков. Такое состояние механически неустойчиво и вызывает разваливание поднятых над земной поверхностью блоков в стороны. Другой пример неустойчивости, обусловленной вертикальными движениями, — это соскальзывание массивов горных пород со склонов растущих поднятий с образованием складчатости и покровов гельветского типа. Вертикальные движения искривляют границы между толщами разной плотности, создавая так называемый „клин-эффект“ (термин А.В. Лукьянова). Адвективные движения, направленные на выпрямление таких границ и ликвидацию нарушенного гравитационного равновесия, приводят к значительным горизонтальным перемещениям, складкообразованию и формированию тектонических покровов [18, 28]. Все эти явления получили наименование „гравитационного тектогенеза“ в узком смысле (в широком смысле любой тип адвекции — это тоже „гравитационный тектогенез“). Горизонтальные тектонические движения также могут быть причиной механически неустойчивого состояния. Например, в процессе образования покровов более тяжелые породы аллохтона могут оказаться лежащими на более легком автохтоне, вследствие чего вещество последнего стремится „всплыть“ через аллохтон.

3. Региональный метаморфизм, если в его результате нижележащие толщи становятся легче покрывающих их пород [14].

4. Гранитизация. Наиболее типичный пример адвективных движений, порожденных гранитизацией, — всплывание гранитогнейсовых куполов.

Механизм движений этого типа рассмотрен в работах О.М. Розена, С.В. Чеснокова, В.В. Эза [46].

5. Выплавление магмы, более легкой, чем вмещающие и перекрывающие породы. Динамика интрузий такой магмы описана В.Н. Шараповым и В.С. Голубевым, а также А.С. Калининным и В.В. Ревердатто. Адвективные движения такого типа создают вулканотектонические структуры.

## Необходимость комплексного подхода к разработке концепции геосинклинального складкообразования

Выше были рассмотрены различные концепции складкообразования. Некоторые публикации претендуют на окончательное решение проблемы. Однако сам факт значительной разницы между этими конкурирующими концепциями говорит о том, что до такого решения еще далеко. В предыдущих разделах данной главы была предпринята попытка показать не только отличие этих концепций друг от друга, но и то, что является общим для большинства из них. Если сказать в двух словах, — это отсутствие комплексного, системного подхода к решению проблемы.

Складкообразование представляет собой составную часть некоторой природной системы — эндогенного геосинклинального режима. Другие неотъемлемые элементы этой системы — это осадконакопление и региональный метаморфизм (в широком смысле, включая гранитизацию). Все рассмотренные выше концепции трактуют складкообразование в отрыве от одного, а часто и от всех названных элементов. (Еще один существенный элемент системы — магматизм — не столь тесно связан со складкообразованием и поэтому здесь не рассматривается.)

В то же время большинство из этих концепций признает в качестве главной причины складкообразования внешние силы, приложенные к геосинклинальной толще сбоку, со стороны соседних литосферных плит, или снизу, со стороны геосинклинального фундамента. Выше было показано, что обращение к внешним силам равнозначно описанию складкообразования в рамках природной системы, далеко выходящей за пределы эндогенного геосинклинального режима и функционирующей под влиянием таких более общих причин, как гравитационная дифференциация вещества Земли.

Таким образом, в большинстве концепций геосинклинальное складкообразование, не рассмотренное должным образом в неразрывной связи с другими элементами соответствующей системы — эндогенного геосинклинального режима, — трактуется как элемент более обширной и сложной системы. Поэтому и не приходится удивляться столь значительному отличию этих концепций друг от друга.

К этому следует добавить то, что во всех концепциях нет необходимой пропорции между статической (конкретные примеры складчатых областей, их характерные особенности „обобщенный портрет“ такой области), кинематической (характер складчатых движений, решение проблемы пространства) и динамической (оценка величины складкообразующих сил, деформационных свойств сминающихся толщ и т.п.) картинami складчатости. Как правило, одна из этих картин сильно гипертрофирована в ущерб другим.

Сказанное не означает, что автор отвергает хотя бы одну из упомянутых концепций складкообразования. История геотектоники знает не-

мало примеров того, как отвергнутые в свое время большинством исследователей гипотезы: возрождались на новой основе (например, гипотезе А. Вегенера о движении материков). Он считает методологически неверным путь, по которому пошли в вопросе оценки различных концепций складкообразования М.А. Камалетдинов и его соавторы [22]. В работе [22] в небольшом историческом экскурсе были подвергнуты критике взгляды С.А. Захарова [20] и М.А. Гончарова [14]. Автор считает такую критику неконструктивной.

Не отвергая ни одной из упомянутых выше концепций складкообразования, автор считает, что все они недостаточно развиты в рамках некоторой единой системы. Если в такой концепции действующими считаются внутренние складкообразующие силы, то достаточно ограничиться описанием складкообразования в тесной и взаимообусловленной связи с другими главными компонентами эндогенного геосинклинального режима — осадконакоплением и региональным метаморфизмом. В случае привлечения внешних сил добавляется число взаимозависимых компонентов из-за трактовки складкообразования в рамках более обширной и сложной системы. И только развитую в указанном смысле концепцию можно было бы принять или отвергнуть в зависимости от ее соответствия природным данным. Однако эта задача выходит далеко за рамки исследования.

Вот почему автор не рискнул взять в качестве темы исследования „Происхождение складчатости“. Он взял на себя задачу — разработать концепцию складкообразования в рамках некоторой системы, в данном случае эндогенного геосинклинального режима, во взаимной связи и взаимообусловленности с другими главными составными элементами этого режима. Именно этому намерению отвечает тема исследования, более узкая, чем просто происхождение складчатости. Вероятно, со временем будет разработана полная модель системы, в которой на геосинклинальную толщу действуют внешние силы. И только в результате сопоставления моделей двух систем — с внутренними и внешними складкообразующими силами — и возникнет теория происхождения геосинклинальной складчатости, решающая проблему, о которой идет речь. В настоящее время в литературе высказываются лишь самые общие соображения об иерархии природных систем и их моделей.

#### Принципы, положенные в основу разработки концепции геосинклинального складкообразования

1. Концепция не должна находиться в противоречии с основными современными направлениями в геотектонике. Развивая фиксистские представления о саморазвитии геосинклинали, она в то же время направлена на конкретизацию автохтонного способа формирования континентальной земной коры, предусматриваемого сторонниками мобилизма.

2. Функционирование системы, в рамках которой разрабатывается концепция (в данном случае такой системой является эндогенный геосинклинальный режим), должно быть обеспечено минимумом причин, а еще лучше — единственной первопричиной. Это стремление к максимальной простоте гипотезы, методологическое требование, отражающее единство мира.

3. Между главными элементами, составляющими эндогенный геосинклинальный режим, — осадконакоплением, складкообразованием и региональным метаморфизмом — должны быть установлены взаимообусловленные связи, главные из которых следующие: а) влияние осадконакопления на последующие процессы складкообразования и регионального метаморфизма не только посредством таких обычно учитываемых факторов, как состав и мощность толщ, но и таких как скорость осадконакопления и далеко не всегда принимаемые во внимание недеформационные физические свойства этих толщ (плотность, пористость, проницаемость, давление поровых флюидов), другими словами — учет их начального физического состояния; б) связь формы складчатости (линейная, купольная, лежащая, наложенная и др.) с особенностями осадконакопления и регионального метаморфизма; в) влияние разных степеней регионального метаморфизма (от катагенеза и начального метаморфизма до гранитизации) на складкообразование.

4. Для построения концепции должен быть использован метод, успешно применяемый в науках, более развитых в теоретическом плане, чем геология. Таковым является гипотетико-дедуктивный метод. В.В. Груза, И.И. Абрамович и другие геологи указывают на преимущества этого метода над преобладающим менее перспективным эмпирическим подходом к изучению явлений и процессов. Гипотетико-дедуктивный метод предполагает следующие последовательные операции: 1) выдвижение гипотезы безотносительно к объясняемому ею эмпирическому материалу в виде постулирования (единственная индуктивная операция); 2) выбор или создание (построение) модели; 3) исследование модели с целью дедуктивного выведения эмпирически проверяемых следствий; 4) сопоставление этих следствий с целью установления степени адекватности модели описываемому кругу явлений. Заметим, что аргументы в пользу выдвижения гипотезы (первая операция) не доказывают ее истинность, а лишь свидетельствуют о ее правдоподобии, т.е. праве на выдвижение. Степень соответствия гипотезы природным данным устанавливается лишь последующими операциями. Другими словами, гипотеза и модель должны быть предсказательными.

5. В концепции должна быть соблюдена необходимая пропорция общезначимого и регионального, что весьма актуально для геологии.

6. В концепции должны фигурировать статическая, кинематическая и динамическая картины складчатости с необходимой степенью конкретности каждой из них.

7. Модель тектонического процесса, в частности складкообразования, должна являться в концепции предметом специального анализа (2-я и 3-я операции). В процессе научного познания такая модель „замещает“ изучаемый объект, в особенности когда последний удален от исследователя в пространстве и (или) во времени. В том, что при изучении тектонических процессов такой анализ представляется перспективным, автор убедился в свое время, приняв участие в дискуссиях о путях становления „математической геологии“. В этом отношении изучение тектонических процессов сильно отстало от изучения тектонических объектов. Модели тектонических объектов, в первую очередь графические — карты, разрезы и т.д., — достигли большого совершенства и уже давно выступают в анализе в качестве заместителя изучаемого объекта. Что касается процессов, то о них обычно делают словесные заключения, а если и обращаются к графикам, то на этих графиках чаще всего фигурируют лишь стрелки, обозначающие направление перемещения вещества или действовавшие силы. В настоящее время, в связи с широким проникновением математических методов в различные разделы геологии, настал благоприятный момент, чтобы начать „подтягивать“ уровень моделей тектонических процессов до уровня моделей объектов, являющихся результатом этих процессов.

В. Весьма желательно, чтобы модели, о которых шла речь, выступали в концепции в двух формах — математической и физической (с применением эквивалентных материалов в лаборатории), дополняющих друг друга. Математическая модель всегда игнорирует множество факторов, но между наиболее существенными из них и заложенными в модель можно выявить все взаимосвязи. Модель же из эквивалентных материалов гораздо ближе к природе, в ней все развивается по законам физики, а не в соответствии только с допущениями исследователя, но взаимосвязь между факторами не всегда можно уловить. Например, не всегда можно „заглянуть внутрь“ модели и посмотреть, „что там делается“, не останавливая процесса. Поэтому математическое моделирование можно рассматривать как средство оптимального планирования весьма длительных и трудоемких экспериментов. Физическое же моделирование — это критерий справедливости допущений, положенных в основу математической модели.

9. Поскольку в концепции складкообразование рассматривается в связи с процессами осадконакопления и регионального метаморфизма, то в ее сферу должны быть привлечены новейшие данные не только геотектоники, структурной геологии и тектонофизики, но также и литологии, нефтяной геологии, гидрогеологии, геофизики и петрологии. В связи с моделированием, о котором шла речь, должны быть использованы и новейшие достижения механики сплошных сред (ниже конкретно речь пойдет об одном из ее разделов — конвективной гидродинамике). Весьма желательно иметь и обратный эффект, т.е. чтобы разработанные поло-

жения концепции представляли интерес не только для специалистов по геотектонике, но и для представителей указанных смежных отраслей геологии.

### Гипотеза, положенная в основу концепции геосинклинального складкообразования

Такую гипотезу предложил в рамках своей концепции эндогенных режимов В.В. Белоусов [3, 4, 5]. Применительно к некоторому региону ее конкретизировал В.Н. Шолпо [45]. Суть ее сводится к следующему.

В результате гравитационной дифференциации вещества Земли мантия под будущей геосинклинальной областью получает тепловой импульс и становится „горячей“. Этот импульс не сразу проникает в кору, которая испытывает интенсивное прогибание, сопровождающееся осадконакоплением, и в течение некоторого времени остается „холодной“. Если не обсуждать конкретные механизмы формирования „горячей“, или „аномальной“, мантии и погружения в эту мантию коры, то можно сказать, что аналогичных взглядов придерживаются Е.В. Артюшков, М.А. Безр, С.В. Соболев и А.Л. Яншин. Это доинверсионная геосинклинальная стадия, которая интересна постольку, поскольку в это время формируется геосинклинальный осадочный комплекс, обладающий определенными физическими свойствами, которые надо принимать во внимание при анализе последующих событий.

Через некоторый промежуток времени, зависящий от мощности и температуропроводности литосферы, тепловой импульс проникает в земную кору. Он вызывает в ней и, в частности, в только что сформированном осадочном комплексе региональный метаморфизм. Метаморфизм осадочного комплекса имеет прогрессивный характер, преобладают реакции дегидратации (а также декарбонатизации), и в поровое пространство пород выделяется свободная вода, обладающая избыточным объемом. Ничтожная проницаемость метаморфизируемых пород препятствует уделению этой воды. В результате породы увеличивают свой объем и, в силу сохранения массы, уменьшают свою плотность. Поскольку в верхней части осадочного комплекса породы не претерпевают таких изменений и сохраняют первоначальную плотность, то в осадочном комплексе возникает инверсия плотности. Эта инверсия плотности возбуждает адвективные движения и складкообразование, о чем уже говорилось выше.

В этой гипотезе процессы осадконакопления, регионального метаморфизма и складкообразования взаимосвязаны и взаимно обусловлены в рамках единой системы — эндогенного геосинклинального режима. Эта система приводится в действие общей и единственной первопричиной — тепловым импульсом, приобретенным мантией в результате гравитацион-

ной дифференциации вещества Земли. Таким образом, эта гипотеза полностью отвечает требованиям, сформулированным в первых трех пунктах предыдущего раздела данной главы. Ни одна из упомянутых выше концепций геосинклинального складкообразования комплексу этих требований не отвечает. Именно поэтому адвективная гипотеза В.В. Белоусова положена в основу разработки соответствующей концепции.

О термине „адвекция”

Адвекция — это ограниченная конвекция [3]. При конвекции может осуществляться многократное круговращение вещества. Это происходит, например, при нагревании слоя жидкости снизу, поскольку такое нагревание постоянно поддерживает в слое инверсию плотности. При адвекции же максимум возможного — это однократный обмен, когда легкое и тяжелое вещества меняются местами, после чего инверсия плотности ликвидируется и процесс прекращается (обычно он прекращается раньше).

Впервые необходимость провести различие между конвекцией и адвекцией возникла в метеорологии. Наряду с конвекцией, возникающей над нагретой поверхностью лито- или гидросферы, существует другой тип перемещения воздуха — в горизонтальном направлении под действием горизонтального градиента атмосферного давления. По мере развития этого процесса атмосферное давление выравнивается, и в конце концов процесс затухает. В связи с этим отметим, что адвекция совсем не обязательно представляет собой вертикальное движение, как полагают некоторые исследователи, в частности В.Е. Хаин, считая адвекцию атрибутом фиксизма.

В то же время кинематически оба процесса сходны, ибо обмен веществом в обоих случаях осуществляется по замкнутым траекториям движения частиц, только при конвекции одна и та же частица может совершить по своей траектории много оборотов, а при адвекции — максимум пол-оборота. В переводе с латинского термины „адвекция” и „конвекция” означают доставка.

Нельзя признать удачной терминологию, при которой сходство обоих процессов обозначается существительным „конвекция”, а отличие — прилагательными „тепловая” и „гравитационная” с переходным типом „термогравитационная”. Дело в том, что в физике под конвекцией понимают способ передачи тепла от одного тела к другому, подразделяя ее на свободную и вынужденную. Свободная конвекция возбуждается только разностью температур и происходит в гравитационном поле, ее полное наименование отражено в заглавии сборника материалов конференции „Современные проблемы тепловой гравитационной конвекции”, состоявшейся в Минске в 1971 г. О вынужденной конвекции говорят в тех случаях, когда движение теплоносителя обусловлено посторонними

причинами, например при нагнетании горячей воды в жилое помещение посредством насоса. Если в природе существует механизм выдавливания магмы или горячих флюидов к земной поверхности в обстановке внешнего бокового сжатия, то такой процесс тоже можно было бы квалифицировать как вынужденную конвекцию тепла. Термин „гравитационная конвекция“, в отличие от „адвекции“, неудобен в употреблении, поскольку от него образуется более сложное прилагательное, например „гравитационно-конвективные движения“.

Руководствуясь приведенными соображениями, нетрудно квалифицировать такой, например, процесс, как „всплывание“ соляных куполов под действием инверсии плотности. Это типичная адвекция, которая закончится после полного „всплывания“ легкой соленосной толщи наверх или даже раньше; передача тепла здесь отсутствует (если пренебречь диссипацией тепла при вязком трении).

Сложнее обстоит дело при квалификации процесса „всплывания“ более легких метаморфизованных толщ, на котором ниже будет сосредоточено основное внимание. Здесь в качестве первопричины выступает подогрев осадочного комплекса снизу, т.е. процесс связан с передачей тепла снизу вверх и на первый взгляд должен рассматриваться как конвекция. Однако, как было сказано выше, главную роль в тепловом расширении пород играет поровая вода. При „всплывании“ к поверхности метаморфические породы теряют эту воду и предстают перед исследователями „сухими“. А это означает, что даже при продолжении подогрева снизу процесс остановится, исчерпав себя, т.е. это, в соответствии с вышеуказанным определением, — адвекция, а не конвекция.

Неприменимость к данному процессу термина „конвекция“ вытекает также из следующих соображений. Как известно из физики, наряду с конвекцией существует другой способ передачи тепла от одного тела к другому — теплопроводность (кондукция). При этом физики обычно считают, что конвекция происходит только в жидкостях и газах, а в твердых телах возможна только кондукция.

Констатация чрезвычайной длительности геодинамических процессов привела к признанию относительности понятия твердого тела. В этих процессах горные породы в первом приближении ведут себя как вязкие жидкости. Поэтому гипотетические движения в мантии, происходящие под действием тепловых импульсов, также были обозначены термином „конвекция“.

Однако специалисты в области геотермии продолжают употреблять этот термин в прежнем значении, т.е. в применении только к жидкостям и газам. В общем тепловом потоке они выделяют две составляющие — кондуктивную и конвективную. Первая — передача тепла посредством теплопроводности под действием геотермического градиента. Вторая — вынос тепла флюидами (гейзерами, тепловыми источниками и т.п.) и жидкой магмой.

Впервые на двойственное толкование термина „конвекция” обратили внимание Г.А. Кейльман, В.Б. Болтыров и С.Г. Паняк. Они предложили выделять три формы передачи тепла — кондуктивную, конвективную и аккумулятивную. Последняя представляет собой вынос тепла вверх нагретыми массами горных пород.

Охарактеризуем все три формы передачи тепла более отчетливо.

1. Кондуктивная. Горные породы и заключенные в них флюиды неподвижны, движется только тепло.

2. Конвективная. Горные породы неподвижны, но сквозь них фильтруются флюиды, переносящие тепло.

3. Аккумулятивная. Горные породы движутся вверх вместе с заключенными в них флюидами и непосредственно переносят тепло.

Полностью соглашаясь с введенным Г.А. Кейльманом последним понятием, автор в то же время не может признать удачным предложенный для его обозначения термин. В случае его применения пришлось бы говорить об аккумуляции, аккумулятивных движениях и т.п. Этот термин уже давно применяется в седиментологии в совершенно ином значении.

В этой ситуации, чтобы не вводить новый термин, можно воспользоваться термином „адвекция” и говорить об адвективном выносе тепла, наряду с происходящим одновременно конвективным и кондуктивным выносом.

Каким же прилагательным охарактеризовать тот тип адвекции, на котором ниже будет сосредоточено основное внимание? Автор, исходя из того, что адвекция этого типа обусловлена региональным метаморфизмом осадочного комплекса, назвал ее метаморфогенной. В работе [14] это сопровождалось оговоркой о применении термина „метаморфизм” в широком смысле, включая катагенез (эпигенез). Однако отклики на книгу [22, 32] показали, что геологов, занимающихся складчатостью осадочных толщ, неметаморфизованных в узком смысле этого слова, этот термин не устраивает. Кроме того, ниже будет показано, что значительную роль в тепловом расширении пород играет реликтовая поровая вода, т.е. это расширение возможно вообще без метаморфизма пород, а под влиянием теплового импульса. Поэтому более правильно называть рассматриваемый процесс термофлюидной адвекцией.

При таком звучании оттеняется роль как теплового импульса — возбудителя процесса, так и флюидов, присутствие которых весьма существенно. Кроме того, в таком контексте совершенно очевидна неприемлемость термина „конвекция”, поскольку термофлюидная конвекция — это указанный выше вынос тепла нагретыми флюидами (гейзерами и т.п.), т.е. совершенно другой процесс. Что касается постдиагенетических изменений осадочных пород, то в зависимости от степени повышения температуры при тепловом импульсе и прогрессирующем подъеме геотерм это может быть собственно метаморфизм в узком смысле, или более слабые преобразования — мета- и катагенез.

Весь этот экскурс в область терминологии понадобился потому, что, с одной стороны, вслед за В.В. Белоусовым термин „адвекция” используют другие авторы [31,45 и др.]. Более того, появились представления об адвекции и адвективном характере выноса тепла в верхней мантии, выдвинутые В.В. Гордиенко и Н.М. Якоби, т.е. сфера действия термина вынесена за пределы земной коры. С другой стороны, имеются авторы, в том числе и такие, которые придерживаются сходных с В.В. Белоусовым взглядов на происхождение складчатости (А.В. Вихерт, В.В. Эз), но употребляют при этом термин „конвекция”. Большинство из них описывают этим термином течения в мантии. Однако уже начинается осознание того факта, что при описании конвекции в мантии не учитывается теплоперенос за счет движения пород, отдающих и принимающих тепло [33]. Другими словами, и в мантии, где выплавленная основная магма фильтруется сквозь поры в твердом рестите, существуют две формы передачи тепла — конвективная (посредством фильтрующейся жидкой магмы) и та, которую мы выше назвали адвективной (посредством движущихся твердых горных пород).

Все изложенное свидетельствует о самостоятельности терминов „адвекция” и „конвекция” и стоящих за ними весьма разных понятиях.

Первый главный вопрос — имеются ли основания считать, что к началу складкообразования в геосинклинальной толще имела место инверсия плотности? Современное состояние таких толщ позволяет в этом сомневаться. Хорошо известно, что в складчатых областях нижележащие более древние свиты, как правило, более высокометаморфизованы и поэтому более плотные. Однако ясно и то, что к настоящему времени из обнажающихся на поверхности пород ушли тепло и флюиды. Поэтому их физическое состояние ныне существенно иное, чем во время складкообразования. Исследование их физического состояния на интересующей нас стадии геосинклинального развития при соответствующих глубинных  $pT$ -условиях (где  $p$  — давление,  $T$  — температура) представляет собой специальную самостоятельную задачу. Результаты ее решения (в первом приближении) отражены в последующих главах.

## ГЛАВА 2

### ИЗБЫТОЧНОЕ ОБВОДНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЩ ПЕРЕД ИХ МЕТАМОРФИЗМОМ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕМ

Выше говорилось о необходимости анализа складкообразования в рамках эндогенного геосинклинального режима, с концентрацией внимания на „триаде” взаимосвязанных процессов — осадконакопления, регионального метаморфизма и складкообразования. В работе [14] один из элементов этой триады — осадконакопление — специально не рассматривался, т.е. концепции автора был присущ тот же недостаток, что и упомя-

нутым выше концепциям геосинклинального складкообразования.

Однако, так как субстрат складкообразования — осадочная толща, то для полноты любой такой концепции в последней должен быть раздел, характеризующий физические свойства этой толщи перед ее метаморфизмом и складкообразованием. Для создания такого раздела автор обратился к данным литологии, нефтяной геологии, морской геофизики и гидрогеологии. При этом стержневым был вопрос о роли флюидной фазы в осадочной толще, который в настоящее время весьма актуален [41]. В частности, имея в виду избыточную обводненность толщи при ее последующем региональном метаморфизме, весьма важно знать, какую долю вносит в это обводнение остаточная, реликтовая поровая вода и вода метаморфогенная, новообразованная. Обобщение соответствующих данных и представляет собой содержание данной главы [15].

Разработка физических моделей метаморфизма была начата в 1977 г. В.В. Ревердатто и др. Решение поставленной задачи должно проводиться на модельном уровне, а не посредством общих рассуждений.

**Модель геосинклинальной осадочной толщи на стадии, предшествующей региональному метаморфизму и складкообразованию**

Прежде чем говорить о возникновении инверсии плотности в геосинклинальной осадочной толще, необходимо оценить ее следующие „доинверсионные“ начальные параметры: состав, мощность, температуру, степень „метаморфизма погружения“, плотность, пористость, проницаемость и давление поровых флюидов. Однако обнажающиеся ныне на поверхности геосинклинальные толщи настолько изменены в результате регионального метаморфизма и складкообразования, что из перечисленных параметров можно, да и то лишь с различными оговорками, оценить только первоначальные состав и мощность. Оценить остальные параметры возможно лишь в том случае, если в природе существует некоторый современный аналог геосинклинальной толщи, сходный с ней по двум названным параметрам, для которого можно предполагать также сходство и по остальным параметрам. Оказывается, для подобного предположения имеется определенное основание. Оно заключается в том, что остальные параметры существенно зависят от скорости осадконакопления (о чем более подробно будет сказано ниже).

Таким образом, для подбора современного аналога геосинклинальной толщи оценим сначала ее характерные состав, мощность и скорость осадконакопления.

**Состав.** Среди осадочных пород геосинклиналей преобладают глинистые разности, а среди их метаморфических аналогов — апелитовые парagneйсы и кристаллические сланцы [38].

*Мощность* отложений одного крупного цикла достигает в геосинклиналях 10–15, иногда 20–25 км. Значение 20 км фигурирует в моделях метаморфизма геосинклинальных толщ [38].

*Скорость осадконакопления.* В геосинклиналях осуществляется так называемая „лавинная седиментация“, по А.П. Лисицыну, со скоростью, превышающей 100 м/млн лет. С учетом „фактора длительности“, „фактора древности“ и состава отложений, как показал К.Б. Сеславинский, эта скорость существенно не менялась на протяжении всего неогена. Значение порядка 100 м/млн лет, полученное К.Б. Сеславинским, усреднено как по времени, так и по площади. В действительности осадконакопление осуществляется посредством кратковременных „рывков“, чередующихся с длительными перерывами, и значительно интенсивнее в осевых частях прогибов. С учетом этого можно принять, что реальная скорость процесса составляет сотни метров за 1 млн. лет [45] и обусловлена весьма быстрым прогибанием земной коры в геосинклиналях, по данным Е.В. Артюшкова, М.А. Безра и др.

По названным трем параметрам осадочных толщ ближе всего к геосинклиналям находятся современные глубоководные впадины внутренних морей [1,8]. Что касается окраинных морей, которые иногда рассматриваются как современные аналоги геосинклиналей, то для них характерны значительно меньшие мощности осадков и скорость осадконакопления; это замечание в еще большей степени относится к современным океанам.

Сказанное позволяет принять, вслед за Е.В. Артюшковым и другими, осадочные толщи внутренних морей в качестве современного аналога геосинклинальных толщ и оценить другие параметры последних по данным бурения и морской геофизики, относящимся к внутренним морям. Эти оценки соотнесены с разрезом геосинклинальной толщи (рис. 1, а). Мощность этого разреза, составляющая 20 км, не усредненная или характерная, а близкая к максимуму (см. выше). Толщам меньшей мощности будут соответствовать „урезанные“ снизу графики различных параметров (см. рис. 1, б – е), описываемые ниже. При этом весьма существенно то, что и толщи меньшей мощности, характерные для геосинклиналей, накапливались весьма быстро; на это указали Е.В. Артюшков и М.А. Безра.

*Температура.* Геотермические наблюдения показывают, что во внутренних и окраинных морях с большой мощностью осадочного слоя наблюдается пониженный тепловой поток через кровлю этого слоя, и наоборот. Из сравнения данных по семи морям, проанализированных Ю.П. Нелрочновым и другими исследователями, видно, что минимальный тепловой поток – 20–35 мВт/м<sup>2</sup> имеет место в Черноморской впадине, где мощность осадочного чехла максимальна (10–15 км). Максимальный тепловой поток – 90–125 мВт/м<sup>2</sup> зарегистрирован во впадине Японского моря, где мощность осадочного чехла минимальна (1,5 – 2 км).

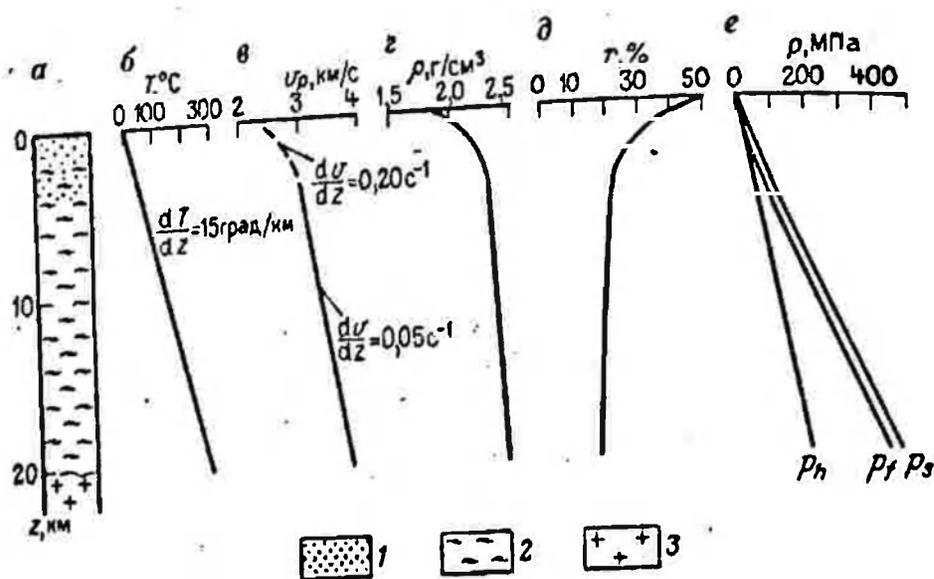


Рис. 1. Физическая модель геосинклиальной осадочной (преимущественно глинистой) толщи после окончания осадконакопления:

*a* — разрез осадочной толщи; *б* — *в* — графики изменения с глубиной (*б* — температуры, *в* — скорости продольных сейсмических волн, *г* — плотности пород, *д* — пористости пород, *е* — давления)

1–2 — осадочные породы по терминологии, принятой в морской геофизике (1 — неуплотненные, 2 — полуплотненные); 3 — геосинклиальный фундамент  
Давления:  $p_h$  — гидростатическое, или „нормальное“,  $p_f$  — флюидное,  $p_s$  — литостатическое

Уменьшение теплового потока во внутренних морях, характеризующихся высокими скоростями осадконакопления, объясняется тем, что на большие глубины довольно быстро попадают холодные осадочные породы, сформировавшиеся у земной поверхности, которые обладают низкой тепло- и температуропроводностью [13, 26] и поэтому могут быть нагреты до характерных для этих глубин температур лишь в течение десятков миллионов лет после окончания осадконакопления [38]. Это дает основание петрологам, после соответствующих расчетов, утверждать, что на доинверсионной геосинклиальной стадии быстрого опускания земной коры и осадконакопления температура на глубине 20 км близка к  $300^\circ\text{C}$  [38].

Температура в подошве 20-километровой осадочной толщи Южно-Каспийской впадины составляет  $300^\circ\text{C}$ , в то время как в подошве равномошной осадочной толщи континентальной Прикаспийской впадины —  $450\text{--}500^\circ\text{C}$  [40].

Все это дает основание принять в нашей модели осадочной толщи температуру в ее подошве равной  $300^\circ\text{C}$ . Что касается распределения температуры по глубине, то следует учесть два обстоятельства. С одной стороны, в погружающейся осадочной толще, без учета радиогенного тепла, имеет место увеличение температурного градиента с глубиной

[38]. С другой стороны, в неподвижной осадочной толще, вследствие генерации в ней радиоактивного тепла, этот градиент, наоборот, уменьшается с глубиной. В результате в первом приближении можно считать, что температура нарастает с глубиной по линейному закону с постоянным средним градиентом 15 град/км (см. рис. 1, б).

*Метаморфизм* толщи в этих условиях, по мнению одних петрологов, минимален, а по мнению других, — вообще отсутствует, если не считать за метаморфизм явление катагенеза.

*Плотность и пористость.* Эти параметры осадочной толщи тесно связаны, и их удобно рассматривать совместно. К настоящему времени накопилось много данных бурения и морской геофизики (в первую очередь глубинного сейсмического зондирования), свидетельствующих о том, что осадочные толщи внутренних морей характеризуются меньшими скоростью продольных сейсмических волн и плотностью и большей пористостью, чем толщи, слагающие континентальные прогибы. Эти данные обобщены в работе Ю.И. Белоцерковца [7]. В частности, в ней приведены средние значения трех названных параметров для Южно-Каспийской впадины (3,4–3,8 км/с; 2,32–2,39 г/см<sup>3</sup>; 18–22 %).

Однако оценка усредненных по глубине значений плотности и пористости пород для наших целей недостаточна. Нужно еще иметь какую-то информацию об изменении значений этих параметров с глубиной. Поскольку данные бурения обычно ограничены глубиной 5–6 км, да к тому же имеются лишь для прибортовых частей впадин внутренних морей, то едва ли не единственным источником такой информации становится морская геофизика.

Верхняя часть осадочного слоя внутренних морей, кое-где вскрытая бурением, характеризуется тем, что на глубине около 3 км происходит резкое уменьшение вертикального градиента пористости пород. В качестве примера можно привести северо-западный борт Южно-Каспийской впадины (рис. 2, кривая 1). Сходная картина выявлена по сейсмическим данным, полученным Ю.П. Непрочновым и другими, на глубинах, измеряемых первыми километрами, где происходит смена неуплотненных осадков (скорость продольных волн 1,8–2,5 км/с) полууплотненными (около 3 км/с). При этом для первых вертикальный градиент скорости составляет 0,2 с<sup>-1</sup>, а для вторых всего 0,05 с<sup>-1</sup>.

На основании вышеизложенного в модели геосинклинальной осадочной толщи сейсмическую скорость на глубине 3 км можно считать равной 3 км/с и возрастающей вниз по разрезу по линейному закону с градиентом 0,05 с<sup>-1</sup>. Таким образом, в подошве толщи, на глубине 20 км, скорость составит 3,85 км/с (см. рис. 1, в). Последняя цифра несколько меньше, чем значения скоростей (4–5 км/с), зарегистрированных на соответствующей глубине некоторых внутренних морей, и свидетельствует об уплотнении осадков. Однако этот нижний слой осадочной толщи сформировался не в кайнозое, как вышележащий слой полууплотненных

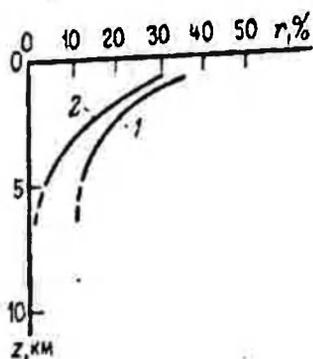


Рис. 2. Зависимость пористости глин от глубины их залегания (по Л.А. Буряковскому, Н.Б. Васоевичу и др.) [8]:

1 — по северо-западному борту Южно-Каспийской впадины; 2 — типовая кривая для континентальных прогибов

осадков, а значительно раньше. Другими словами, уплотнению этого нижнего слоя способствовало не только давление вышележащих слоев, но и другой весьма серьезный фактор — фактор времени, роль которого оценена в работе [8].

Попробуем теперь по сейсмической скорости оценить плотность толщи. Как известно, однозначной зависимости между этими величинами не существует. Однако для насыщенных водой осадочных пород дело обстоит проще, поскольку их плотность зависит в первую очередь от пористости. Различные исследователи, среди которых можно назвать Дж. Нейфа и Ч. Дрейка, Г.И. Петкевича, Г. Гарднера с коллегами, а по интересующей нас Черноморской впадине — Б.К. Балавадзе и П.Ш. Миндели, выявили весьма сходные эмпирические зависимости плотности от скорости. В данной работе было использовано, вслед за Ю.И. Белоцерковцем [7], уравнение Г. Гарднера и других и в результате получено распределение плотности пород по глубине, изображенное на рис. 1, 2 и находящееся в близком соответствии с данными геологов-нефтяников [43]. Плотность пород нарастает с глубиной, т.е. инверсии плотности пока нет. Усредненная по глубине плотность осадочной толщи оказалась равной  $2,32 \text{ г/см}^3$ , т.е. в пределах значений, характерных для Южно-Каспийской впадины [7].

Пористость водонасыщенных пород, как и в работе Ю.И. Белоцерковца [7], была определена с использованием известной линейной зависимости, связывающей пористость и плотность пород, при постоянном значении минеральной плотности (плотности твердой фазы) и плотности воды. Плотность воды была принята  $1 \text{ г/см}^3$ . Как будет показано ниже, при принятом геотермическом градиенте ( $15 \text{ град/км}$ ) плотность воды практически не меняется с глубиной.

Что касается минеральной плотности, то ее среднее значение для наиболее распространенных осадочных пород составляет,  $\text{г/см}^3$ : у глин — 2,68; аргиллитов — 2,68; алевролитов — 2,69; песчаников — 2,67; известняков — 2,72; мергелей — 2,7. Поэтому для расчетов, вслед за многими авторами, была принята цифра  $2,7 \text{ г/см}^3$ . В результате было получено распределение пористости на глубинах от 3 до 20 км. Что касается

меньших глубин, то для них была проведена интерполяция с учетом того, что среднее значение пористости у поверхности осадочной толщи часто принимается равным 50 %. Близкое к этому значение характерно и для уже упомянутого и наиболее интересного для рассматриваемых целей северо-западного борта Южно-Каспийской впадины (см. рис. 2):

Из изображенного на рис. 1, д графика видно, что в нашей модели геосинклинальной осадочной толщи пористость в ее средней части (на глубине 10 км) составляет около 20 %, что соответствует усредненной по глубине пористости осадочного комплекса, слагающего Южно-Каспийскую впадину [7]. В подошве толщи, на глубине 20 км, пористость составляет около 15 %.

Значения пористости в нашей модели несколько выше, чем по данным бурения в прибортовых частях впадин внутренних морей. Так, на глубине 5 км пористость в модели составляет около 23 % (см. рис. 1, д), а на северо-западном борту Южно-Каспийской впадины — около 12 % (см. рис. 2). Для побережья Мексиканского залива последнее значение пористости характерно для глубины 7 км [41]. Это завышение связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, в нашей модели использованы сейсмические данные по центральным частям впадин внутренних морей. Данные же бурения относятся к краевым частям впадин, причем даже для этих частей выявлена характерная тенденция значительного увеличения пористости по направлению к центру впадин [8]. Во-вторых, кривая 1 на рис. 2 отражает пористость только глин; для той же глубины в 5 км пористость пород-коллекторов (в первую очередь песчаников) составляет около 20 % [8]. Сейсмические данные характеризуют свойства песчано-глинистой толщи в целом.

Столь высокое значение пористости находится в разительном контрасте с данными по континентальным прогибам, где уже на глубине 5 км пористость составляет всего 3 % (см. рис. 2, кривая 2). По-видимому, это специфическая особенность глубоководного быстрого геосинклинального осадконакопления [7, 8, 17].

Здесь необходимо сделать оговорку. Для глинистых толщ геосинклиналей характерный минерал — монтмориллонит с минеральной плотностью  $2,5 \text{ г/см}^3$ , пониженной относительно принятого для расчетов среднего значения вследствие наличия в его структуре межслоевой воды. Однако это не меняет сути дела, поскольку при последующем катагенезе и метаморфизме эта вода выделяется в поры пород.

*Литостатическое и флюидное давление.* Исходя из распределения плотности пород по глубине, нетрудно вычислить и построить график нарастания с глубиной литостатического давления, определяемого весом вышележащих пород (см. рис. 1, е). Что касается давления во флюидной фазе, то при его оценке следует исходить из закономерности, подчеркнутой П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым [25]: в поверхностной зоне, где господствует свободная циркуляция флюидов, это давление соот-

ветствует гидростатическому (вес столба жидкости, заполняющей сообщающиеся между собой поры): с глубиной оно все больше превосходит гидростатическое (становится аномально высоким) и приближается к литостатическому, иногда даже превышая последнее (т.е. становясь сверхвысоким). Эта тенденция особенно усиливается в случае быстрого осадконакопления [43], в частности, на окраине Южно-Каспийской впадины, по данным А.Г. Дурмишьяна, что подтверждается значительным снижением скоростей сейсмических волн, установленным М.З. Рачинским и др. Связь аномально высокого флюидного давления с аномально высокой пористостью пород и с пониженными сейсмическими скоростями установлена достаточно надежно [43]. Аномально низкая плотность пород в таких районах является причиной и гравитационных аномалий [43].

Аномально высокое давление флюидов выявлено в глобальном масштабе в мощных глинистых толщах кайнозойских подвижных поясов, по данным А.Г. Дурмишьяна, В.М. Мурадяна и В.Е. Хаина,

Все это дает основание предполагать, вслед за У.У. Руби и М.К. Хаббертом, наличие аномально высокого флюидного давления в геосинклинальной толще, которое можно оценить, зная распределение аномально высокой пористости с глубиной [17]. Результат вычислений представлен графически на рис. 1, в. Из него видно, что уже на глубине 3 км отношение флюидного давления к гидростатическому (коэффициент аномальности) составляет 1,5, а отношение флюидного к литостатическому — 0,7. На глубине 5 км эти отношения равны соответственно 1,8 и 0,8, на глубине 10 км — 2 и 0,9, 20 км — 2,15 и 0,95. Другими словами, флюидное давление с глубиной все больше приближается к литостатическому. Если обратиться к сводке У.Х. Фертля [43] по аномально высоким давлениям флюидов, то можно видеть, что названные цифры довольно обычны в практике бурения, а по сравнению с областями быстрого осадконакопления — побережьем Мексиканского залива и внутренними морями — даже несколько занижены. Занижены они и по сравнению с данными других авторов [41]. Еще раз подчеркнем значение глубины около 3 км — здесь, по данным бурения, происходит резкое уменьшение вертикального градиента плотности и пористости пород (см. выше) и резкое увеличение коэффициента аномальности флюидного давления.

*Проницаемость.* Тот факт, что с увеличением глубины залегания пород снижается не только их пористость, но также и гидравлическая проницаемость, давно известен из практики бурения. Однако все попытки найти теоретическую или хотя бы статистическую зависимость проницаемости от пористости оказывались безуспешными. Более того, породы с одинаковой открытой (сообщающейся) пористостью часто имеют резко различную проницаемость. Можно привести примеры низкой проницаемости мела ( $1 \text{ нм}^2$ ), обладающего высокой пористостью (40 %) и очень низкой проницаемости вулканитов ( $3 \cdot 10^{-3} \text{ нм}^2$ ) при пористости 6 %.

Интересующие нас глинистые породы, по данным В.А. Ханина, иногда обладают ничтожной проницаемостью ( $3 \cdot 10^{-5} \text{ нм}^2$ ) при открытой (сообщающейся) пористости 2 %. Низкая проницаемость часто обусловлена не малой пористостью пород, а изолированностью, замкнутостью пор. Это характерно для галогенных отложений [17], которые считаются „полностью непроницаемыми“ [43], а также, по данным У.У. Руби и М.К. Хабберта, для массивных известняков и доломитов (проницаемость до  $6 \cdot 10^{-4} \text{ нм}^2$ ).

В глинистых породах, несмотря на высокую пористость, более половины порового пространства может представлять собой замкнутую систему. Закрытая пористость, в отличие от открытой, не зависит от глубины залегания породы и иногда достигает 97 % от общей пористости, по данным В.Н. Холодова. Проницаемость зависит не столько от величины пористости, сколько от размера пор: поры мельче 1 мкм. заполнены прочно связанной водой и поэтому практически непроницаемы. А именно такие поры характерны для глубины свыше 6 км [8]. В недавно отложенных глинистых осадках Р.Л. Борст обнаружил, что средний размер пор меняется от 0,015 до 1 мкм, а при дальнейшем уплотнении их размер может достигать 0,003 — 0,005 мкм на больших глубинах. Все это удовлетворительно объясняет тот факт, что и высокопористые глинистые породы играют в залежах нефти и газа роль изолирующей покрывки, на что указывал А.Г. Дурмишьян.

Как известно, движущая сила восходящей фильтрации флюидов через пористую среду — разность градиентов флюидного и гидростатического давления в направлении течения. Скорость фильтрации определяется проницаемостью пород. Поэтому для оценки проницаемости необходимо иметь представление о длительности сохранения в осадочной толще аномально высокого (превышающего гидростатическое) флюидного давления, т.е., другими словами, о длительности процесса удаления из этой толщи водного флюида.

В этом вопросе нет единства мнений. Однако даже противники гипотезы о длительном существовании аномально высоких давлений флюидов (П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев) признают ее состоятельность в том частном случае, когда скорость осадконакопления превышает 0,5 км/млн лет. Сторонники этой гипотезы считают, что образование таких давлений обусловлено именно высокой скоростью осадконакопления и отставанием оттока поровой воды из уплотняющихся глин. В качестве главного аргумента А.Г. Дурмишьян приводит повсеместность развития в глинистой толще аномально высоких пористости и давления флюидов в сочетании с характерным поведением высоковлажных пластичных глинистых пород в ходе бурения. Об этом же свидетельствует и сходство изотопного состава кислорода поровых вод и морской воды [43]. В некоторых районах морской генезис поровой воды доказывается данными гидрогеохимии для мезозойских отложений, приводимыми М.Г. Валяшко и др.

К перечисленным аргументам можно добавить следующее соображение. Если бы аномально высокое давление было обусловлено притоком ювенильных флюидов из мантии, то П.Н. Кропоткину и Б.М. Валяеву, то это привело бы к существенному прогреву этими флюидами осадочной толщи согласно расчетам А.С. Калинина и В.В. Ревердатто. Однако тепловой поток через кровлю осадочного слоя внутренних морей понижен, хотя в подошве этого слоя он, наоборот, повышен [13, 26] вследствие близости кровли аномальной мантии. Ювенильные флюиды интенсивно просачиваются сквозь консолидированную кору, но экранируются мощными осадочными толщами молодых прогибов, по данным Н.М. Елмановой и В.Н. Шолпо, Г.И. Буачидзе, И.С. Гулиева и др. К вопросу о том, на какой стадии развития и при каких обстоятельствах геосинклинальная осадочная толща становится проницаемой для мантийных флюидов, мы еще вернемся в последующих главах.

Для окрестностей Южно-Каспийской впадины характерно сохранение даже в глинах верхнего мела и палеогена значительных аномально высоких пористости и флюидного давления. Это говорит о том, что процесс „рассасывания“ аномального давления и уменьшения пористости может при значительной мощности глинистых отложений (километры) длиться в течение десятков миллионов лет, по А.Г. Дурмишьяну.

Современный уровень геофлюидодинамики — науки о палеотечениях в земной коре — позволяет пока давать лишь весьма приближенные оценки принципиальных черт процесса фильтрации флюидов [17]. Поэтому, с учетом широкой применимости закона Дарси, вполне достаточно ограничиться оценкой проницаемости глинистых толщ с точностью до одного порядка.

Как известно из механики грунтов, скорость усадки насыщенной влагой почвы определяется коэффициентом отвердевания:

$$X' = \frac{\gamma'}{\rho' c_f'} = \frac{D}{\eta_f c_f'} \quad (1)$$

где  $D$  — проницаемость породы;  $\gamma$  — пористость;  $\eta_f$  и  $c_f'$  — соответственно вязкость и сжимаемость порового флюида.

Промежуточное выражение для расчетов не понадобится и приведено для того, чтобы подчеркнуть формальную аналогию между коэффициентом отвердевания для случая гидравлической фильтрации и коэффициентом температуропроводности  $X$  для случая теплопроводности. (Если убрать штрихи, то  $\chi$  — теплопроводность;  $\rho$  — плотность;  $c$  — удельная теплоемкость.) Оба названных коэффициента имеют одинаковую размерность.

Аналогия гидравлической фильтрации и кондуктивной теплопроводности важна в том отношении, что оба процесса, хотя и приводятся в действие разными движущими силами (градиентом давления в первом случае и градиентом температуры во втором), тем не менее описываются

одинаковыми дифференциальными уравнениями и поэтому физически подобны. Но для грубых оценок времени  $\Delta t$  нагрева или охлаждения толщ пород мощностью  $h$  в геодинамике применяется выражение [1]

$$\Delta t \sim h^2 / X. \quad (2)$$

Физическая аналогия дает основание применять выражение (2) и в геофлюидодинамике для оценки  $X'$ , если известны мощность толщи и время удаления из нее избыточной поровой воды. Выше был приведен пример глинистой толщи ( $h \sim n$  км), в которой высокие флюидное давление и пористость не „рассосались“ за  $n \cdot 10$  млн. лет. Подстановка этих значений в (2) дает оценку  $X' < 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с. Если принять  $r \sim 0,25$ ,  $\eta_f \sim 10^{-3}$  Па·с,  $c_f \sim 4 \cdot 10^{-10}$  Па<sup>-1</sup>, то из уравнения (1) получим  $D < 10^{-3}$  нм<sup>2</sup>.

Значение проницаемости равное  $10^{-3}$  нм<sup>2</sup> можно довольно уверенно считать верхним пределом оценки хотя бы потому, что во всех без исключения олигоцен-миоценовых осадочных бассейнах (т.е. в течение десятков миллионов лет) зонам максимальных мощностей глинистых пород присущи аномально высокие флюидное давление и пористость; по А.Г. Дурмишьяну, В.М. Мурадян и В.Е. Хаину. Это относится и к интересующим нас в первую очередь впадинам внутренних морей. Так, в Черноморской впадине толща неуплотненных и полууплотненных осадков мощностью от 4 до 8 км накопилась, начиная с олигоцена, т.е. за последние примерно 40 млн лет. Несмотря на указанную изменчивость мощности  $h$  этой толщи, которая фигурирует в уравнении (2) во второй степени, граничные скорости сейсмических волн в ней довольно устойчивы, по данным Ю.П. Непрочнова и др. Это говорит о том, что десятки миллионов лет являются отрезком времени, явно недостаточным для существенного уплотнения толщи.

Иначе обстоит дело с залегающей ниже толщей уплотненных осадков. Согласно новейшим данным, ее возраст нижнемеловой, а возможно, юрский или даже более древний. Другими словами, эта толща уплотнялась в течение более чем 100 млн лет. Ее мощность в западной части Черного моря составляет 8 км при граничной сейсмической скорости 4 км/с; к востоку ее мощность убывает до 4 км с возрастанием граничной скорости до 4,5 км/с, по данным Ю.П. Непрочнова и др. Не исключена возможность того, что для времени уплотнения, измеряемого сотнями миллионов лет, различие в мощности уже сказывается на степени уплотнения, в соответствии с уравнением (2), а тем самым и на сейсмической скорости. Если это так, то оценку проницаемости толщи следует уменьшить на порядок и считать  $D < 10^{-4}$  нм<sup>2</sup>. Знак неравенства стоит потому, что даже скорость 4,5 км/с еще не свидетельствует об окончательном уплотнении толщи. В этой связи неудивительно, что даже в кембрийских отложениях (> 500 млн лет) встречены аномально высокое давление

флюидов и погребенные воды, изотопный состав которых тот же, что и современной морской воды [43].

В 1959 г. У.У. Руби и М.К. Хаберт дали оценку проницаемости неуплотненных глинистых толщ ( $D = 10^{-5} - 10^{-4} \text{ нм}^2$ ) по возрасту отложений, имеющих повышенные флюидное давление и пористость. Исследование керн глубоких скважин В.А. Ханиным показало, что глинистые породы со столь низкой проницаемостью реально существуют.

Все вышеизложенное дает основание принять в качестве оценки проницаемости геосинклинальной осадочной толщи значение  $10^{-5} - 10^{-4} \text{ нм}^2$ . Верхний предел этой оценки уже фигурировал в расчетах В.В. Хлестова, связанных с метаморфической дегидратацией этой толщи.

Такая ничтожная проницаемость осадочной толщи, накопившейся на доинверсионной стадии геосинклинального развития, не противоречит тому факту, что на названной стадии земная кора обладает большой рассеянной проницаемостью [5]. Дело в том, что в первом случае речь идет о гидравлической проницаемости пористой среды, а во втором — о проницаемости той же неуплотненной маловязкой и пластичной среды для основных и ультраосновных магм. Решающую роль здесь играет различие на несколько порядков ширины каналов фильтрации — микроскопических в первом случае и макроскопических во втором.

#### Взаимосвязь и взаимообусловленность параметров геосинклинальной осадочной толщи

Характеристика модели геосинклинальной осадочной толщи была бы неполной и менее убедительной без раскрытия взаимосвязи значений ее перечисленных выше параметров. Все они взаимообусловлены.

Определяющий фактор — высокая скорость осадконакопления, обусловленная быстрым прогибанием земной коры. Последнее способствует формированию как глубоководного бассейна с преимущественно глинистой седиментацией, так и большой мощности отложений.

Высокая скорость осадконакопления является также причиной низкого геотермического градиента в осадочной толще (около 15 град/км).

При таком низком температурном градиенте в погружающихся осадках поровая вода, во-первых, не испытывает теплового расширения, поскольку последнее полностью компенсируется сжатием за счет возрастания давления, согласно расчетам Р. Норриса и Р. Хенлея. В результате вода не ведет себя так же агрессивно, как при медленном осадконакоплении и нормальном геотермическом градиенте, когда ее объем с ростом температуры неуклонно возрастает и избыток непрерывно мигрирует в вышележащие более холодные слои, тем самым постоянно прочищая каналы фильтрации. Низкий температурный градиент способствует консервации воды в осадках и бездействию каналов фильтрации.

Во-вторых, из-за низкого температурного градиента смещается вниз граница диа- и катагенеза, по данным А.И. Конюхова, Б.А. Соколова, Ю.К. Бурлина и других исследователей, а катагенез пород происходит менее интенсивно и по одному из критериев Н.Б. Вассоевича — потере пористости всеми породами — по существу остается незавершенным. Так, в Южно-Каспийской впадине нижняя граница катагенеза предполагается на глубинах 15–20 км [8]. При невысоких температурах и затрудненности процесса удаления поровой воды последняя стремится перейти из менее прочно в более прочно связанную [17]; т.е. по существу происходит процесс, противоположный катагенезу, с образованием гидрофильных минералов типа монтмориллонита. Этот минерал особенно характерен для глин, при формировании которых значительную роль играет сингенетичный вулканогенный материал, на что указали А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, Б.К. Прошляков и др. А такой материал свойственен геосинклинальному осадконакоплению. Поэтому исходный монтмориллонитовый состав весьма типичен для глин геосинклиналей [45].

Возникает вопрос о нижней границе монтмориллонитовой зоны. С одной стороны, монтмориллонит становится неустойчивым и переходит в гидрослюда при температуре 170 °С. При принятом градиенте 15 град/км это соответствует глубинам 11–12 км, что не противоречит данным бурения [8]. С другой стороны, в толщах переслаивания менее плотных глин с более плотными аргиллитами, при одной и той же температуре (100 – 115 °С) на глубине 5 – 5,5 км, содержание монтмориллонита особенно высоко в глинах, обладающих повышенной пористостью до 30 %, по данным Б.К. Прошлякова и др. Поэтому не исключено, что на глубинах, превышающих 11–12 км, в геосинклинальной осадочной толще вследствие ее высокой пористости преобладает монтмориллонит — индикатор невысокой степени катагенеза.

К этому следует добавить, что в глинистых толщах, насыщенных углеводородами и поэтому потенциально нефтематеринских, катагенез и уплотнение пород происходят менее интенсивно, по данным И.Д. Зхуса, В.В. Бахтина, И.И. Нестерова, В.Г. Шлыкова, В.Л. Лукши и др. Один из возможных механизмов — формирование в быстро погружающихся осадках твердых льдоподобных газогидратов, которые уже на небольших глубинах, не превышающих 1 км, „тают“ с увеличением объема примерно в 10 раз, по данным И.О. Мурдмаа.

Пять перечисленных ниже параметров толщи — преимущественно глинистый состав, большие скорости осадконакопления и мощность и малые температура и степень катагенеза — определяют комплекс остальных четырех параметров — пониженные плотность и проницаемость и повышенные пористость и давление поровых флюидов [17]. Главную роль играет то обстоятельство, что при погружении пород их проницаемость уменьшается совершенно независимо и гораздо быстрее, чем по-

ристость, по данным У.У. Руби и М.К. Хаберта, А.А. Пэка, В.А. Ханина и др. Основное снижение проницаемости имеет место при увеличении литостатического давления от 0,5 до 30 МПа; последнее значение соответствует глубине около 1,5 км. При дальнейшем погружении проницаемость продолжает уменьшаться примерно на порядок через каждые 3 км [8] иногда до  $10^{-5} - 10^{-4}$   $\text{м}^2$  на глубине 4–5 км; при этом ширина каналов фильтрации составляет всего 0,01 – 0,03 мкм, по В.А. Ханину и Д. Хелингу. Если учесть, что в прилегающем к стенке канала слое воды толщиной 0,01 мкм движение воды из-за эффекта адсорбции полностью отсутствует, то можно сделать вывод о практической непроницаемости каналов шириной 0,01 – 0,02 мкм и менее. В каналах большей ширины, вплоть до 0,1 мкм, этот эффект повышает вязкость воды и соответственно снижает проницаемость, и без того уже небольшую, еще в несколько раз, на что указывали А.А. Пэк, Е.И. Леонтьев и А.М. Блох.

Изменение названных четырех параметров в процессе погружения осадочной толщи происходит в рамках механизма литостатического фильтра-прессинга, описанного Л. Грейтоном. Этот механизм имеет две стороны, которые необходимо различать. Фильтрация воды происходит под действием разности градиента флюидного и гидростатического давлений (см. выше), а уменьшение объема пор — под действием разности литостатического и флюидного давлений, которая получила название эффективного давления. Если флюидное давление равно гидростатическому, т.е. является нормальным, что характерно для верхней части осадочной толщи, то фильтрация сквозь эту часть толщи не происходит; отжимается лишь вода из уменьшающихся под действием эффективного давления пор.

Если же флюидное давление равно литостатическому, т.е. эффективное давление равно нулю, то, наоборот, объем пористого пространства не меняется, но сквозь эту более нижнюю часть толщи осуществляется восходящая фильтрация глубинной воды.

Разумеется, в природе эти две крайности отсутствуют. В верхней части толщи, мощность которой составляет около 3 км, флюидное давление несколько превышает гидростатическое и лишь асимптотически приближается к последнему вверх по разрезу. В нижней же части толщи флюидное давление асимптотически приближается к литостатическому вниз по разрезу (см. рис. 1, е).

Таким образом, процесс уплотнения пород происходит в верхней части толщи гораздо интенсивнее, чем в нижней; этим и объясняется резкий перегиб кривых пористости и плотности на критической глубине, принятой в нашей модели равной 3 км (см. рис. 1, з, д).

Отсюда становится понятной роль скорости осадконакопления. При быстроте этого процесса породы скорее достигают критической глубины, не успев в должной мере снизить свою пористость и уплотниться. На-

помним, что при нормальном уплотнении пористость составляет всего 3% на глубине 5 км (см. рис. 2, кривая 2).

Весьма существенно для проницаемости пород то, в каких условиях они продолжают уплотняться на глубине свыше 3 км. Если они до этого уже были сильно уплотнены и обезвожены, то дальнейшее уплотнение может происходить посредством хрупкой деформации скелета. При этом пористость будет уменьшаться, но существенное снижение проницаемости становится проблематичным.

Напротив, в еще достаточно обводненных породах, обладающих высокой пористостью, деформация скелета при уменьшении пор отличается значительной пластичностью, по данным А.А. Пзка и А.Г. Дурмишьяна; это, в частности, характерно для глинистых илов [41]: В результате каналы фильтрации сужаются скорее, чем соединяемые ими поры, проницаемость резко падает, а давление в порах из-за этого приближается к литостатическому. Но тем самым уменьшается и эффективное давление — движущая сила уплотнения. Именно этим и обусловлена отмеченная выше взаимосвязь аномально высоких давлений флюида и пористости и пониженных проницаемости и плотности.

Формированию аномальных значений названных параметров способствует наличие в верхней части толщи пород с низкой проницаемостью. При этом в первую очередь обычно указывают на мощные соленосные покрышки. Проницаемость их так мала, что под ними на глубинах более 5 км сохраняется высокая (до 30%) пористость в глинах каменноугольного возраста, по данным Б.К. Прошлякова и др. Низкая проницаемость соленосных пород также обусловлена их высокой пластичностью [43]. В геосинклинальной толще аналогичную роль может играть известняковая формация, поскольку массивные известняки, по данным У.У. Руби и М.К. Хаберта, а также У. Мейерса, обладают проницаемостью  $10^{-4} - 10^{-3}$   $\text{м}^2$ . Высказываются предположения, что и в самой глинистой толще возникает „запечатывающий“ слой, который представляет собой зону высокой минерализации, образующейся в результате цементации глинистых сланцев и песков солью, кальцитом, ангидритом и т.п. [43].

Таким образом, говоря о низкой проницаемости геосинклинальной осадочной толщи, мы имеем в виду в первую очередь ее эффективную проницаемость, в понимании А.А. Пзка. Последняя обусловлена наличием в разрезе слоев, сложенных слабопроницаемыми породами; такие сплошные глинистые слои могут иметь мощность в сотни метров [8]. Эти слои экранируют пласты песчаников и других потенциальных коллекторов нефти и газа, обладающих более высокой проницаемостью. Что касается возможности горизонтальной миграции избыточной воды вдоль таких коллекторов, то следует считаться с другим фактором фильтрации — весьма низким горизонтальным градиентом флюидного давления [17].

Подводя итог всему изложенному в данной главе, можно констатировать, что на стадии, предшествующей региональному метаморфизму и складкообразованию, мощную, преимущественно глинистую, геосинклинальную осадочную толщу характеризуют следующие физические параметры: малый вертикальный температурный градиент, незавершенность катагенеза, пониженные плотность и проницаемость и повышенные пористость и давление поровых флюидов (приближающееся к литостатическому). Все эти параметры взаимосвязаны и взаимообусловлены. Их „аномальные“ значения определяются высокой скоростью прогибания земной коры и осадконакопления. В результате еще на доинверсионной геосинклинальной стадии осадочная толща оказывается избыточно обводненной; к этому выводу пришли и другие исследователи — А.Г. Дурмишьян, В.М. Мурадян, В.Е. Хаин и Ю.И. Белоцерковец [7]. Это обстоятельство — важная предпосылка для анализа физического состояния толщи на последующей инверсионной стадии, когда в ней формируется складчатость, интенсивность которой тем больше, чем выше скорость и амплитуда предшествовавшего прогибания коры, по данным Е.В. Артюшкова и М.А. Безра.

### ГЛАВА 3

#### ТЕПЛОВОЙ ИМПУЛЬС КАК ПРИЧИНА ИНВЕРСИИ ПЛОТНОСТИ В ИЗБЫТОЧНО ОБВОДНЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

В предыдущей главе речь шла об одном из элементов „триады“ процессов, взаимосвязанных в рамках эндогенного геосинклинального режима, — осадконакоплении. Этот процесс начинается еще на доинверсионной геосинклинальной стадии и формирует осадочную толщу — тот субстрат, в котором на последующей инверсионной стадии протекают два других процесса „триады“ — региональный метаморфизм и складкообразование. Известно, что начало осадконакопления предшествует началу метаморфизма и складкообразования в этих осадках и находится в резком контрасте с неочевидностью и неустановленностью временных соотношений между двумя последними процессами. В тех случаях, когда новообразованные при метаморфизме минералы ориентированы закономерно относительно элементов складчатой структуры, говорят о близкой одновременности обоих процессов.

Если раньше проблема складкообразования ограничивалась рамками геотектоники, то теперь и петрологи остро ощущают отсутствие удовлетворительных моделей, объясняющих природу „сверхдавления“ (об этом речь пойдет ниже), а также связи складчатости со вспышками метаморфических процессов. Однако для выяснения природы этой связи необходимо (хотя и совершенно недостаточно) иметь представление о временных соотношениях регионального метаморфизма и складкообразования.

## О временных соотношениях между региональным метаморфизмом и складкообразованием

Термин „метаморфизм“ употребляется в литературе как в широком, так и в узком смысле. Поэтому необходимо предварительно оговорить применяемую в данной работе терминологию.

Как известно, метаморфизм — это процесс преобразования горных пород, идущий без существенного их расплавления в результате изменения физико-химических условий. Такие преобразования происходят в очень широком интервале температур, начиная от приповерхностных и кончая теми температурами, при которых порода уже частично плавится. Метаморфизмом в узком смысле обычно называют такие процессы, которые происходят с отчетливым новообразованием минералов и притом в силикатных породах, а также с заметным изменением структуры пород. Такое ограничение исключает из группы метаморфических осадочные породы, претерпевшие лишь катагенез (называемый иногда эпигенезом), с некоторым преобразованием лишь глинистых минералов, а также легко метаморфизируемые соли и перекристаллизованные карбонатные породы. Температура образования типичных „доанатектических“ метаморфических пород охватывает область от 300–400 до 650–700 °С. Нижняя граница метаморфизма — по существу кинетическая, а не температурная: при температурах ниже 300 °С метаморфические реакции идут настолько медленно, что преобразования захватывают лишь наиболее реакционноспособные участки, например гелеподобные образования в цементе. При температурах выше 700 °С породы могут подвергаться частичному плавлению.

Однако применительно к целям нашего исследования следует учесть два обстоятельства. Во-первых, нас интересуют не собственно минеральные новообразования, а разного рода побочные результаты метаморфизма: физическое состояние поровых флюидов, изменение проницаемости и вязкости пород и т.п. С этой точки зрения представляют интерес и низкотемпературные процессы. Во-вторых, наше внимание будет сосредоточено на инверсионной геосинклинальной стадии, к началу которой погружение осадочных пород на глубину уже закончилось и во время которой происходит передача теплового импульса из мантии в кору и прогрессирующий подъем геоизотерм в осадочной толще, вызывающий в ней региональный метаморфизм.

Эти обстоятельства побуждают применять термин „метаморфизм“ в широком смысле, вслед за А.А. Маракушевым, который все процессы преобразования вещества горных пород при их погружении во время осадконакопления относит к катагенезу, а последующие преобразования — под влиянием теплового и флюидного потоков, в том числе и самые низкотемпературные, — к метаморфизму. Такие проявления низкотемпературного метаморфизма, по традиции называемые еще катагене-

зом (эпигенезом), описаны А.С. Махначем, В.В. Пановым, В.Т. Лукьяновой и др. Б.А. Соколов называет их, в отличие от обычного катагенеза погружения, „статореверскатагенезом“. О.В. Япаскерт, отмечая, что эти преобразования местами накладываются на отнюдь не самый глубокий катагенез погружения, относит их к начальному метаморфизму. Таким образом, в этом вопросе намечается сближение взглядов представителей смежных отраслей геологии — петрологии, литологии и нефтяной геологии, чем и оправдывается присоединение автора к этим взглядам.

Такая трактовка дает возможность отнести к метаморфизму процесс гидрослюдизации монтмориллонита и превращения исходных глинистых пород в глинистые или аспидные сланцы, если он происходил не при погружении толщ, а при их прогреве после окончания погружения и осадконакопления. В качестве примера можно привести толщу нижней и средней юры в ядре мегантиклинория Большого Кавказа [45]. Скорость осадконакопления при формировании этой толщи приближалась к 1 км/млн лет [45], поэтому температурный градиент на этой стадии был близок к 15 град/км (см. предыдущую главу). В то же время при гидрослюдизации монтмориллонита этот градиент составлял около 30 град/км [45], т.е. процесс гидрослюдизации происходил при прогреве толщи после окончания осадконакопления.

Будет рассматриваться исключительно региональный метаморфизм, который, в отличие от контактового, проявился на значительных площадях без непосредственной связи с контактами тех или иных интрузий. Региональный метаморфизм — следствие появления в земной коре термических аномалий [12]. Повышение температуры вызывает прогрессивный метаморфизм, а понижение — регрессивный, если речь идет об одном и том же эндогенном цикле.

Регрессивный метаморфизм, относящийся к более молодому эндогенному циклу, чем предшествовавший прогрессивный метаморфизм, обычно именуется диафторезом; иногда последним термином обозначают любой регрессивный метаморфизм.

В этой связи необходимо упомянуть гранитизацию, под которой, вслед за К. Менертом и Э. Рагеном и другими исследователями, будем понимать совокупность всех видов автохтонного гранитообразования: метаморфическую дифференциацию без привноса вещества, метасоматическое замещение в твердом состоянии, селективное плавление (анатексис) с привносом и без привноса вещества. Эти процессы могут протекать совместно, даже в пределах небольших участков гранитизации, по данным М.Д. Крыловой и К.Д. Борисовой, а также личных наблюдений автора.

Еще недавно гранитизацию квалифицировали как ультраметаморфизм, т.е. как наиболее глубинную и высокотемпературную ступень регионального метаморфизма. Предполагалось, что на некоторой глубине, ниже „фронта гранитизации“, господствуют условия сплошной грани-

тизации. Однако эти представления пришли в противоречие с фактом максимального развития гранитизации в условиях отнюдь не самой глубокой и высокотемпературной фации метаморфизма — амфиболитовой. Сопоставление палеотемператур регионального прогрессивного метаморфизма и гранитизации показало, что ни в одном случае температура гранитизации не оказывалась выше температуры, при которой образовались вмещающие гнейсы. Она во всех случаях одинакова или ниже палеотемпературы гнейсов, по Л.Л. Перчуку. Гранитизация, в частности кристаллизация анатектических расплавов, синхронна с регрессивными этапами метаморфизма, на что указали И.Н. Крылов, Н.Л. Добрецов, и др. Таким образом, согласно современным представлениям, гранитизация — это не прогрессивный „ультраметаморфизм“, а процесс специфических преобразований горных пород с регрессивной направленностью.

Возвращаясь к региональному метаморфизму, упомянем, что он может быть однородным, когда на обширной площади обнажаются породы, относящиеся к одной определенной фации; такой метаморфизм получил наименование монофациального. Если же на площади выделяются зоны, сложенные породами, метаморфизованными в условиях разных фаций, то такой неоднородный метаморфизм называется зональным, или полифациальным. Границы зон получили название изоград.

Необходимо сделать терминологическое примечание. В случае зонального метаморфизма часто употребляются термины „вертикальная“ и „горизонтальная метаморфическая“ зональности. Первый термин вполне однозначен и отражает естественное изменение  $pT$  — условий с глубиной. Что касается второго термина, то он, как правило, не сопровождается оговорками и тем самым допускает двойное толкование, препятствующее выяснению временной связи тектонических движений и метаморфизма.

Один смысл этого термина состоит в предположении, что во время метаморфизма изограды были горизонтальны, а метаморфическая зональность была строго вертикальной. Лишь последующие тектонические движения и денудация привели к тому, что в ядрах поднятий обнажились породы более высокой степени метаморфизма, чем на крыльях. Ясно, что такая горизонтальная зональность вторична.

Другой, на наш взгляд, более правильный, смысл вкладывается в понятие о горизонтальной зональности метаморфизма, когда речь идет о первичной зональности, т.е. когда различные метаморфические зоны последовательно сменяют одна другую не просто в горизонтальном направлении, а в пределах одного и того же стратиграфического подразделения.

*Региональный метаморфизм и новообразованные тектонические поднятия.* На инверсионной стадии геосинклинального развития часто происходит существенная перестройка геосинклинальной системы с формированием новообразованных центральных поднятий, с осложняющей их складчатостью [4]. Как уже говорилось выше, для этой стадии харак-

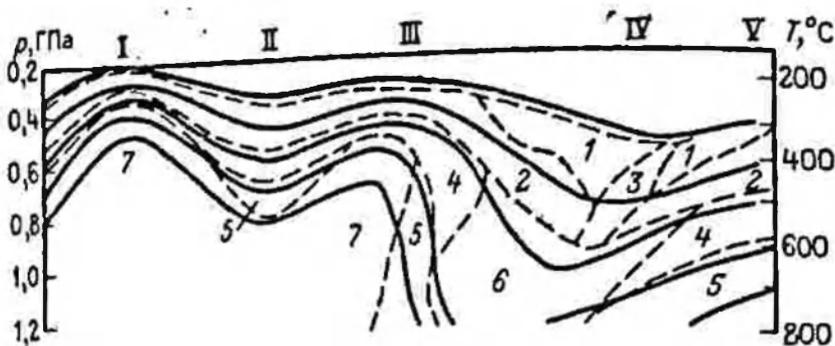


Рис. 3. Метаморфические фациальные серии в зонах различного геотектонического режима (по В.А. Глебовицкому и др.).

1-7 — фации (1 — пумпеллит-актинолитовая, 2 — зеленосланцевая, 3 — глаукофан-сланцевая, 4 — эпидотовых амфиболитов, 5 — вьмандиновых амфиболитов, 6 — эклогитовых сланцев, 7 — куммингтонитовых амфиболитов).

I — геосинклинальное поднятие; II — геосинклинальный прогиб; III — островная дуга; IV — глубоководный желоб; V — океаническая платформа.  
Сплошные линии — геоизотермы, прерывистые — границы фаций

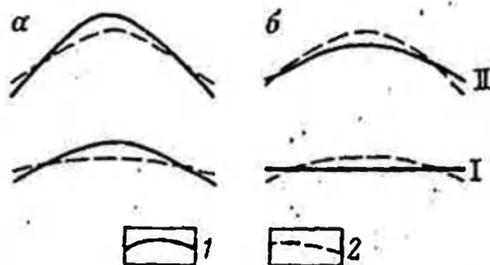
терен общий подъем геоизотерм в земной коре. Однако этот подъем происходит неравномерно: на отдельных участках возникают так называемые „термальные антиклинали“ — зоны выпуклых изгибов геоизотерм и соответствующих им метаморфических изоград. Термальные антиклинали обычно приурочены к участкам тектонических поднятий (рис. 3).

При отсутствии тектонической перестройки геосинклинальной системы термальные антиклинали оказываются более пологими, чем соответствующие им тектонические поднятия, унаследованные от доинверсионной стадии, — устойчивые интрагеоантиклинали (рис. 4, а). В качестве примера можно привести описанные С.М. Синицей гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье, развивавшиеся в мезозое. В этом случае метаморфизм следует рассматривать как один из эпизодов в длительной истории развития поднятий. Поскольку в устойчивых интрагеоантиклиналях осадочный покров отличается небольшой мощностью или совсем отсутствует и близко к поверхности располагается кровля фундамента, то более быстрый прогрев этих участков (т.е. образование термальных антиклиналей) по сравнению с соседними прогибами, выполненными мощными осадочными толщами, можно объяснить сочетанием следующих факторов, по Н.Л. Добрецову и Н.В. Попову:

- 1) при быстром прогибании осадочные породы не успевают прогреться до обычных на данной глубине температур;
- 2) затрата энергии на метаморфические реакции в осадочных толщах прогибов препятствует повышению температуры, а в фундаменте поднятий энергия на метаморфические реакции не расходуется;
- 3) играет роль более низкая температуропроводность осадочных пород по сравнению с породами фундамента;

Рис. 4. Возникновение термальной антиклинали (I) и ее вовлечение (II) в унаследованное (а) или новообразованное (б) поднятия.

1 — структурная поверхность; 2 — геоизотерма



4) в случае конвективного теплопереноса посредством флюидов или расплавов существенную роль играет повышенная проницаемость фундамента, где, в отличие от чехла, более интенсивны разрывные нарушения.

Таким образом, при отсутствии тектонической перестройки геосинклинальной системы прогрев земной коры лишь пассивно приспособляется к участкам поднятий и погружений, создавая в зонах поднятий термальные антиклинали.

При тектонической перестройке, когда формируются новообразованные поднятия, дело обстоит иначе. В этом случае термальные антиклинали возникают на фоне более пологого залегания толщ (см. рис. 4, б). На подобные соотношения обратил внимание Э. Вегманн. В последнее время, в связи с развитием методов термобарометрии, появились и соответствующие петрологические данные. Во многих регионах зафиксирована изобарическая зональность, т.е. проявления прогрессивного регионального метаморфизма в широком диапазоне температур, но в узком диапазоне давлений. Это значит, что метаморфизуемая толща еще не была вовлечена в процесс поднятия, располагаясь повсюду на почти одинаковых глубинах, но уже подвергалась горизонтально-неоднородному метаморфизму.

*Региональный метаморфизм и складкообразование.* Тот факт, что на инверсионной геосинклинальной стадии горизонтально-неоднородный прогрессивный метаморфизм немного опережает процесс формирования новообразованных поднятий, осложненных интенсивной складчатостью, косвенно указывает и на временные соотношения метаморфизма и складкообразования. Однако имеются и прямые данные, свидетельствующие о том, что главная фаза складчатости запаздывает по отношению к процессу метаморфизма.

Обобщение многочисленных данных по структурной эволюции метаморфических комплексов привело некоторых исследователей [21, 31] к представлению о деформационном цикле. Ими установлено, что в регионально метаморфизованных комплексах последовательно возникающие генерации складок, от более древних к более молодым, отражают уменьшение степени пластичности пород и нарастание их хрупких свойств.

На первом этапе деформационного цикла слоистость толщ еще сохраняет горизонтальное залегание, лишь местами осложненное мелкими

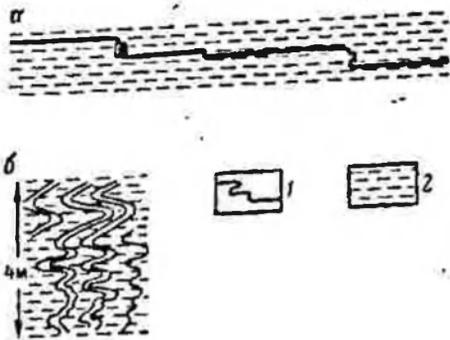


Рис. 5. Малкие лежачие складки (1) с субгоризонтальной сланцеватостью (2), сформировавшиеся на первом этапе деформационного цикла в породах агинского метаморфического комплекса (Восточное Забайкалье) (по Ю.В. Миллеру и др.): а — общий вид; б — увеличенный фрагмент, заключенный в рамку

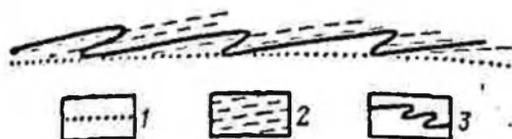


Рис. 6. Геометрические взаимоотношения первичной поверхности напластования (1) и сланцеватости или полосчатости (2) при формировании мелких асимметричных складок (3) на первом этапе деформационного цикла (по А.Н. Казакову)

лежачими часто изоклинальными складками (рис. 5,6). Метаморфическая перекристаллизация и дифференциация текстурно проявляются в виде сланцеватости и полосчатости, в основном параллельных первичной слоистости. Чаще всего кульминационный пик прогрессивного метаморфизма приурочен именно к этому этапу деформационного цикла, по данным Ю.В. Миллера, К. Гиллена, А.Н. Казакова, В.Л. Дука, Ж.-П. Гратье, П. Виалона и др. Это справедливо и для тех случаев, когда названный пик не выходит за пределы начального метаморфизма, по А. Свардту и Д. Роуселу.

На втором этапе деформационного цикла формируются складки с субвертикальными осевыми поверхностями, а также параллельные последним сланцеватость и полосчатость, занимающие, в отличие от первого этапа, преимущественно секущее положение по отношению к слоистости. По своим размерам складки образуют широкий спектр — от самых мелких до измеряемых в поперечнике километрами. Складки группируются в анти- и синклинии. Именно на этом этапе в основном и формируется складчатая структура региона, получающая отражение на геологических и тектонических картах.

На последующих этапах деформационного цикла происходит лишь некоторое окончательное дооформление этой складчатой структуры (наложенная складчатость и другие деформации).

Таким образом, главная фаза складкообразования приурочена ко второму этапу деформационного цикла, когда породы уже подверглись прогрессивным метаморфическим преобразованиям на первом этапе цикла. Это предположение подтверждается другими, независимыми аргументами.

1. Э. Вегманн отмечал, что границы фаций метаморфизма примерно параллельны стратиграфическим границам и повторяют контуры круп-

ных складчатых структур. Хорошая корреляция между конфигурацией батоград метаморфизма (поверхностей равных глубин) и тектонической структурой подтверждена при специальном исследовании в Северных Аппалачах и Шотландских нагорьях [49]. Параллельность стратиграфических границ и метаморфических изоград выявлена и в других складчатых областях А.А. Шафеевым, Н.А. Божко, Л.И. Деминой, Н.Л. Добрецовым, В.В. Хлестовым, Н. Слипом и др. Другими словами, стратиграфические границы и метаморфические изограды совместно изогнуты в одни и те же крупные складки. Правда, некоторые исследователи, в частности В.В. Эз [46], считают, что без весьма детальных исследований, направленных на выяснение структурной эволюции метаморфических комплексов, проведение внутри последних стратиграфических границ неоднозначно и преждевременно. Непараллельность изоград и стратиграфических границ еще не является свидетельством „наложения” метаморфизма на складчатую структуру (см. ниже).

2. Многие данные говорят об одновременности гранитизации со складкообразованием. В то же время гранитизация происходит несколько позже, чем региональный прогрессивный метаморфизм, и отличается регрессивной направленностью, по данным Л.Л. Перчука, К. Менерта, Л.И. Деминой, А.А. Климова и др. Имеются и непосредственные указания Т. Лаботка на то, что прогрессивный метаморфизм предшествует складкообразованию, которое происходит одновременно с регрессивным метаморфизмом.

3. В складчатой деформации участвуют породы, вязкость которых бывает понижена предшествовавшим процессом метаморфизма [14] (см. гл. 6).

4. При прогрессивном региональном метаморфизме геосинклинальных осадочных толщ, по данным Б.В. Петрова, происходит миграция рудных элементов на расстояние в десятки километров вдоль слоистости под действием горизонтального градиента флюидного давления; поперек слоев миграция не регистрируется. Такая латеральная миграция возможна лишь в еще не дислоцированной толще; в противном случае ее масштабы будут ограничены крыльями отдельных складок, поскольку флюиды движутся вдоль слоистости только в направлении ее восстания и не могут „перевалить” через замок антиклинальной складки и начать движение в направлении падения слоистости и повышения литостатического давления.

В слабометаморфизованных толщах обычно формируются субвертикальные или наклонные складки с секущим кливажем, в общем параллельным осевым поверхностям этих складок. Этот единственный этап деформаций иногда удается синхронизировать с описанным выше вторым этапом деформационного цикла в нижележащих метаморфических толщах [31] и тем самым выявить главную фазу складкообразования, общую для всего геосинклинального осадочного комплекса, интенсивно

метаморфизованного в нижней части и слабометаморфизованного в верхней. Большинство проявлений начального метаморфизма в последней — перекристаллизация, минеральные новообразования и т.п. — связаны с секущим кливажем. Полевое и экспериментальное изучение связи кливажа со складкообразованием показывает, что кливаж возникает на самой ранней стадии складчатой деформации. Но тем самым можно утверждать, что и метаморфизм также начинается не позднее складкообразования (см. гл. 6).

Складкообразование нередко сопровождается формированием тектонических покровов. Для многих складчатых областей характерно то, что породы аллохтона метаморфизованы в большей степени, чем породы, слагающие автохтон. Этот и другие признаки указывают на более раннее начало прогрессивного регионального метаморфизма по сравнению с шарьяжеобразованием.

Итог всему изложенному в этом разделе главы сводится к следующему. Региональный прогрессивный метаморфизм в широком смысле, включая и самые низкотемпературные преобразования, происходит на инверсионной геосинклинальной стадии в осадочной толще, которая на предшествовавшей доинверсионной стадии подверглась лишь незавершенному катагенезу погружения (см. гл. 2). Этот метаморфизм обусловлен передачей теплового импульса из мантии в кору и прогрессирующим подъемом геоизотерм. Метаморфизм начинается несколько раньше, чем процесс формирования новообразованных тектонических поднятий и складкообразование главной фазы. Другими словами, начало регионального прогрессивного метаморфизма предшествует началу становления той складчатой структуры, которая получает отражение на геологических и тектонических картах.

Достоверность вывода о том, что начало проникновения теплового импульса несколько опережает начало складкообразования, можно подтвердить путем сравнения продолжительности обоих процессов. Характерная длительность складкообразования 1 млн лет с точностью до половины порядка, т.е. от сотен тысяч до нескольких миллионов лет. Характерное время пребывания коры в „горячем” состоянии, от начала регионального прогрессивного метаморфизма до постскладчатых гранитоидных интрузий, составляет 30 млн лет, тоже с точностью до половины порядка, т.е. от 10 до 100 млн лет (подробнее об этих цифрах будет сказано в гл. 4). Вывод равносильно утверждению о том, что малый интервал 1 млн лет попадает в какую-то часть большого интервала 30 млн лет. Альтернативное суждение о совпадении во времени начала обоих процессов или более раннем начале складкообразования равносильно помещению малого интервала вблизи границы большого интервала. В этом случае пришлось бы заключить, что именно складкообразование как бы „открывает шлагбаум” для проникновения теплового импульса в кору, что совершенно невероятно.

В интенсивно метаморфизованных толщах кульминационный пик прогрессивного метаморфизма чаще всего также предшествует началу становления складчатой структуры. В этих случаях к этапу такого становления приурочены процессы с регрессивной направленностью (гранитизация, регрессивный метаморфизм). В других случаях пик метаморфизма приходится именно на этот этап, а иногда и запаздывает по отношению к последнему [31]. Отсутствие строгой согласованности времени максимума метаморфизма и главной фазы складкообразования естественно, поскольку метаморфизм — это в первую очередь тепловой процесс, а складкообразование — процесс механический; каждый из них развивается по своим физическим законам. В частности, складкообразование в интенсивно и слабометаморфизованных толщах может происходить в течение единой главной фазы, т.е. приблизительно одновременно, в то время как тепловой импульс раньше проникает в нижележащие интенсивно метаморфизуемые и позже — в вышележащие слабометаморфизуемые толщи.

Однако для целей нашего исследования первостепенное значение имеет вывод о том, что начало регионального прогрессивного метаморфизма предшествует началу становления складчатой структуры геосинклинальных областей. Аргументы, приведенные в этом кратком разделе главы для обоснования данного вывода, хотя и находятся в согласии со взглядами многих авторитетных исследователей, тем не менее сами по себе не являются решающими; для их подтверждения требуются специальные исследования. Даже их правдоподобия вполне достаточно, чтобы увидеть генетическую связь регионального метаморфизма и порождающего его теплового импульса со складкообразованием и перейти к рассмотрению вопроса о том, в какую сторону изменяется физическое состояние осадочных толщ на инверсионной геосинклинальной стадии, в эпоху господства названных процессов.

#### Физическое состояние геосинклинальных осадочных толщ в эпоху регионального метаморфизма и складкообразования

Выше говорилось о том, что важная предпосылка для анализа физического состояния осадочной толщи на инверсионной геосинклинальной стадии — избыточное обводнение этой толщи еще на предшествующей доинверсионной стадии. На это обстоятельство обратили внимание сравнительно недавно, и притом отдельные авторы (см. гл. 2). Это не удивительно, поскольку учение о подземной гидросфере (закрывающей 90—95 % всех вод Земли) — гидрогеология тектоносферы — находится пока лишь в стадии становления. К сожалению, до сих пор еще справедливо замечание В.И. Вернадского о том, что глубинные воды сейчас почти всецело выходят из поля научного зрения. И это несмотря на то, что общее количество воды в земной коре не меньше половины массы океанов и

что динамика „сухой“ Земли, вероятно, была бы совершенно иной [41]. Автор разделяет это мнение о недооценке роли воды в геологических процессах и руководствуется им в своих исследованиях [16].

*Повышение температуры (подъем геоизотерм).* Если для доинверсионной геосинклинальной стадии было характерно сочетание „горячей“ мантии и „холодной“ коры, то на инверсионной стадии тепловой импульс передается из мантии в кору [5]. При этом тепловой поток через кору, и в частности через ее осадочный слой, усиливается в несколько раз по сравнению с доинверсионной стадией [5, 38]. Происходит подъем геоизотерм, который уже описали на модельном уровне В.В. Гордиенко и Н.М. Якоби, а также А.С. Калинин и В.В. Ревердатто. В результате осадочная толща испытывает региональный метаморфизм, который накладывается на незавершенный катагенез погружения доинверсионной стадии, что приводит к существенным последствиям, описанным ниже. Поскольку при прогрессивном метаморфизме осадочных пород доминируют реакции дегидратации (а также декарбонатизации), кривые которых в поле  $pT$  обычно круто наклонены по отношению к горизонтальной оси температур, то в качестве главного фактора метаморфизма выступает именно повышение температуры.

Нагревание осадочной толщи осуществляется в основном кондуктивным путем; конвективная составляющая теплопереноса посредством флюидов и магм играет подчиненную роль, по данным Ф.А. Макаренко и др. Длительность нагревания оценивается в несколько десятков миллионов лет [5]. В частности, для нашей 20-километровой избыточно обводненной толщи с температуропроводностью около  $3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  эта цифра составит около 40 млн лет, если воспользоваться формулой Е.В. Артюшкова (2). Состоятельность этой формулы подтверждается для тех регионов, где имеются достоверные данные о длительности геологических событий (см. гл. 6).

*Геотермический градиент.* Величина геотермического градиента при региональном метаморфизме варьирует от 10 до 90 град/км, по В.В. Ревердатто. Максимальный „нормальный“ градиент 30 град/км примерно соответствует тройной точке кианит — андалузит — силлиманит (рис. 7) и отделяет группу среднеградиентных кианит-силлиманитовых фациальных серий от группы высокоградиентных андалузит-силлиманитовых фациальных серий, выделенных В.А. Глебовицким и А. Миясиро. Нижняя граница кианит-силлиманитовой группы, отделяющая ее от низкоградиентной жадеит-глаукофановой серии, примерно соответствует градиенту 20 град/км, по В.А. Глебовицкому.

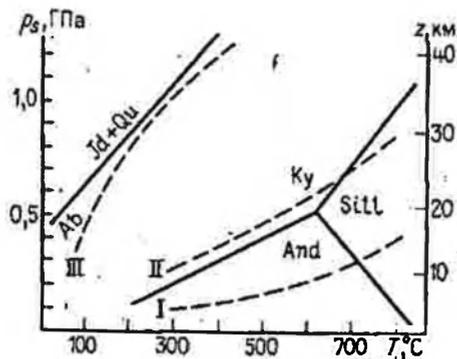
Для расчетов физического состояния нагретой геосинклинальной толщи были взяты названные значения градиентов — 20 и 30 град/км, а также 60 град/км, представляющее собой середину интервала, которому отвечает андалузит-силлиманитовая группа. Как и для случая осадконакопления (см. гл. 2), в толще предполагается, в первом приближении,

Рис. 7. Классификация метаморфических фациальных серий (по А. Миясиро).

Сплошными линиями показаны границы полей устойчивости жадеита с кварцем (Id + Qu), альбита (Ab), кианита (Ky), силлиманита (Sill) и андалузита (And).

I—III — типы метаморфизма (I — высокоградиентный — низкого давления, II — среднеградиентный — умеренного давления, III — низкоградиентный — высокого давления).

$P_s$  — литостатическое давление;  $z$  — глубина



нарастание температуры с глубиной по линейному закону. Это оправдано тем, что при стационарном тепловом потоке градиент с глубиной убывает (из-за выделения в толще радиоактивного тепла), но при увеличении теплового потока в подошве толщи и прогрессирующем подъеме геотерм этот градиент, наоборот, возрастает, так что оба фактора действуют в противоположных направлениях.

Таким образом, температура в подошве 20-километровой толщи будет составлять в первом случае 400, во втором 600, а в третьем 1200 °C. Последняя цифра для условий регионального метаморфизма нереальна, поэтому мы ограничимся в этом случае рассмотрением толщи с вдвое меньшей мощностью — 10 км, в подошве которой температура составит 600 °C.

Длительность процесса метаморфизма, т.е. время, необходимое для преобразования вещества пород до состояния равновесного с внешними условиями, не превышает нескольких миллионов лет, по данным К.Б. Кепежинска и др. Не исключено, что на самом деле она значительно короче и что метаморфизм имел эпизодический, временами взрывоподобный характер, причем промежутки между пароксизмами были более длительными. В то же время имеются указания на синхронность отдельных пароксизмов в пределах больших площадей. Например, для гнейсово-мигматитовых комплексов Урала, по данным статистического анализа результатов массовых определений абсолютного возраста минералообразования, характерна явная синхронность эпизодов метаморфизма (рис. 8).

Выявлена связь главных складчатых поясов фанерозоя с определенным типом метаморфизма. Так, герциниды Европы отличаются почти повсеместным развитием андалузит-силлиманитовых серий высокоградиентного типа. Аналогичный метаморфизм проявлялся в это время на Кавказе и в Средней Азии. Уральский пояс того же возраста характеризуется формированием кианит-силлиманитовой фациальной серии среднеградиентного типа; в альпидах Центральной Европы доминировал ме-

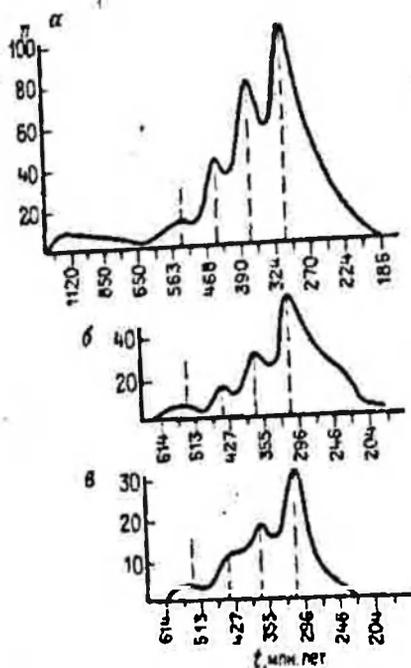


Рис. 8. Кривые распределения значений абсолютного возраста пород ( $t$ ) гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (по Г.А. Кайльману):

$a$ — $b$  — комплексы ( $a$  — все,  $b$  — сысертско-ильменогорский,  $v$  — уфалейский).  
 $n$  — число проб

таморфизм того же типа. Тихоокеанский пояс, напротив, отличался формированием андалузит-силлиманитовых серий.

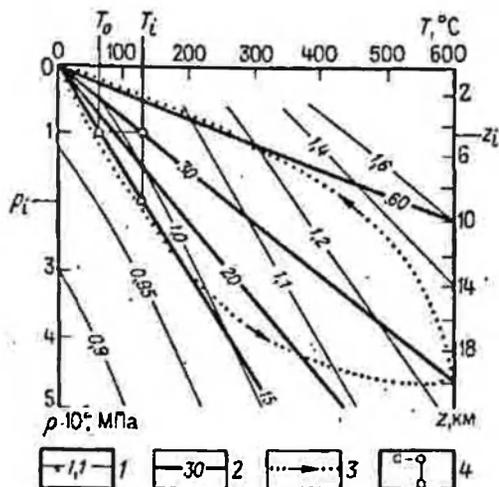
Синхронность и устойчивость определенных типов метаморфизма в пределах значительных площадей подтверждает представление о синхронности и однородности разогрева крупных участков земной коры на инверсионной геосинклинальной стадии [4].

*Три возможных следствия повышения температуры избыточно обводненной толщи.* Прежде чем породы под влиянием повышения температуры испытают метаморфизм, заключенная в них вода нагреется. Однако ее расширению будет противодействовать твердый скелет пород. При этом возможны три исхода — или компрессия (увеличение давления без изменения объема), или фильтрация „излишней“ воды вверх, или дилатация (увеличение объема пор без повышения давления). В природе эти процессы происходят совместно, но мы рассмотрим их отдельно, чтобы попытаться выявить роль каждого из них. Начнем с компрессии, поскольку именно повышение флюидного давления возбуждает фильтрацию (дополнительную по отношению к той, о которой говорилось в предыдущей главе) и дилатацию.

*Сверхвысокое давление.* Напомним, что в изучаемой толще после окончания осадконакопления, начиная с глубины 3 км, флюидное давление асимптотически приближается к литостатическому, т.е. по сравнению с нормальным (гидростатическим) является аномально высоким (см. рис. 1, e). Нетрудно показать, что при увеличении геотермического градиента от исходных 15 всего лишь до 16 град/км флюидное давление становится равным литостатическому. Поэтому такой поправкой можно пренебречь и считать, что в самом начале нагревания толщи обе величины совпадают. Сразу оговоримся, что здесь и в дальнейшем речь пойдет о глубинах свыше 3 км. Физическое состояние самой верхней части толщи практически не меняется вследствие большой проницаемости пород, низкого флюидного давления и незначительности теплового эффекта.

Рис. 9. Удельный объем воды в поле  $pT$  (по Р. Норрису и Р. Хенлею):

1 — изохоры (линии равных удельных объемов воды,  $\text{см}^3/\text{г}$ ); 2 — геотермические градиенты, град/км; 3 — эволюция  $pT$ -условий элементарного объема породы при его погружении и последующем поднятии со скоростью 1 км/млн лет (тепловой гистерезис); 4 — флюидное сверхдавление  $p_i$  на глубине  $z_i$  при увеличении геотермического градиента и постоянстве удельного объема воды ( $\approx 1 \text{ см}^3/\text{г}$ )



Рассмотрим сначала крайний случай, когда фильтрация и дилатация отсутствуют. Основание для этого — очень низкая проницаемость толщи порядка  $10^{-5} - 10^{-3} \text{ нм}^2$  (см. гл. 2) и весьма малая скорость ползучести скелета при расширении пор (о разрушении скелета в условиях массовой перекристаллизации см. ниже). Поэтому на первых порах происходит увеличение флюидного давления (автоклавный эффект), которое становится выше исходного литостатического. Возможность и механизм возникновения таких сверхвысоких давлений широко дискутируются в литературе [14]. Если правы те, которые считают сверхдавление принципиально невозможным из-за ограниченной прочности горных пород, то это несколько не противоречит главному выводу о дилатации (см. ниже). Если же сверхдавление реально существовало, то его трактовка как причины последующей дилатации, а дилатации — как механизма „рассасывания“, релаксации сверхдавления помогает снять по крайней мере часть тех возражений, которые выдвигают против концепции сверхдавления некоторые петрологи и тектонисты. Сторонники автоклавного эффекта, среди которых в первую очередь надо назвать Н.Л. Добрецова и В.В. Хлестова, приводят петрологические доказательства высокой замкнутости флюида при формировании глаукофановых сланцев.

Для расчета флюидного сверхдавления, возникающего в рассматриваемой толще, удобно использовать то обстоятельство, что при начальном температурном градиенте — 15 град/км — удельный объем воды не меняется по разрезу и составляет примерно  $1 \text{ см}^3/\text{г}$ . Другими словами, термодинамическое состояние воды по разрезу изображается на диаграмме (рис. 9) прямой линией, близкой к изохоре  $1 \text{ см}^3/\text{г}$ .

Поскольку при повышении температуры в данном случае объем воды не меняется, то для расчета давления на соответствующей глубине  $z_i$  надо найти соответствующую температуру  $T_i$ , а затем точку пересечения изотермы  $T_i$  с близкой к изохоре  $1 \text{ см}^3/\text{г}$  линией начального градиента

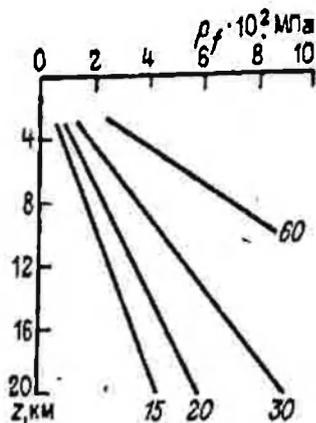


Рис. 10. Распределение флюидного давления по глубине в геосинклинальной толще при разных геотермических градиентах и постоянном объеме воды.

Цифры у кривых — значения геотермических градиентов, град/км. На глубине более 3 км флюидное давление предполагается равным литостатическому (при начальном градиенте)

15 град/км. Давление, соответствующее этой точке ( $p_f$ ), будет искомым флюидным давлением (см. рис. 9).

Из рис. 10 видно, что литостатическое давление  $p_s$  нарастает с глубиной практически по линейному закону со средним градиентом 23 МПа/км. Поэтому, используя подобие соответствующих треугольников на рис. 9, можно вывести простую формулу для приближенного вычисления флюидного давления на любой глубине:

$$p_f = \frac{\alpha}{\alpha_0} p_s, \quad (3)$$

где  $\alpha_0$  и  $\alpha$  — соответственно начальный (15 град/км) и повышенный при нагревании толщи температурные градиенты.

Из формулы (3) следует, что при градиентах 20, 30 и 60 град/км флюидное давление превышает литостатическое соответственно в 1, 3, 2 и 4 раза. Из графиков (см. рис. 10) видно, что в двух последних случаях флюидное давление в подошве толщи достигает 900 МПа при температуре 600 °С, которая не максимально возможна при метаморфизме. Это давление соответствовало бы литостатическому в случае мощности толщи около 40 км. Вряд ли осадочные толщи такой мощности существовали в природе. А вот величина давления при региональном метаморфизме в складчатых поясах может достигать 1000–1200 МПа, по данным Б.В. Фервердатто и др.

Модель флюидного сверхдавления дает возможность удовлетворительно объяснять изотермические вариации давления от комплекса к комплексу и случаи с пестрой мозаичной картиной распределения давления в пределах одной толщи, поскольку их можно связать с колебаниями проницаемости, водонасыщенности и скорости нагрева [38]. Она позволяет понять и устойчивую связь высоких давлений флюидов с аномально высокими температурами на тех глубинах, которые достигнуты скважинами [43].

Эту модель можно привлечь и для объяснения случаев „лавинного“ нарастания давления с ростом температуры. Например, в докембрийс-

ком моренском зональном метаморфическом комплексе нагорья Сангилен (Тува) температуре 400 °С соответствовало давление около 200 МПа (средний градиент 0,5 МПа/град), а температуре 700 °С — около 750 МПа (1,1 МПа/град); при изменении температуры от 630 до 690 °С давление изменяется от 550 до 750 МПа со средним градиентом 3,3 МПа/град, по данным Л.И. Деминой и М.И. Волобуева. В сланцевом обрамлении гнейсовых куполовидных структур Урала, по данным Г.А. Кейльмана и других, давление резко возрастало в зоне мощностью всего несколько метров, прилегающей к границе сланцевого чехла с гнейсовым фундаментом. В Центральном нагорье Шотландии, где впервые был описан классический тип Барроу — один из типов регионального метаморфизма, — давление в нижней части метаморфизованного чехла, представленного далрейдской серией, даже превышало давление, зафиксированное в нижележащем фундаменте (мойнская серия); температура же в фундаменте была несколько выше, чем в низах чехла, по П. Уэлсу. Вероятно, эффект флюидного сверхдавления в мойнском фундаменте был ослаблен пониженным содержанием в нем флюидов по сравнению с далрейдским чехлом.

Содержание флюидов определяется пористостью пород. Описываемая здесь модель флюидного сверхдавления несколько отличается от модели Н.Л. Добрецова и его коллег. Главное отличие состоит в предполагаемой величине начальной пористости: в нашей модели она в подошве осадочной толщи составляет не менее 15 % (см. гл. 2), в то время как Н.Л. Добрецов и его коллеги исходят из того, что в процесс прогрессивного метаморфизма вступают породы, в которых катагенез уже завершился и пористость не превышает 3 — 4 %.

Величина пористости связана с давлением следующим образом:

$$\frac{p - p_s}{p_{\max} - p} = \frac{r}{1 - r} \cdot \frac{c'_f}{c'}; \quad p = p_f, \quad (4)$$

где  $p$  — давление в минеральном упругосжимаемом скелете породы;  $p_{\max}$  — флюидное давление, возникающее в порах при повышении температуры в условиях абсолютно несжимаемого скелета;  $r$  — пористость;  $c'_f$  и  $c'$  — упругая сжимаемость соответственно флюида и скелета.

Смысл формулы (4) состоит в том, что при выведении системы из начального состояния ( $p_f = p = p_s$ ) нагретый флюид оказывает на скелет дополнительное давление, скелет упруго сжимается, но при этом сам флюид несколько увеличивает свой объем. Равновесие, описываемое формулой (4), наступает при  $p_f = p > p_s$  (тепловым расширением скелета можно в первом приближении пренебречь).

Поскольку сжимаемость флюида на полтора порядка выше, чем сжимаемость скелета, то из формулы (4) следует, что при пористости равной 3 % реальное  $p_f = p$  составляет лишь половину от  $p_{\max}$ . Пористость

15 % существенно приближает  $p_f = p$  к этому максимуму. Напротив, по-  
липеньность менее 1 % приближает названную величину к исходному  $p_s$ , т.е.  
практически сводит на нет эффект сверхдавления.

Другое отличие рассматриваемой модели от модели Н.Л. Добрецова  
состоит в том, что сверхвысокое давление возникает не вследствие ре-  
гионального метаморфизма (прогрессивных реакций дегидратации и де-  
карбонатизации), как это предусматривается в модели Н.Л. Добрецова  
и его единомышленников, а до метаморфизма, просто как результат на-  
гревания воды в обводненной слабопроницаемой толще. Поэтому сверх-  
давление можно трактовать как фактор, а не как следствие метамор-  
физма. При этом вода сохраняет свое значение вполне подвижного ком-  
понента, на чем настаивают многие петрологи. Во избежание недоразу-  
мений заметим, что речь идет о термодинамической (с соблюдением  
известного принципа Ле Шателье — Брауна), а не геохимической под-  
вижности воды, т.е. о том, что давление, концентрация и химический по-  
тенциал воды поддерживаются на определенном уровне, независимо от  
хода реакции, а не от фильтрации воды через пористую среду.

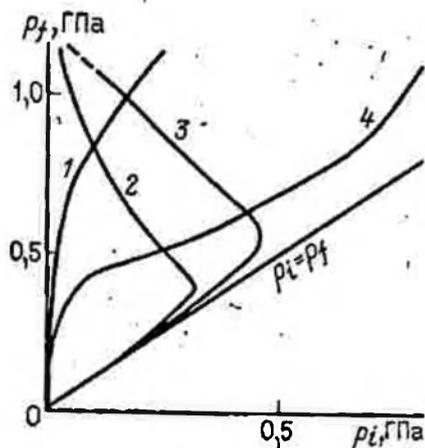
Сказанное не означает, что автор отвергает дегидратационную модель  
сверхдавления Н.Л. Добрецова и его коллег. Он считает, что эта модель  
„работает“ несколько позже, в процессе прогрессивного метаморфизма  
и дегидратации минералов, и в том же направлении, но ее начальное ус-  
ловие не  $p_f = p_s$ , а  $p_f > p_s$  (см. рис. 10).

Состоятельность этой модели подтверждается фактами резкого уве-  
личения флюидного давления вблизи источника выделения углекислоты  
при высокотемпературном метаморфизме, установленного К.Б. Келе-  
жинским и др. Об этом же говорит и увеличение парциального давле-  
ния углекислоты в карбонатных толщах, по данным Б.В. Петрова.

Поскольку в рассматриваемой модели, как это следует из формулы  
(3), флюидное сверхдавление прямо пропорционально геотермическому  
градиенту, то отношение температуры к флюидному давлению остается  
постоянным — около 0,65 град/МПа, независимо от геотермического  
градиента. Это отношение минимально, поскольку, согласно формуле  
(4), оно отвечает максимальному флюидному давлению. Максимальным  
же это отношение будет в том случае, когда флюидное давление равно  
литостатическому (см. ниже), что при градиенте 60 град/км составляет  
около 2,7 град/МПа. Диапазон значений названного отношения охваты-  
вает все три главных типа регионального метаморфизма А.А. Маракуше-  
ва, андалузит-силлиманитовую и кианит-силлиманитовую группы фа-  
циальных серий (А и Б) В.А. Глебовицкого, фациальные серии низкого и  
среднего давления А. Миясиро. Другими словами, сюда попадают все  
типы регионального метаморфизма инверсионной геосинклинальной ста-  
дии, в том числе начального метаморфизма. Однако мы ограничились  
температурой 600 °С, вблизи которой происходит характерная реакция  
мусковита с кварцем с образованием высокотемпературных парагенези-

Рис. 11. Изменение парциального давления ( $p_i$ ) главных газовых компонентов флюида при метаморфизме и гранитизации в пределах земной коры (по А.А. Маракушеву и Л.Л. Перчуку):

1 —  $\text{CO}_2$ ; 2 и 3 —  $\text{H}_2\text{O}$  при метаморфизме и гранитизации соответственно; 4, —  $\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO} + \dots$ ;  $p_f$  — общее давление флюида



сов минералов. Это ограничение обусловлено тем, что при низко- и среднетемпературном метаморфизме обычно отсутствуют явления плавления пород, во флюиде содержится мало  $\text{CO}_2$ , а ювенильные компоненты флюида играют подчиненную роль. В результате флюид, особенно в терригенных послееархейских толщах, является существенно водным [38], что дает возможность не вносить в нашу модель поправки на изменение состава флюида. Более подробно об этом говорится в работе [14]. Приведем для наглядности рис. 11, на котором флюидное давление  $p_f$  предполагается равным литостатическому.

В предыдущем абзаце речь шла об отношении температуры к флюидному давлению, усредненному по всей мощности метаморфизованной толщи. Однако в областях зонального метаморфизма этот градиент часто уменьшается с ростом температуры. Так, в приведенном выше примере нагорья Сангилен его значение в диапазоне температур  $0-400^\circ\text{C}$  составляет 2 град/МПа, в диапазоне  $400-630^\circ\text{C}$  — 0,65 град/МПа, а в диапазоне  $630-690^\circ\text{C}$  — всего 0,3 град/МПа. Это можно объяснить нарастанием эффекта флюидного сверхдавления с глубиной, поскольку на больших глубинах в результате реакций дегидратации высвобождается все больше воды, а фильтрация и дилатация, ослабляющие этот эффект (см. ниже), с увеличением нагрузки вышележащих толщ происходят более медленно.

*Автостресс как тектоническое следствие сверхвысокого давления.* Сверхвысокое давление, являющееся фактором реакций регионального метаморфизма, представляет собой с точки зрения механики шаровой тензор напряжений, т.е. ту часть общего тензора напряжений, которая обеспечивает равномерное всестороннее давление. Разность же между этим и вертикальным давлением нагрузки вышележащих толщ — это девиаторная составляющая общего тензора, или автостресс, производящий вертикальное растяжение. Автостресс (так же как и всякий стресс) — это не фактор минеральных равновесий, но он может определять текстуру породы, и прежде всего ее сланцеватость.

Возникает вопрос о величине автостресса. Из рис. 10 видно, что максимум разности  $p - p_x$  имеет место при максимальном градиенте  $60$  град/км на глубине  $10$  км, где эта величина составляет около  $700$  МПа. В то же время эта разность лимитируется прочностью пород и вряд ли превышает  $100$  МПа [11]. Вся эта проблема требует специальных исследований. Мы же здесь укажем только на два обстоятельства.

Во-первых, вертикальное напряжение может превышать литостатическое давление. Это зафиксировано в горных выработках, причем иногда вертикальное давление превышает литостатическое на  $50\%$  и более [41]. Так, на Покровском месторождении Урала на глубине  $100$  м вертикальное напряжение составляет  $38,4$  МПа, превосходя литостатическое давление —  $2,8$  МПа — более чем в  $10$  раз, по Г.Л. Пospelову. Не исключена возможность того, что с глубиной этот эффект возрастает, а вместе с этим снижается и величина автостресса — разности между общим сверхдавлением и давлением, действующим в вертикальном направлении.

Во-вторых, при глаукофансланцевом метаморфизме, для которого предполагается особенно большое сверхдавление, нередко отсутствуют интенсивная деформация и складчатость, а породы остаются массивными [38]. Другими словами, автостресс отсутствовал.

Одно из возможных объяснений этого феномена состоит в том, что в статической обстановке общее давление равно вертикальному (а также и горизонтальному) давлению. Но такое состояние механически неустойчиво, оно вызывает увеличение объема (дилатацию) с одновременным снижением сверхдавления. Однако дилатация не может идти одинаково во всех направлениях. Сбоку и снизу она встречает отпор. Поэтому она трансформируется в вертикальное удлинение, которое знаменует неравенство общего и вертикального давлений (т.е. последнее уже не уравнивает общее сверхвысокое давление), а тем самым наличие автостресса. Это показала экспериментально И.В. Кириллова.

*О возможности удаления избыточной воды посредством фильтрации.* Это одна из кардинальных проблем метаморфической петрологии [27]. В предыдущей главе говорилось о том, что на доинверсионной геосинклинальной стадии коэффициент отвердевания осадочной толщи имеет порядок  $< 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с. Этот коэффициент определяет, в соответствии с формулой (2), время, в течение которого избыточная вода удаляется из толщи заданной мощности. Для  $20$ -километровой толщи это время составит более  $1$  млрд лет. Сходные оценки имеются и в литературе [41].

На инверсионной стадии в результате нагрева физическое состояние толщи изменяется. Увеличивается градиент флюидного давления (см. выше), усиливая флюидный поток, что регистрируется по увеличению числа мигрирующих рудных элементов, установленному Б.В. Петровым. Изменяется и значение коэффициента отвердевания, который прямо пропорционален проницаемости толщи, а также зависит от других парамет-

ров, отраженных формулой (1). Изменениями всех этих факторов можно пренебречь, так как они не выходят за пределы одного порядка [14]. О проницаемости следует сказать особо.

Увеличение проницаемости толщ в обстановке сверхвысокого флюидного давления чаще всего связывают с гидроразрывом [41]. Однако, как справедливо считает В.В. Хлестов, при этом имеет место неверное понимание механизма гидроразрывов, используемых в практике нефтедобычи. Скорость же ползучести минерального скелета при расширении пор на несколько порядков ниже, чем при уплотнении пород, что и поддерживает состояние сверхвысокого давления в течение времени, достаточного для протекания метаморфических реакций. Кроме того, гидроразрыв в насыщенных водой пластичных породах маловероятен [41] и может протекать в форме внедрения флюида в полости размером всего 0,0005 — 0,0070 мкм, из которых он впоследствии может самопроизвольно высачиваться при снятии давления, по данным А.М. Блоха.

Другая возможная причина увеличения проницаемости пород — это неодинаковое тепловое расширение разных минералов при достаточно быстром нагреве и отсутствии перекристаллизации, на что указали Г.П. Зарайский и В.Н. Балашов. Однако этот эффект резко снижается под действием всестороннего давления, по данным В.М. Витовтовой и В.М. Шмонова. Кроме того, именно при прогрессивном региональном метаморфизме происходит интенсивная перекристаллизация. Этот процесс превращает метаморфические [41] и слабометаморфизованные галогенные [17, 43] породы в практически непроницаемые. Практика нефтедобычи свидетельствует о том, что слабопроницаемы глины, пластичность которых обусловлена повышенным водосодержанием и флюидным давлением, на что указали А.Г. Дурмишьян, В.М. Мурадян и В.Е. Хаин. Имеются экспериментальные данные Р. Мартина о том, что и простое увеличение температуры при высоком давлении уменьшает проницаемость. Структурно-текстурные особенности глаукофановых сланцев свидетельствуют о высокой степени замкнутости флюида во время их образования. По окончании прогрессивной стадии метаморфизма породы окончательно разобщаются [38].

Таким образом, сверхвысокое флюидное давление само по себе не способствует увеличению проницаемости пород. Что касается дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений, которые, в частности, могут быть порождены тем же сверхдавлением (автостресс, см. выше), то они, напротив, ведут лишь к еще большему закупориванию вертикальных каналов фильтрации. Это подтвердил экспериментально Р. Мартин. В обстановке дегидратации водосодержащих минералов это показали С. Мерел и И. Исмэйл, а при расширении пор у первоначально высокопористых (20 — 30 %) образцов пород — У. Брейс.

Имеется еще один важный фактор сохранения повышенной водонасыщенности и флюидного давления в метаморфизирующей осадочной

толще — эффект покрывки. Верхи толщи не подвергаются ни существенному нагреванию, ни метаморфизму, состав и корреляционные связи между элементами почти не изменяются, по данным Б.В. Петрова. Их физическое состояние остается примерно тем же, что и на доинверсионной геосинклинальной стадии. Это, в сущности, такой же экран, запечатывающий слой [41, 43], что и соленосная покрывка, способствующая длительному сохранению повышенных пористости и флюидного давления в осадочных толщах [17]. Расчеты показывают, что даже при дегидратации гипса на глубине около 1200 м высвобождающаяся вода будет фильтроваться сквозь вышележащую глинистую толщу, имеющую проницаемость порядка  $10^{-3}$  нм<sup>2</sup>, в течение примерно 15 млн лет [41]. Чрезвычайно низка, вплоть до значений меньше  $5 \cdot 10^{-7}$  нм<sup>2</sup>, проницаемость прослоев карбонатных пород при повышении температуры, по данным В.М. Витовтовой и В.М. Шмонова. Аналогичную экранирующую роль могут играть и доскладчатые тектонические покровы.

В связи с этим важно подчеркнуть сделанный А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским вывод о сходстве средних химических составов метаморфических пород и геосинклинальных осадков. По всей вероятности, это указывает на то, что процесс метаморфизма в осадочных толщах происходит в закрытой системе, без существенного привноса вещества [38]. Сходные взгляды высказывают Н.Л. Добрецов и В.В. Хлестов, которые приводят данные, свидетельствующие об очень слабой фронтальной инфильтрации поровых флюидов на высокотемпературных ступенях и об изохимическом характере метаморфизма пелитовых толщ на его низких и средних ступенях. С последним согласен и А.А. Маракушев. На скромную роль мантийных (изотопно-тяжелых) флюидов по сравнению с захороненной в осадках морской водой указывает и изотопный состав кислорода, по данным А.В. Сидоренко и Ю.А. Борщевского. В последнее время Б.В. Петровым получены данные о том, что обмен флюидной фазой между пластами ограничен, а вдоль слоистости происходит миграция только рудных элементов (Mn, Co, Ni, Cu, Au, U), а также Fe и Mg, т.е. тех элементов, которые, за исключением Mg, имеют минимальную величину атомного объема. Недавно А.Д. Ракчевым установлен новый механизм миграции заряженных частиц флюида под действием электро-силового поля, возбуждаемого градиентом температуры; существенно то, что такая миграция возможна при ничтожной проницаемости пород ( $10^{-4} - 10^{-3}$  нм<sup>2</sup>).

Вместе с тем А.Б. Ронов и А.А. Ярошевский отмечают, что сравнение средних химических составов геосинклинальных осадочных пород и „гранитной“ оболочки в целом указывает на значительный привнос кремнезема и щелочей (особенно калия) при гранитизации, следующей за региональным метаморфизмом геосинклинальных толщ [38]. Ярко выраженный аллохимический характер гранитизации, завершающей эволюцию метаморфических комплексов, подчеркивает и А.А. Маракушев.

Этот процесс происходит под воздействием мантийных в достаточной степени восстановленных флюидов, по данным Ф.А. Летникова и др. Гранитизация происходит уже в открытой системе при повышенной проницаемости пород — более  $10^{-1}$   $\text{нм}^2$ , по Г.П. Зарайскому и В.Н. Балашову. Усилившийся в этих условиях до значений более  $10^{-9}$   $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  флюидный поток резко меняет динамику и масштабы анатексиса и обеспечивает развитие гранитизации начиная с глубины 10 км; по А.С. Калинину и В.В. Ревердатто. До этого, как и на доинверсионной геосинклинальной стадии, проницаемость не превышала  $10^{-3}$   $\text{нм}^2$  (см. гл. 2) и вполне могла составлять всего  $10^{-5}$   $\text{нм}^2$ , по Н.Л. Добрецову, а флюидный поток, по данным как нефтяной геологии, так и петрологии, находился в пределах  $10^{-12}$  —  $10^{-11}$   $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ .

Возникает вопрос о причинах превращения геосинклинальной толщи из системы, закрытой во время прогрессивного метаморфизма, в систему, открытую во время последующей гранитизации. Для ответа на этот вопрос имеет смысл привлечь внимание к степени тектонического контроля обоих сравниваемых процессов. Метаморфизм недаром называется региональным — он гораздо меньше зависит от тектоники геосинклинальных толщ, чем гранитизация. Последняя зачастую локализована в зонах, ослабленных складко- или разрывообразованием. Подробности об этом изложены в работе [14], а также будут приведены ниже. В предыдущем разделе данной главы было указано, что если гранитизация происходит в общем синхронно со складкообразованием, то региональный метаморфизм несколько опережает последнее.

Более подробно о складкообразовании будет сказано ниже. Здесь же укажем, что этот процесс представляет собой с точки зрения механики большую пластическую деформацию геосинклинальных толщ. Одна из закономерностей больших пластических деформаций — неустойчивость во времени [6]. Деформация, в том числе и складчатая, начинается как однородная, а по мере развития процесса становится все более неоднородной. Иногда говорят о тенденции ко все большей „хрупкости“ деформации, хотя, как показал В.В. Эз [46], многочисленные разрывы в метаморфических комплексах отнюдь не хрупкие, а вязкие.

Таким образом, складко-, а тем более разрывообразование выступают в качестве главной причины резкого увеличения проницаемости как геосинклинальных, так и иных толщ, в частности соленосных, по данным М.Г. Валяшко и др. Это учитывают гидрогеологи, например В.А. Всеволожский, в своих генетических классификациях природных фильтрационных сред. Этот процесс, вероятно, следует считать лавинообразным, если опираться на концепцию о деформационном цикле, изложенную выше. Согласно этой концепции, на первом этапе региональный прогрессивный метаморфизм сочетается лишь с незначительными нарушениями первично горизонтальной слоистости (мелкие лежащие, практически изоклинальные складки, субгоризонтальная сланцеватость,

я основном параллельная слоистости). Такие деформации способствуют скорее уменьшению проницаемости толщи в вертикальном направлении, чем ее увеличению. О малой проницаемости свидетельствует изохимический характер гранитизации на этом этапе, по данным Д.Е. Гафт.

На втором этапе цикла формируется складчатость с вертикальными осевыми поверхностями и сланцеватостью, которая теперь занимает по отношению к слоистости секущее положение. С этим этапом связана в основном плагиомигматизация. Иногда на этом этапе происходит внедрение интрузий основного состава, свидетельствующее о возникновении вертикальных каналов, по которым поднимается магма из подкоровых очагов [21].

В верхней, слабометаморфизованной части геосинклинальной толщи в качестве аналога сланцеватости выступает секущий кливаж, формирование которого синхронизируется с тектоническим обезвоживанием толщи, при котором, по данным Т. Райта и Л. Платта, объем пород может уменьшаться более чем на 50 %. Систематическое изложение соответствующих аргументов содержится в книге Э.У. Спенсера (1981 г.). В частности, в ней приводятся сведения о зарождении кливажа в еще не консолидированных плейстоценовых глинисто-алевритовых отложениях внутреннего борта Алеутского глубоководного желоба и континентального подножья Мексиканского залива.

Однако возникновение кливажа еще не означает резкого увеличения проницаемости толщи. Дело в том, что поверхности кливажа, особенно на ранних стадиях его формирования, в значительной степени изолированы друг от друга и часто заканчиваются слепо. Эта и другие особенности кливажа позволяют трактовать его поверхности как следы раздавливания при горизонтальном сжатии флюидных включений, что подтвердила экспериментально Н.Б. Лебедева. Эффект слепого окончания каналов фильтрации приводит к тому, что истинная проницаемость породы может быть экспериментально определена лишь в образцах в десятки сантиметров; в образцах меньшего размера проницаемость оказывается значительно большей [17].

На последующих этапах деформационного цикла при гранитизации усиливается привнос калия. Формирующийся кливаж второй генерации увеличивает проницаемость пород в большей степени, чем кливаж первой генерации, по данным Ж.-П. Гратье и П. Виалона. Наблюдается тенденция ко все большей хрупкости деформаций: сначала это „кинк-зоны“, а затем множественные разрывы. Проницаемость трещиноватых пород на несколько порядков выше, чем у их массивных аналогов [41]. Существенную роль в фильтрации играют только плоскощелевые поры с эффективным радиусом более 10 мкм, по В.И. Старостину. Рост и слияние трещин резко увеличивает проницаемость толщи, а развитие трещинных зон размером более 100–200 м по вертикали приводит к лавинообразному „взрыву“ всей системы, с диапироподобным отделе-

нием огромных масс воды, гидровулканизмом и проседанием земной поверхности, что установили П.П. Иванчук, Е.А. Соловьев и С.А. Каспаров. Этому способствует тектоническое поднятие и снижение литостатического давления, не компенсированное (из-за теплового гистерезиса, см. рис. 9) соответствующим снижением температуры и флюидного давления. В свете этого становится понятно, почему максимум гидротермального рудообразования приходится на постскладчатую стадию геосинклинального развития [37], а окончательное уплотнение глин — на этап поднятия, по В.Н. Холодову и Р.И. Недумову. Для формирования, например, кварцевых жил требуется количество воды, в 100–10 000 раз превышающее объем этих жил [41].

Необходимо подчеркнуть существенное отличие физического состояния пород на этапе поднятия, когда они подвергаются регрессивному метаморфизму, от их состояния на предшествующем этапе прогрессивного метаморфизма, обусловленного подъемом геоизотерм. На обоих этапах происходит изменение температуры пород (сначала повышение, а потом понижение), которое вызывает неодинаковое изменение объема у разных минералов с образованием микротрещин на границах зерен.

Однако на прогрессивном этапе метаморфизма, когда преобладают реакции дегидратации, флюид буквально оmyвает практически все пространство, занятое породой. В момент своего высвобождения из кристаллической решетки водосодержащих минералов вода имеет высокую химическую активность, по данным Ф.А. Летникова и др. В результате все минералы испытывают перекристаллизацию, и все микротрещины „залечиваются“. Так, после гидрослюдизации первоначально монтмориллоновых глин в последних под электронным микроскопом наблюдается сложная система пор, обрамленных частицами новообразованных минералов, по данным И.Д. Зхуса и И.И. Шмайса, а содержащиеся в глинистых толщах песчано-алевритовые прослои резко снижают свою проницаемость, по С.Г. Саркисяну и Д.Д. Котельникову.

На регрессивном этапе характерны реакции гидратации. Однако теперь вода не имеет доступа во все пространство пород, поскольку новообразованные водосодержащие минералы возникают лишь на границе твердой фазы и флюида и закупоривают возможные каналы проникновения последнего внутрь твердой фазы. Иногда регрессивный метаморфизм имеет региональный характер. Однако при регрессивном метаморфизме не происходит сплошной перекристаллизации пород, в результате чего сохраняются более высокотемпературные ассоциации минералов прогрессивного этапа; это установили В.В. Хлестов и Г.Г. Лепезин. Возникающие микротрещины не „залечиваются“, и проницаемость пород возрастает. В результате породы все больше осушаются, а это, в свою очередь, способствует утрате ими пластических и приобретению хрупких свойств, что влечет за собой усиление трещиноватости. Другими словами, повышение проницаемости пород при их регрессивном метаморфиз-

ме имеет лавинообразный характер. Регрессивный метаморфизм, в отличие от прогрессивного, аллохимичен (сообщение С.П. Кориковского).

Резкое увеличение на несколько порядков проницаемости обводненной геосинклинальной толщи при складко-, а главным образом при разрывообразовании позволяет понять, почему для ее осушения до складкообразования потребовался бы отрезок времени длительностью более 1 млрд лет, а после „хрупкого“ этапа деформаций для этого достаточно всего лишь 1 млн лет или менее [41].

Возникает вопрос о следах былого избыточного обводнения в обнажающихся ныне на поверхности „сухих“ метаморфических породах. Почему при ликвидации пористого пространства не происходит дезинтеграции скелета пород? Где следы бывших пор?

Ответом на первый вопрос может служить возникшее недавно представление о „стабилизации“ пород против разрушения, предусматривающее сочетание скорости истечения порового флюида с уменьшением пористости; такие теории развивают Р. Мартин, Дж. Райс и Д. Рудникики.

Что касается второго вопроса, то для ответа на него имеет смысл привлечь в качестве аналогии процесс становления гранитных тел. Гранитизация, по Э. Рагену, происходит в твердо-жидкой среде, где в порах размером до нескольких миллиметров при пористости до 25—40 % длительно сохраняется высокое давление флюидов; в обнажающихся же ныне гранитах твердые зерна плотно прилегают друг к другу. Порфиробласты в метаморфических породах столь же плотно „упакованы“ в окружающую массу, хотя в процессе своего роста они, несомненно, были окружены флюидной фазой, что отмечает Р.Х. Вернон. Иногда песчаники, залегающие в кровле лакколлитов, настолько прочны, что используются в качестве строительного материала, несмотря на то, что в момент внедрения этих интрузий они были насыщены погребенной водой и под действием высокой температуры испытали тепловое расширение и дезинтеграцию скелета, полностью „залеченную“ при последующем уплотнении [41]. У. Файф и его соавторы предполагают, что в некоторых случаях подземные воды могут накапливаться и исчезать, не оставляя никаких следов.

Действительно, показано экспериментально, что микротрещины в образцах зерна магматических пород, возникающие при подъеме зерна с глубины около 5 км на поверхность (т.е. при освобождении от литостатического давления), практически полностью закрываются под воздействием созданного в лаборатории аналогичного давления и не обнаживаются даже под электронным микроскопом, по данным Х. Вэнга, Г. Симонса, Е.И. Баяжа и др. Другими словами, важно, чтобы из пород была удалена вода, а литостатическое давление уничтожает все следы былой пористости. Впрочем, в качестве таких следов Д. Вуд, Н.Б. Лебефлюидов трудно объяснить генезис структурного муара — нового типа структурного узора в гнейсовых куполах [42].

Однако даже в процессе складкообразования вода удаляется из пород отнюдь не мгновенно. Так, по данным сейсмического профилирования, в нижней части островного склона Японского глубоководного желоба залегает складчатый осадочный комплекс мощностью до 6–7 км. Складкообразование в нем произошло совсем недавно — в конце плиоцена и в антропогене. Скорость продольных сейсмических волн в этом комплексе от 2,2 км/с в его верхней части до 3,0–3,5 км/с в нижней части, по данным М.П. Антипова и др. Как было показано в предыдущей главе, этим значениям сейсмической скорости отвечает пористость от 50 % в верхней части до 20 % в нижней части складчатого комплекса (см. рис. 1, в, д). Таким образом, из этого комплекса вода еще не успела удалиться. Возможно, это связано с его последующей историей — после складкообразования комплекс не испытал обычного поднятия, а был вовлечен в резкое опускание при формировании глубоководного желоба.

Все сказанное об эволюции проницаемости относится только к геосинклинальной осадочной толще, которая до определенного времени играет по отношению к подстилающему фундаменту роль водоупора, а затем, на стадии складкообразования и гранитизации, становится проницаемой и допускает привнос ювенильных кремнезема и щелочей.

*Увеличение объема пород (дилатация)*. В земной коре и в подкоровых геосферах нормальным, равновесным состоянием является такое, когда флюидное давление равно литостатическому [25]. Поэтому возникновение в геосинклинальной осадочной толще сверхвысокого флюидного давления в результате ее прогрева означает, что система выведена из равновесия. Выше было показано, что один из путей приведения системы в нормальное состояние — фильтрация избыточных флюидов — затруднена до складко-, а главным образом до разрывообразования в толще.

Но есть и другой способ восстановления равновесия — расширение пор и соответствующее снижение флюидного давления. Расширение гор, т.е. увеличение объема флюидной фазы, приводит одновременно к увеличению объема всей породы в целом (дилатации) и уменьшению плотности последней. Вызывает удивление тот факт, что петрологи в своей полемике о сверхдавлении игнорируют такую возможность или в лучшем случае говорят о ней лишь мимоходом. Между тем никто не оспаривает возможности увеличения объема вещества при анатектическом расплавлении. Более того, существуют твердофазовые реакции, протекающие с увеличением объема при повышении температуры. Это говорит о том, что разуплотнение вещества в земной коре в процессе метаморфизма вполне реально, и в этом отношении реакции дегидратации и декарбонатизации, доминирующие при региональном прогрессивном метаморфизме, не представляют исключения. Увеличение объема, в отличие от сверхдавления, способствует стабильности режима  $H_2O$  и  $CO_2$ . Поскольку  $p_{H_2O}$  и  $p_{CO_2}$  при этом не изменяются, то нет оснований сомневаться

во вполне подвижном термодинамическом поведении этих компонентов. Если сверхдавление вызывает быстрое увеличение объема пород, то это приводит к разрыву пор и хрупкому раздроблению (дезинтеграции) скелета [30]. При медленном развитии этого процесса скелет ведет себя пластично и целостность пород не нарушается. О реальности такого процесса свидетельствуют данные литологии и нефтяной геологии. Так, сравнение физических параметров глинистых пород в Прикуринской впадине Закавказья и Терско-Сунженской зоне Предкавказья, залегающих на одинаковых глубинах, но при разных температурах, повышенных в Терско-Сунженской зоне, показало, что в этой зоне повышено также и флюидное давление и понижена плотность пород, по данным А.Я. Введенской и В.В. Бахтина. Сверхвысокое флюидное давление, не уравновешенное литостатической нагрузкой вышележащих толщ, приводит к выпиранию последних в результате увеличения объема пород. Так, если на глубине около 5 км флюидное давление превышает литостатическое на 1,5 МПа, то выпирание может привести к подъему кровли толщи на 60 м [41]. Увеличение пористости и общего объема пород происходит при гидрослюдизации монтмориллонита, а также при внедрении магм в виде силлов в глубокоководные нелитифицированные осадки, вызывающем медленный нагрев последних. Известная верхнеюрская баженовская свита Западной Сибири под воздействием нагревания превратилась в уникальный коллектор, содержащий в себе нефть, генерированную веществом этой же нефтематеринской свиты.

Дилатацию пород и сопровождающее ее снижение флюидного давления при относительно стабильной температуре воспроизвели экспериментально И. Исмайл и С. Мерел. В мерзлотоведении даже выявлена количественная зависимость напряжений, возникающих при промерзании пород, от „степени недопущения деформации“, т.е. от степени их криогенной дилатации, по Э.Д. Ершову и др. Это дает возможность объяснить эволюцию барических условий метаморфизма. Как известно, в течение метаморфического цикла наблюдается повсеместная тенденция к снижению давления [38]. Во всех исследованных случаях породы с минеральными парагенезисами высоких давлений присутствуют лишь в виде реликтов в комплексах умеренных давлений, по В.А. Глебовицкому и др. В качестве примера можно привести Музкольский метаморфический комплекс Центрального Памира, сформировавшийся на рубеже палеогена и неогена при повышенных давлениях, достигавших 700–900 МПа, по данным М.С. Дюфура и др. Оценка литостатической нагрузки вышележащих толщ не превышает 300 МПа, поэтому давление при метаморфизме можно квалифицировать как сверхвысокое, которое не могло сохраняться на глубине максимум 11 км длительное время. После образования кианитсодержащих минеральных ассоциаций произошел спад давления до 400–500 МПа, о чем свидетельствует широко распространенное замещение кианита андалузитом (устойчивость этих минералов

в поле  $pT$  см. на рис. 7). Однако и это пониженное давление тем не менее остается сверхвысоким, превышающим литостатическую нагрузку. Сверхвысокое давление может сохраняться даже на регрессивном этапе метаморфизма, по данным Б.В. Петрова.

Для объяснения названной тенденции к снижению давления, в особенности когда речь идет о глаукофановых сланцах, „перерождающихся“ в зеленые сланцы, прибегают к предположению об относительно быстром тектоническом поднятии, денудации и снижении литостатического давления. Однако величина такого поднятия — около 30 км, а по некоторым оценкам до 70 км — представляется нереальной [38]. Дилатация же пород происходит без их существенного вертикального перемещения.

Соотношение дилатации с изменением флюидного давления зависит от скорости нагрева осадочной толщи. Эта скорость, в свою очередь, определяется глубиной и „теплотворной способностью“ источника тепла — внедренного мантийного расплава или ювенильных флюидов, согласно расчетам А.С. Калинина и В.В. Ревердатто. При быстром нагреве толщи дилатация „не успевает“ за ростом флюидного давления и лишь с течением времени снижает это давление до литостатического уровня. Эта ситуация характерна для низов толщи. Мы уже говорили, что для нагревания 20-километровой толщи, в соответствии с формулой Е.В. Артюшкова (2), требуется около 40 млн лет. Однако поскольку тепловой импульс идет снизу, то для нагревания самой нижней части толщи мощностью 1 км требуется, в соответствии с этой формулой, всего 100 тыс. лет, для нагревания нижних 2 км — 400 тыс. лет и т.д. Поэтому при прочих равных условиях на большей глубине создаются более благоприятные условия для возникновения сверхвысокого флюидного давления, чем и можно объяснить упомянутые выше случаи значительного нарастания давления с ростом температуры. Если со временем удастся дать количественную оценку этого эффекта, то можно будет модернизировать рис. 10, преобразовав прямые линии в кривые с выпуклостью книзу.

При медленном нагреве толщи (что особенно характерно для ее верхов) дилатация успевает релаксировать сверхвысокое флюидное давление, так что метаморфизм с самого начала происходит при литостатическом давлении.

Увеличение объема толщи может быть реализовано лишь вертикально вверх посредством поднятия кровли толщи, которая относительно свободно вытесняет вышележащую гидро- или атмосферу. Механизм этого процесса экспериментально исследовала И.В. Кириллова. Она установила, что если в увеличении объема эквивалентного материала при нагревании главную роль играет газовая фаза, то пузырьки газа сильно удлиняются в вертикальном направлении, создавая щелевидные полости, имитирующие поверхности кливажа. Сам эквивалентный материал испытывает вертикальное растяжение и некоторое горизонтальное сжатие

(последнее — из-за расклинивающего действия растущих при нагревании пузырьков газа). Вероятно, именно таким образом, по мнению И.В. Кирилловой, в виде растущих гидротрещин, и зарождается кливаж в верхней слабометаморфизованной части толщи. Ниже в результате метаморфизма возникают новые минералы, которые ориентируются субвертикально под влиянием того же горизонтального автостресса, обусловленного расклинивающим эффектом расширяющегося флюида; это зарождение сланцеватости.

В нижней части экспериментальных образцов И.В. Кирилловой удлиненные щелевидные полости, образованные растущими пузырьками газа, ориентированы горизонтально. Этот факт дал основание сопоставить нижнюю часть образцов с зоной развития горизонтальной сланцеватости, а верхнюю — с зоной развития вертикального кливажа. Эти зоны были выделены в свое время П. Фурмарье. В настоящее время многие исследователи придерживаются этой схемы зональности ориентированных текстур, а Ю.В. Миллер [31] включил ее в свою концепцию тектоно-метаморфического цикла, о которой говорилось выше.

Причина горизонтальной ориентировки щелевидных полостей в нижней части экспериментальных образцов сланцеватости и полосчатости в метаморфических комплексах пока не вполне ясна. Можно предположить, что, начиная с некоторой „критической“ величины литостатического давления, флюиды начинают скапливаться под „непроницаемым барьером“, образуя „водные силлы“ [41] и способствуя возникновению метаморфической полосчатости, наследующей первичную слоистость. В этом случае под действием теплового расширения флюидов слои испытывают сдавливание в вертикальном направлении и сланцеватость в них ориентируется параллельно слоистости. Ясно, что в такой ситуации проницаемость толщи в поперечном к слоям направлении еще больше уменьшается, так что миграция рудных элементов происходит вдоль слоистости, о чем говорилось выше.

Недавно появились данные Е.П. Васильева о том, что названная „критическая“ величина литостатического давления зависит от температуры: чем выше температура, при которой происходит переход от вертикального кливажа к горизонтальной сланцеватости, тем ниже „критическое“ давление. Что касается расклинивающего действия водных силлов, то в качестве его аналога можно рассматривать вертикальное давление ледяных силлов, формирующихся в криолитозоне, по А.В. Брушкову.

Итак, избыточно обводненную толщу на данном этапе следует представлять как насыщенную флюидными включениями, сильно вытянутыми в вертикальном направлении в ее верхней части и в горизонтальном — в нижней. При последующем складкообразовании этих текстуры совершенствуются и изменяют ориентировку (подробнее см. в гл. 5, 6). После „осушения“ толщи все удлиненные поры „захлопываются“ скорее, чем

если бы они были круглыми, и от них может не сохраниться никаких следов.

*Возникновение инверсии плотности.* Увеличение объема горных пород, происходящее параллельно с региональным метаморфизмом на инверсионной стадии геосинклинального развития, представляет одну из разновидностей разуплотнения вещества Земли, так как увеличение объема при сохранении массы вещества означает уменьшение плотности последнего.

Для суждений о распределении плотности пород по глубине после нагревания и метаморфизма геосинклинальной осадочной толщи можно привлечь следующие данные: начальные (доинверсионные) температуру, плотность и пористость пород как функции глубины их залегания (см. рис. 1), а также новое распределение температуры по глубине после нагревания толщи и удельный объем воды в зависимости от  $pT$ -условий (см. рис. 9). Кроме того, следует учесть появление дополнительных порций свободной воды, выделившейся при метаморфических реакциях дегидратации, и увеличение плотности твердой фазы. В современных петрологических расчетах, в частности у В.В. Хлестова, принимается, в первом приближении, что степень метаморфической дегидратации линейно возрастает с ростом температуры и что по достижении „доанатектических“ температур  $650-700^\circ\text{C}$  в поры выделяется около  $0,1$  г свободной воды в  $1\text{ см}^3$  породы.

Что касается плотности твердой фазы, то на доинверсионной стадии она составляет в среднем  $2,7\text{ г/см}^3$  (см. гл. 2), а у высокометаморфизованных апелитовых пород ее среднее значение обычно принимается равным  $2,8\text{ г/см}^3$ . Поэтому было принято, в первом приближении, что плотность твердой фазы увеличивается также линейно от  $2,7$  до  $2,8\text{ г/см}^3$  при возрастании температуры от начальной до максимальной, отвечающей условиям амфиболитовой фации ( $675^\circ\text{C}$ , см. выше); названные цифры фигурируют и в расчетах А.В. Брыскина и В.В. Хлестова.

В гл. 2 была сделана оговорка относительно монтмориллонита — типичного минерала геосинклинальных глинистых толщ, имеющего несколько пониженную минеральную плотность (около  $2,5\text{ г/см}^3$ ) из-за наличия в его структуре межслоевой воды. При начальном метаморфизме в результате гидрослюдизации монтмориллонита эта вода выделяется в поры в количестве около  $0,1$  г на  $1\text{ см}^3$  породы, по данным В.Н. Холодова. Однако мы эту воду особо не учитываем, поскольку она уже была включена в расчетную пористость пород (см. рис. 1, д). Например, на глубине  $10$  км плотность пород в нашей модели составляет  $2,35\text{ г/см}^3$  (см. рис. 1, з). Этому значению может отвечать пористость около  $20\%$  (рис. 1, д), т.е. примерно  $0,2$  г свободной воды плюс  $2,16$  г твердого скелета с принятой расчетной плотностью  $2,7\text{ г/см}^3$ , или пористость  $10\%$ , т.е.  $0,1$  г свободной воды плюс  $2,25$  г скелета из монтмориллонита с плотностью  $2,5\text{ г/см}^3$ .

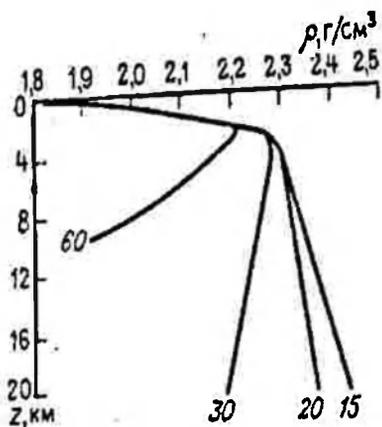


Рис. 12. Графики распределения плотности пород по глубине в геосинклинальной толще после нагрева и регионального метаморфизма при разных геотермических градиентах.

Цифры у кривых — величина градиента, град/км. На глубине более 3 км флюидное давление предполагается равным литостатическому. Кривую начальной плотности при 15 град/км см. на рис. 1, 2.

Результаты расчета распределения плотности пород по глубине после нагрева и регионального метаморфизма отражены на рис. 12. Из него видно, что при температурном градиенте 20 град/км инверсии плотности еще нет, а при 30 град/км она уже возникает. При градиенте 60 град/км она становится весьма ощутимой. Еще раз подчеркнем особенность верхней части толщи мощностью около 3 км — в ней инверсия плотности отсутствует. Напомним также, что расчет сделан в предположении того, что вся сверхдавление флюидов реализовано в увеличении их объема, т.е. флюидное давление равно литостатическому.

Длительность сохранения в геосинклинальной толще инверсии плотности зависит от двух факторов: во-первых, от длительности поддержания температуры, вызвавшей инверсию плотности; во-вторых, от длительности сохранения малой проницаемости толщи.

Сохранение градиента 30 град/км, являющегося средним для земной коры, вероятно, может продолжаться весьма долго. Поддержание же более высокого градиента зависит от „теплотворной способности“ источника тепла (внедренного мантийного расплава или ювенильных флюидов) и может длиться десятки миллионов лет, согласно расчетам В.В. Гордиенко и Н.М. Якоби.

Что касается сохранения малой проницаемости толщи, то выше говорилось о том, что увеличение проницаемости начинается вместе со складкообразованием и происходит лавинообразно на завершающем, „хрупок“ этапе последнего.

В результате бурения Кольской сверхглубокой скважины впервые для щитов было доказано существование на глубине зон высокопористых пород, насыщенных глубинными водами, наличие которых ранее не предполагалось. [24]. Скважина прошла более 10 км разреза архей-раннепротерозойских высокометаморфизованных пород. До глубины 4,5 км это в основном фация зеленых сланцев, где резко преобладает вода, связанная в решетке минералов; эта толща практически непроницаема. Под ней до глубины 9 км располагается зона регионального разуплотнения общей мощностью около 4,5 км, насыщенная свободной во-

дой; породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В этой зоне выявлены следующие особенности, которые хорошо увязываются с описанной выше физической моделью геосинклинальной толщи.

1. Крупные скопления воды в виде горизонтально залегающих водных силлов.

2. Изотопный анализ кислорода и водорода, в частности, в позднем мусковите регрессивного этапа метаморфизма с глубины 10190 м выявил существенно морской генезис воды. Тем самым продемонстрирована способность воды длительно сохраняться даже в высокометаморфизованных складчатых толщах в течение более чем 1 млрд лет.

3. Электронная микроскопия показала, что кристаллы упомянутого выше позднего мусковита росли в открытых пустотах, которые потом оказались целиком или частично заполненными. Это одно из свидетельств значительной пористости пород к началу регрессивного этапа метаморфизма.

4. Увеличение объема пор при прогрессивном метаморфизме сочеталось с деформацией кристаллов минералов, обусловленной флюидным сверхдавлением. Сначала формировались внутри- и межкристаллические микрогидротрещины и лишь потом макрогидротрещины. Все эти пустоты изолированы друг от друга, так что эффективная проницаемость пород остается весьма низкой.

Данные, полученные в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, демонстрируют существенную роль подземной гидросферы и опровергают распространение представлений о „сухости“ глубинных пород. В то же время эти данные свидетельствуют о правдоподобности описанной выше физической модели геосинклинальной толщи и в первую очередь главного качества последней — избыточной обводненности.

Данные по Кольской скважине позволяют распространить представление об избыточной обводненности существенно глинистой геосинклинальной толщи на подстилающий ее фундамент. Кроме того, во многих геосинклинальных областях самые низы разреза названной толщи сложены не глинистыми породами, а кварцитами и кремнистыми образованиями. Таковы Урал, Сихотэ-Алинь и другие складчатые области северо-востока СССР; примеры можно умножить. Не исключено, что и эти породы, залегающие непосредственно на обводненном фундаменте и перекрытые сверху слабопроницаемой существенно глинистой толщей, также не остаются „сухими“ и разуплотняются под влиянием теплового импульса из мантии. Однако для количественной оценки степени разуплотнения фундамента и неглинистых толщ требуются дополнительные исследования.

Итог всему изложенному в данной главе сводится к следующему. На инверсионной геосинклинальной стадии в избыточно обводненную осадочную толщу проникает тепловой импульс из мантии. Этот импульс и

обусловленный им прогрессивный региональный метаморфизм несколько опережает процесс формирования новообразованных тектонических поднятий и складкообразование главной фазы. Под действием теплового импульса в осадочной толще возникает сверхвысокое флюидное давление, которое совместно с температурой выступает в качестве фактора минеральных равновесий при метаморфизме, а затем приводит к увеличению объема пород пропорционально степени их нагревания. Поскольку температура в нижней части толщи больше, чем в верхней, то в нижней части увеличение объема более значительно. В результате плотность нижней части толщи становится меньше, чем верхней, т.е. в метаморфизованной осадочной толще возникает инверсия плотности. Прекращение инверсии плотности происходит вследствие ликвидации главного фактора инверсии плотности — избыточного обводнения толщи, т.е. в результате „осушения“ последней на заключительном, „хрупком“ этапе складкообразования.

Таким образом, складкообразование — главная причина ликвидации как избыточного обводнения, так и инверсии плотности в геосинклинальной осадочной толще, обусловленных тепловым импульсом, предшествовавшим складкообразованию. Возникает вопрос о геотектонических последствиях, к которым приводит инверсия плотности и обусловленная ею механическая неустойчивость в земной коре. Об этом пойдет речь в последующих главах.

#### ГЛАВА 4

### МОДЕЛИРОВАНИЕ АДВЕКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ИНВЕРСИЕЙ ПЛОТНОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

#### Тепловая конвекция как физический аналог термофлюидной адвекции

Выше было показано, что тепловой импульс на инверсионной стадии геосинклинального режима обуславливает возникновение инверсии плотности в избыточно обводненной осадочной толще.

Другое важное последствие теплового импульса — значительное снижение вязкости и повышение пластичности и текучести горных пород. Можно указать как минимум на три фактора, вызывающих этот эффект. Во-первых, это прогрессирующий подъем геоизотерм и повышение температуры. Во-вторых, метаморфическая перекристаллизация как доминирующий и весьма эффективный механизм пластической деформации, когда в движении участвуют не фрагменты пород, зерна, части зерен или фрагменты кристаллической решетки минералов, а отдельные молекулы, атомы и ионы. В-третьих, насыщение пород флюидами, образующимися при реакциях дегидратации и декарбонатизации в дополнение к реликтовой. поровой воде. Последний фактор играет существенную

роль и в зоне слабого прогрева, и метаморфизма, где первые два фактора не столь эффективны. Имеются данные Ж.-К. Сула о том, что в процессе роста гранитогнейсовых куполов метаморфические породы по своей вязкости мало отличаются от совместно деформирующейся с ними гранитоидной магмы с содержанием кристаллической фазы не менее 70 %. Это подтверждает сделанный выше вывод о высоком содержании флюидной фазы в метаморфических породах на рассматриваемой стадии.

Со временем флюиды удаляются из пород, что приводит к повышению вязкости и понижению пластичности и текучести пород, в особенности в сочетании с понижением температуры и регрессивным метаморфизмом. Обнажающиеся ныне на поверхности „сухие“ и „холодные“ метаморфические породы обладают совсем иными деформационными свойствами по сравнению с тем временем, когда они участвовали в складкообразовании.

Инверсия плотности  $\Delta\rho$  свидетельствует о механической неустойчивости осадочной толщи и вместе с тем представляет собой ту движущую силу, действие которой направлено на ликвидацию этой неустойчивости. Вязкость  $\eta$  служит мерой сопротивления пород действию этой движущей силы, вызывающей тектонические движения определенной скорости  $v$ . Соотношение этих трех факторов можно записать в виде формулы, не претендующей на физическую строгость:

$$v \sim \Delta\rho/\eta. \quad (5)$$

Смысл этой формулы сводится к утверждению, что чем больше разница в плотности выше- и нижележащих пород и чем меньше их вязкость, тем интенсивнее тектонические движения, направленные на ликвидацию механической неустойчивости. В более корректном виде, с соблюдением баланса размерностей физических величин, эта формула фигурирует ниже.

*Проблема моделирования термофлюидной адвекции.* Термофлюидная адвекция, или термофлюидные адвективные движения, представляют некий гипотетический процесс, происходящий на инверсионной стадии геосинклинального режима. Даже в самых молодых альпийских геосинклиналях эта стадия уже завершилась, и последние вступили в орогенный этап своего развития. Если еще принять во внимание глубинность этого процесса, то становится очевидной невозможность актуалистического подхода при его изучении. В этой ситуации едва ли не единственным методом исследования термофлюидной адвекции становится его моделирование и прежде всего выбор подходящего физического аналога при моделировании, т.е. некоторого подобного ему процесса, для которого имеется развитая физическая теория.

В качестве такого аналога была использована тепловая конвекция в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу. В этом случае инверсия плотности создается неравномерным нагреванием жидкости, поскольку температура в нижней части слоя выше, чем в верхней. Ниж-

няя более нагретая, часть жидкости при этом всплывает вверх, на смену ей приходит порция более холодной жидкости, которая при нагревании также расширяется, становится более легкой и тоже всплывает. Процесс останавливается лишь при прекращении подогрева снизу.

Термофлюидная адвекция останавливается не только при прекращении подогрева снизу, но, как было показано выше, главным образом при „осушении“ избыточно обводненной геосинклинальной толщи на заключительном, „хрупком“, этапе складкообразования. Это объясняется тем, что главную роль в тепловом расширении пород и соответственном уменьшении их плотности играет флюидная фаза. Таким образом, в отличие от тепловой конвекции термофлюидная адвекция — это затухающий с течением времени процесс. Другими словами, это тепловая конвекция, происходящая в среде с уменьшающимся со временем значением коэффициента теплового расширения, причем на „хрупкой“ стадии складкообразования такое уменьшение имеет лавинообразный характер, вызывая прекращение процесса.

Однако во всем остальном термофлюидная адвекция развивается по тем же физическим законам, что и тепловая конвекция. Для последней же имеется достаточно развитая физическая теория, основы которой более полувека назад заложил Дж.У. Рэлэй. Эта теория — составная часть теоретической физики. В монографии Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкого [10] обобщены последние достижения в области теоретического и экспериментального изучения конвективной устойчивости жидкости. Необходимо подчеркнуть, что наиболее интересный для нас горизонтальный слой жидкости был и остается излюбленным объектом изучения конвективной устойчивости. Это связано главным образом с тем, что такой объект сравнительно легко реализуется в эксперименте и дает известные удобства в проведении тепловых и оптических измерений. Горизонтальный слой представляет также большой интерес при приложении теории конвективной устойчивости в метеорологии, геофизике и астрономии. Таким образом, имеется надежная теоретическая база для прогноза складчатых деформаций, возникающих в слоистых толщах при адвективных движениях.

*Краткая характеристика тепловой конвекции.* Существует два основных способа передачи тепла — кондуктивный и конвективный. Кондуктивный механизм, или механизм теплопроводности, действует на молекулярном уровне; плотность теплового потока, т.е. количество тепла, проходящее за единицу времени через единицу площади, прямо пропорционально коэффициенту теплопроводности (часто называемому просто теплопроводность) и градиенту температуры в направлении теплового потока.

Конвективный механизм представляет собой перенос тепла частицами движущейся среды. Эти частицы сначала поглощают тепло и нагреваются, а по мере перемещения в другие участки пространства отдают

тепло и охлаждаются. Поглощение и выделение тепла определяются массой и удельной теплоемкостью вещества частицы, а также разностью температур. Движение частиц, если речь идет о жидкости, определяется законами гидродинамики. В том случае, когда движение жидкости происходит исключительно вследствие различия температур в различных участках жидкости, говорят о свободной конвекции тепла. Это значит, что движение жидкости определяется только различиями в ее плотности на разных участках. Изменение объема и плотности частицы жидкости при изменении температуры пропорционально коэффициенту объемного теплового расширения жидкости и разности температур.

В поле силы тяжести тепловая конвекция происходит лишь при определенных условиях. Если, например, нагревать жидкость сверху, то конвекция не возникает, так как наименее плотная часть жидкости при этом окажется наверху. Другими словами, в этом случае отсутствует инверсия плотности, жидкость термически неустойчива, так как сверху вниз будет осуществляться кондуктивный тепловой поток, но устойчива в механическом смысле.

Напротив, при подогреве снизу или сбоку возникает инверсия плотности. Подогрев сбоку немедленно приводит к конвекции (этот случай рассматривается во II части работы). При подогреве же снизу встает проблема конвективной устойчивости жидкости в поле силы тяжести. Суть проблемы состоит в следующем.

Простейший вариант тепловой неустойчивости — это однородный горизонтальный слой ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости, равномерно подогреваемый снизу таким образом, что нижняя и верхняя границы слоя — изотермические. Если при этом изотермы внутри слоя строго горизонтальны, а температурный градиент строго вертикален, то слой находится в неустойчивом равновесии, несмотря на инверсию плотности.

Если в этом слое возникнет случайное слабое „возмущение“ изотерм или, применяя геологическую терминологию, полагая „термальная антиклиналь“ (см. рис. 4, б), то механическая устойчивость будет нарушена. Изотермы одновременно представляют собой поверхности равной плотности жидкости. Поэтому при их искривлении возникает разность давлений на одном и том же горизонтальном уровне и, как следствие этого, механическое движение в сторону пониженного давления, т.е. в сторону выпуклости изотерм. В результате „термальная антиклиналь“ становится и структурной антиклиналью, так как происходит искривление первоначально горизонтальных вещественных внутренних прослоев.

Однако частицы жидкости, поднимаясь в зоне „термальной антиклинали“ вверх, в область более низких температур, отдают свое излишнее тепло, охлаждаются и увеличивают плотность. Поэтому устойчивый рост структурной антиклинали возможен лишь при определенных условиях. Эти условия регламентируются критерием устойчивости — (без-

размерным) так называемым числом Рэлея:

$$R = \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{g h^3}{\nu \chi} \quad (6)$$

Первый множитель представляет собой относительную разность плотностей в кровле и подошве горизонтального слоя жидкости, подогреваемого снизу. Он выражает степень инверсии плотности и зависит от разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения жидкости. Второй множитель включает ускорение силы тяжести  $g$ , а также характеристики слоя: мощность  $h$ , кинематическую вязкость  $\nu$  и коэффициент температуропроводности  $\chi$ . Две последние величины определяются так:

$$\nu = \eta / \rho; \quad (7)$$

$$\chi = \chi / \rho c, \quad (8)$$

где  $\eta$  — коэффициент динамической вязкости, или просто вязкость;  $\chi$  — теплопроводность;  $c$  — удельная теплоемкость.

Анализ общей системы уравнений, включающей уравнение движения Навье — Стокса, общее уравнение переноса тепла и уравнение непрерывности, выражающее закон сохранения массы, в так называемом приближении Буссинеска приводит к следующему выводу об условии устойчивости горизонтального слоя, подогреваемого снизу:

$$R < R_1, \quad (9)$$

где  $R_1$  — первое критическое число Рэлея, имеющее порядок  $10^3$ .

Таким образом, конвекция в горизонтальном слое возникает не при любой инверсии плотности, а лишь при превышении критического значения  $R_1$ . Только при этом условии рост вещественной антиклинали, о которой говорилось выше, будет способствовать устойчивости возникшей случайным образом „термальной антиклинали“.

Из формул (6) — (8) следует, что величины, стоящие в числителе критерия Рэлея, представляют собой факторы, способствующие возникновению тепловой конвекции. Это прежде всего степень инверсии плотности  $\Delta \rho / \rho$ , возрастающая с увеличением разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения. Существенную роль играет и мощность слоя  $h$ . Будучи в третьей степени, этот показатель отражает объем конвектирующей массы и выражает тот факт, что в поле силы тяжести большие массы вещества легче поддаются конвекции, чем малые.

В знаменателе выражения (6) находятся факторы, препятствующие конвекции. Вязкость  $\eta$  отражает сопротивление жидкости относительно перемещения ее участков. Коэффициент температуропроводности  $\chi$  определяется выражением (8), из которого видно, что его возрастанию способствуют увеличение теплопроводности  $\chi$  и уменьшение теплоем-

кости единицы объема  $\rho c$ . В этом показателе как бы отражается конкуренция двух основных механизмов передачи тепла — кондуктивного и конвективного. Чем выше  $\chi$ , тем больше плотность кондуктивного теплового потока при заданном градиенте температуры. Зато чем выше  $\rho c$ , тем большее количество тепла переносится единицей объема при конвективном движении.

Термофлюидная адвекция, как было сказано выше, отличается от тепловой конвекции тем, что при ее протекании породы постепенно „осушаются“ и тем самым уменьшаются коэффициент их объемного теплового расширения и степень инверсии плотности  $\Delta\rho/\rho$ . Параллельно с этим увеличиваются вязкость пород  $\nu$  и их эффективная температуропроводность  $X$  (в связи с появлением существенного конвективного выноса тепла нагретыми фильтрующимися флюидами). В результате уменьшается число Рэлея  $R$ . При достижении этим числом критического значения  $R_1$  адвекция прекращается даже при условии поддержания той разности температур в подошве и кровле адвектирующей геосинклинальной толщи, при которой началась адвекция.

Признание важной роли флюидов в тектонических процессах постепенно становится всеобщим, вплоть до провозглашения нового научного направления — „флюидогеодинамики“, по Г.Ю. Валуконису и А.Е. Ходькову.

### Три режима тепловой конвекции и термофлюидной адвекции

Первое приближение решения проблемы конвективной устойчивости жидкости — так называемая линейная теория устойчивости, которая позволяет находить критическое число  $R_1$ . Напомним, что горизонтальный слой жидкости механически устойчив лишь при условии  $R < R_1$ .

При достижении критического значения  $R_1$  в горизонтальном слое возникает конвекция. При этом к кондуктивному потоку тепла, обусловленному чистой теплопроводностью, добавляется конвективный тепловой поток. Если по оси абсцисс откладывать значения  $R$ , а по оси ординат так называемое число Нуссельта  $N$ , представляющее собой отношение полного потока тепла к кондуктивному потоку, то при достижении критического значения  $R_1$  возникает резкое усиление теплового потока (рис. 13).

*Зависимость расстояния между поднятиями от мощности конвектирующего слоя.* Тепловая конвекция осуществляется в виде восходящих потоков жидкости на одних участках и компенсирующих их нисходящих потоков на других участках. Возникает вопрос о форме этого движения. Линейная теория устойчивости позволяет дать ответ лишь на часть этого вопроса — о периодичности конвективных волн.

Эту периодичность отражает обобщенное волновое число  $K$ . Чтобы дать представление о том, какие геометрические показатели оно обоб-

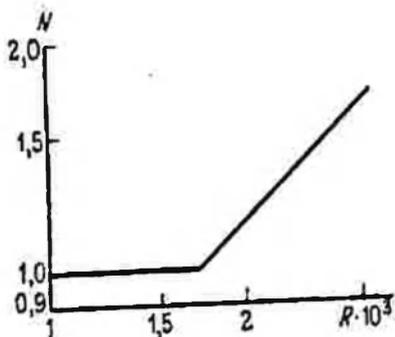


Рис. 13. Кризис теплового потока в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу, при возрастании числа Рэлея (по П.Л. Сильвестону)

щает, предположим, что конвективное движение происходит в форме продольных и одновременных с ними поперечных волн. Интерференция этих волн образует нечто вроде „пересекающейся складчатости“ метаморфических толщ. Если длину продольных волн обозначить через  $\lambda_x$ , а длину поперечных через  $\lambda_y$ , то соответствующие волновые числа будут таковы:

$$k_x = \frac{2\pi h}{\lambda_x}; \quad k_y = \frac{2\pi h}{\lambda_y} \quad (10)$$

где  $h$  — мощность конвектирующего слоя.

Обобщенное же волновое число выразится следующим образом:

$$K^2 = k_x^2 + k_y^2 \quad (11)$$

С помощью линейной теории можно получить лишь значения  $R_1$  и  $K$  при заданных граничных условиях (свободных или твердых границах конвектирующего слоя). При обеих свободных границах  $R_1 = 0,55 \cdot 10^3$ ,  $K = 2,22$ . При обеих твердых границах  $R_1 = 1,71 \cdot 10^3$ ,  $K = 3,12$ . При одной свободной и одной твердой границах  $R_1 = 1,10 \cdot 10^3$ ,  $K = 2,68$ .

Однако по одному только обобщенному волновому числу  $K$  невозможно определить форму конвективного движения, поскольку в этом случае выражение (11) представляет собой уравнение с двумя неизвестными. Более того, движение может происходить в форме гексагональных ячеек, что гораздо чаще наблюдается в экспериментах. В этом случае сторона правильного шестиугольника  $l$  и расстояние между центрами соседних ячеек  $d$  зависят от  $K$  следующим образом:

$$l = \frac{4\pi h}{3K}; \quad d = l\sqrt{3} = \frac{4\pi h}{K\sqrt{3}} \quad (12)$$

Несмотря на эту неопределенность, обобщенное волновое число  $K$  связывает мощность конвектирующего слоя  $h$  и расстояние между соседними осями восходящего потока. Из формул (10) — (12), с использованием приведенных выше для разных вариантов граничных условий значений  $K$ , следует, что названное расстояние находится в диапазоне

$(2\div 4) h$ , т.е. в несколько раз превышает мощность конвектирующего слоя (конкретные расчеты см. в работе [14]).

В интересующем нас случае термофлюидных адвективных тектонических движений расстояние между смежными адвективными поднятиями также определяется мощностью той толщи земной коры, в которой на инверсионной стадии геосинклинального режима возникает инверсия плотности (см. рис. 12). Поскольку названное расстояние может быть получено из анализа геологической или тектонической карты, то можно на основе указанной закономерности оценить мощность адвектирующей толщи.

Однако приведенные выше значения  $R_1$  и  $K$  соответствуют разным граничным механическим условиям, но одному граничному термическому условию. Предполагается, что нижняя и верхняя границы конвектирующего слоя изотермичны, т.е. при приближении к ним тепловые возмущения, вызывающие конвекцию, затухают. Геологическая аналогия — тепловой импульс, при котором происходит горизонтально-однородный метаморфизм и возникает только вертикальная метаморфическая зональность. Несоблюдение названного термического условия приводит к ситуации, которая рассматривается в гл. 6. В гл. 5 разбирается другой важный случай деформируемой свободной поверхности.

Вопрос о конкретной форме конвективного движения в горизонтальном слое решается на основе следующего приближения к действительности — так называемой нелинейной теории конвективной устойчивости, получившей бурное развитие в последние годы. Краткое изложение этой теории ведется на основе уже упоминавшейся монографии [10].

Два критических числа и три области значений чисел Рэлея. Одно из наиболее интересных для нас положений нелинейной теории конвективной устойчивости состоит в том, что наряду с первым критическим значением числа Рэлея  $R_1 \sim 10^3$  существует второе критическое значение  $R_2 \sim 10^4$ . В интервале  $R_1 < R < R_2$  устойчивы стационарные движения в виде конвективных валов. При  $R > R_2$  устойчивыми становятся трехмерные, в частности гексагональные формы стационарных конвективных движений. Этот важный теоретический результат находится в соответствии с экспериментами над различными жидкостями (рис. 14), в том числе неньютоновскими.

Итак, область значений  $R$  естественным образом разбивается на три интервала: 1)  $R < R_1$ ; 2)  $R_1 < R < R_2$ ; 3)  $R > R_2$ . Наиболее четко эта закономерность проявляется при больших числах Прандтля (отношение кинематической вязкости конвектирующей среды к ее температуропроводности), что отражено на рис. 15. Эта закономерность вполне применима к толщам горных пород, характерное число Прандтля  $P$ , которых порядка  $10^{22}$ . Названным интервалам чисел Рэлея соответствуют три режима тепловой конвекции и термофлюидной адвекции.

Первый режим — режим отсутствия конвекции (адвекции). Однако

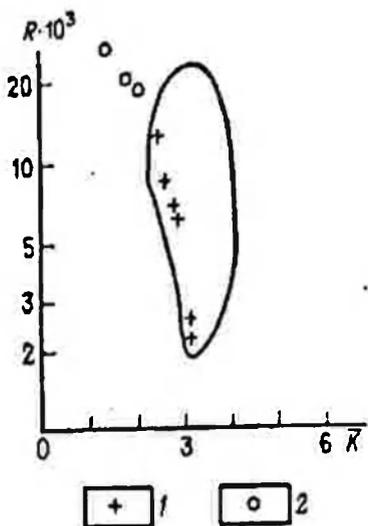


Рис. 14. Область устойчивости конвективных валов при различных волновых числах и числах Рэлея (по Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкому) [10]:

1—2 — результаты экспериментов со слоями воды, в котором при возбуждении тепловой конвекции возникают валы (1) или просторанственные ячейки (2)

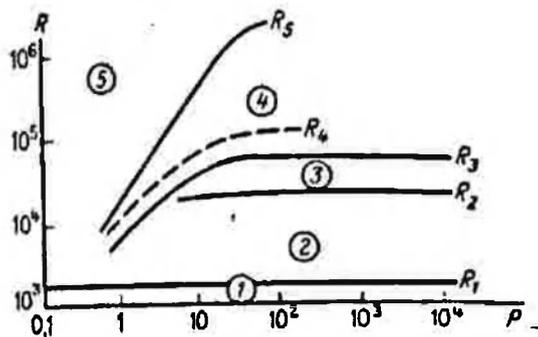


Рис. 15. Различные виды конвекции в горизонтальном слое жидкости при различных значениях чисел Рэлея и Прандтля (по Р. Кришнамурти):

цифры в кружках — области: 1 — отсутствия движения — режим дилатации; 2—4 — ламинарного движения (2 — стационарного двумерного — конвективные валы, 3 — стационарного трехмерного — купола и другие структуры, 4 — нестационарного трехмерного); 5 — турбулентного движения

и при этом режиме имеет место увеличение объема вещества и снижение его плотности. Поэтому этот режим можно назвать режимом дилатации.

Второй режим, когда движение происходит в форме вытянутых в плане валов, — режим линейной конвекции (адвекции).

Третий режим может быть назван режимом купольной конвекции (адвекции), так как купола — это наиболее характерная форма трехмерного „всплывания“.

Ниже дается характеристика трех перечисленных режимов.

**Режим дилатации.** Этот режим предшествует адвективным движениям. Он имеет место в условиях, когда  $R < R_1$ , т.е. когда инверсия плотности в земной коре существует, но ее степень недостаточна для возбуждения адвективных движений. При этом режиме миграция тепла осуществляется посредством механизма теплопроводности. В механическом смысле система остается устойчивой.

Сказанное не означает, что толща горных пород при режиме дилатации остается инертной также и в деформационном плане. В предыдущей главе уже говорилось, что дилатация обусловлена сверхвысоким флюидным давлением, при котором действует автостресс, вызывая зарождение кливажа и сланцеватости.

Попытаемся оценить интенсивность деформаций горных пород при режиме дилатации. При максимальном температурном градиенте 60 град/км в подошве толщи мощностью 10 км плотность пород составляет  $1,9 \text{ г/см}^3$ , т.е. она уменьшена по сравнению с первоначальным значением  $2,35 \text{ г/см}^3$  в 1,24 раза (см. рис. 12). Это означает, что во столько же раз, т.е. примерно на 25 %, увеличился объем пород при дилатации. В рамках нашей модели это максимально возможное увеличение объема. Вверх по разрезу, а также на аналогичной глубине, но при меньшем температурном градиенте дилатация происходит в более скромных масштабах вплоть до полного отсутствия этого эффекта на глубинах около 3 км (см. рис. 12).

При максимальном эффекте (25 % в подошве толщи) толща мощностью 10 км увеличивает свой объем в среднем на 10–15 %, т.е. ее кровля приподнимается на 1–1,5 км. По сравнению с амплитудой вертикальных движений в геосинклиналях это довольно скромная величина поднятия. Главное значение таких восходящих движений может состоять в подъеме и денудации самой верхней части толщи, в которой отсутствует инверсия плотности (см. рис. 12).

Однако дилатацию нельзя представлять как равномерное увеличение мощности слоев, составляющих осадочную толщу. Эксперименты показывают, что дилатация вызывает также складчатые деформации в слоистой толще [9, 20]. В то же время если допустить, что все увеличение объема расходуется исключительно на удлинение слоев и в одном направлении, то и в этом случае увеличение длины слоев максимум на 25 %, при невозможности расширения в стороны, может обеспечить формирование складчатости со средним углом наклона крыльев всего около  $35^\circ$ , по А.В. Вихерту.

Однако А.В. Вихерт [9] указывает, что полагая дилатационная складчатость может впоследствии предопределить расположение складок, возникающих при адвекции. Эффект дилатации можно привлечь и для объяснения лежащей складчатости в метаморфических толщах на первом этапе деформационного цикла, о чем будет сказано в следующей главе.

Кливаж, а также сланцеватость зарождаются еще при режиме дилатации. Дальнейшее развитие и формирование различных типов кливажа происходят в обстановке увеличения горизонтального сжатия толщ и развития интенсивной складчатости. Режим дилатации не может обеспечить такие условия. Они возникают лишь при режиме адвекции, о котором речь пойдет ниже. Однако в складчатых областях встречаются участки пологого или горизонтального залегания слоев, где развит секущий кливаж начальной стадии своего развития. Эти участки можно рассматривать как реликты стадии дилатации, не затронутые процессом более значительного адвективного сжатия.

Теперь немного выйдем за рамки инверсионной стадии геосинкли-

нального режима и рассмотрим современную эпоху новейшего орогенного и других эндогенных режимов. С одной стороны, в современную эпоху под 95 % поверхности Земли земная кора и в целом литосфера охвачены глобальным „геодинамическим” полем напряжений, характеризующимся дополнительными к литостатическому давлению горизонтальными сжимающими напряжениями, в том числе в некоторых рифтовых зонах [38]. С другой стороны, в литосфере, начиная с некоторой глубины, флюидное давление систематически превышает литостатическое [25], причем одним из главных факторов считается массовое поступление сильно сжатых флюидов из нижней части земной коры и мантии, по П.Н. Кропоткину и Б.М. Валяеву. Вполне вероятно, что в настоящее время вся литосфера находится в режиме дилатации, обусловленном вертикальной миграцией сильно сжатых флюидов. Это внедрение флюидов возбуждает избыточное флюидное давление, которое автоматически приводит к дополнительным горизонтальным сжимающим напряжениям (автострессу). Не исключено, что подобные напряжения — причина землетрясений, при которых наблюдаются резкие колебания дебитов флюидов и увеличение доли глубинных компонентов за счет газов осадочного генезиса. Эти напряжения в зонах линейно вытянутых неотектонических структур анизотропны, т.е. максимальное сжимающее напряжение  $\sigma_3$ , ориентированное вкрест простирания этих структур, значительно превышает  $\sigma_2$ , ориентированное вдоль их простирания; в областях, где такие линейные структуры отсутствуют, например, в фундаменте древних платформ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  примерно одинаковы, по П.Н. Кропоткину. Сумма  $\sigma_2 + \sigma_3$  отличается приблизительным постоянством, независимо от наличия или отсутствия неотектонической линейности, по П.Н. Кропоткину и Б.Н. Фролову. Все это может свидетельствовать о примерно одинаковой интенсивности глобального флюидного потока в разных участках земной поверхности и приспособлении производного от него поля напряжений к особенностям морфологии неотектонических структур. В частности, повышенные горизонтальные напряжения приурочены к областям годнятий, а также к массивам пород с высоким модулем Юнга, по Г.А. Маркову.

Предполагаемая трактовка позволит увязать воедино противоположные взгляды некоторых исследователей. Так, П.Н. Кропоткин и В.Н. Ефремов на основе обобщения данных о напряжениях горные выработки, землетрясения) приходят к выводу о преобладании сжатия Земли на современном этапе. В то же время Е.С. Штенгелов в результате обобщения геодинамических данных о современных горизонтальных движениях земной коры, а также о густоте зияющей флюидофильтрующей трещиноватости делает противоположный вывод о преобладании расширения Земли на современном этапе. Между тем внедрение в земную кору и фильтрация сильно сжатых флюидов, безотносительно к сжатию или расширению Земли, может обеспечить как некоторое раскрытие назван-

ной трещиноватости и соответствующее „раздвижение” коры, так и напряжения сжатия в породах между фильтрующими трещинами, компенсирующие такое „раздвижение”. Если фильтрация происходит не по плоской трещине, а вдоль вертикального изометричного канала, то могут возникать концентрические зоны сжатия, фиксируемые на космических снимках в виде разномасштабных кольцевых фотоаномалий, не связанных с конкретными геологическими телами, по данным Г.И. Амурского и Н.Н. Соловьева. Получает объяснение и тот факт, что в рифтовых зонах, несмотря на раздвижение коры (спрединг), фиксируются напряжения сжатия (см. выше). Такое раздвижение происходит именно благодаря внедрению в кору флюидов, магм и других пластичных масс, „расклинивающий” эффект которых порождает в породах напряжения сжатия, по П.Н. Кропоткину и Л.В. Ларионову.

*Режим линейной адвекции.* Этот режим возникает в интервале чисел Рэлея  $R_1 < R < R_2$ . Необходимо подчеркнуть, что движение жидкости в форме линейно вытянутых в плане конвективных валов может происходить не вследствие действия посторонних факторов (удлиненные боковые границы конвектирующего слоя, линейно вытянутые температурные аномалии на горизонтальных границах слоя, подробнее см. в части II), а только из-за энергетической выгоды этой формы движения даже в бесконечном горизонтальном слое при равномерном подогреве снизу и изотермических границах слоя. Геологическая аналогия последнего условия — это горизонтально-однородный метаморфизм осадочной толщи со строго вертикальной метаморфической зональностью, когда поверхности изоград параллельны стратиграфическим границам; конкретные региональные примеры такой зональности приводились в предыдущей главе.

Режим линейной адвекции из-за относительной простоты математического описания и удобства лабораторного воспроизведения представляет собой наиболее благоприятный объект для моделирования. Результаты моделирования этого режима излагаются ниже.

*Режим купольной адвекции.* При превышении второго критического числа Рэлея, т.е. при условии  $R > R_2$ , возникает трехмерное движение, чаще всего в форме куполов. Следует заметить, что существуют и другие критические числа Рэлея. Так, при превышении критического значения  $R_3$  трехмерное установившееся (стационарное) движение невозможно, а при превышении  $R_5$  ламинарное движение сменяется турбулентным (см. рис. 15). Однако подразделение режима купольной адвекции на его разновидности по степени сложности движения и создаваемых при этом структур — дело будущего.

Как и в случае линейной адвекции, необходимо подчеркнуть, что купольная адвекция может происходить независимо от краевых условий, в частности, в бесконечном горизонтальном слое, равномерно подогреваемом снизу. В экспериментах над различными жидкостями установ-

лено, что при переходе через критический рубеж  $R_2$ , например при усилении подогрева и возрастании разности температур в подошве и кровле слоя, происходит перестройка конвективных валов в гексагональные ячейки, хотя краевые условия остаются неизменными.

В случае, когда вязкость жидкости изменяется по вертикали вместе с изменением температуры, наблюдаются вариации формы ячеек. У большинства жидкостей вязкость увеличивается при понижении температуры, т.е. вертикальный градиент вязкости положителен (вязкость возрастает снизу вверх). При этом возникают ячейки с восходящим потоком в центре и нисходящим — по краям ячейки, т.е. по периметру шестиугольника. У некоторых жидкостей и у всех газов вертикальный градиент вязкости при подогреве снизу отрицателен. Вследствие этого в центре ячейки возникает нисходящий поток, а по периферии — компенсирующий восходящий. В этом отношении интересны опыты с жидкой серой, у которой при температуре  $153^\circ\text{C}$  происходит изменение знака вертикального градиента вязкости, а вместе с этим и смена направления конвективной циркуляции в пределах ячейки.

Переходя к геологическим аналогиям, необходимо заметить, что в областях развития метаморфических толщ довольно обычны гнейсовые купола и совсем не характерны мульды [46]. По-видимому, это связано с тем, что вязкость горных пород убывает с возрастанием температуры и степени метаморфизма, т.е. в метаморфической толще имеет место положительный вертикальный градиент вязкости.

Моделирование купольной адвекции представляет собой более сложную задачу по сравнению с моделированием линейной адвекции и выходит за рамки нашего исследования. К тому же это не столь актуально. Во-первых, наиболее типичная геосинклинальная складчатость линейна в плане. Во-вторых, адвективный генезис куполов почти общепризнан. Поэтому при дальнейшем изложении этот вопрос разбирается лишь в самом первом приближении, в сугубо качественной постановке и часто по аналогии с линейной адвекцией.

*Влияние различных факторов на режим термофлюидной адвекции.* Существование на инверсионной стадии геосинклинального развития того или иного режима адвекции определяется значением безразмерного параметра  $R$ . Этот параметр представляет собой комбинацию различных множителей, за каждым из которых стоит тот или иной геологический фактор. Проанализируем суммарное влияние этих факторов, опираясь на формулы (6) — (8).

Мощность  $h$  доинверсионных геосинклинальных отложений входит в числитель выражения (6) для  $R$ . Поэтому превышение критического значения  $R_1$  возникновение адвекции и формирование новообразованных поднятий с интенсивным складкообразованием более вероятно в областях значительных мощностей доинверсионного комплекса. Не исключено, что этот фактор способствовал тектонической перестройке

многих ортогеосинклинальных систем поднятий и прогибов, в отличие от парагеосинклиналей, где мощности доинверсионных толщ малы. Однако выявить его роль в чистом виде, при прочих равных условиях, очень трудно, так как в ортогеосинклиналях действовал другой важный фактор — тепловой импульс и метаморфизм, о котором идет речь ниже.

Остальные величины, входящие в выражение для числа  $R$  (кроме ускорения силы тяжести  $g$ ), — степень инверсии плотности  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$ , кинематическая вязкость горных пород  $\nu$  и их температуропроводность  $\chi$  — зависят, при одной и той же мощности толщи, от величины палеотемпературного градиента и тем самым от температуры и степени метаморфизма на фиксированной глубине. При увеличении температурного градиента и температуры степень инверсии плотности, входящая в числитель выражения для  $R$ , увеличивается (см. рис. 12), а вязкость и температуропроводность, входящие в знаменатель выражения (6), наоборот, уменьшаются, вызывая совокупное однозначное увеличение  $R$ .

Выше говорилось, что на инверсионной стадии геосинклинального режима из мантии в кору передается тепловой импульс и происходит подъем геоизотерм. Для этой стадии характерны кианит-силлиманитовая и андалузит-силлиманитовая группы метаморфических фациальных серий. Увеличение геотермического градиента приводит к увеличению числа  $R$ , а вместе с ним и вероятности превышения первого критического значения  $R_1$ . Возникает режим адвекции и, как следствие, формирование новообразованных поднятий и интенсивное складкообразование.

В качестве примера возможного действия разных факторов, влияющих на значение  $R$ , можно привести сравнительные данные по проторифтовым зонам и протогеосинклинальным областям раннего протерозоя. Первые отличаются меньшими размерами, мощностью толщ и степенью метаморфизма. Соответственно значение  $R$  также было у них меньше. Поэтому вероятность адвективного складкообразования и интенсивность последнего также должны быть меньше, чем у протогеосинклинальных областей. И действительно, проторифтовые области отличаются меньшими амплитудами тектонических деформаций, по Е.Е. Милановскому.

Что касается второго критического значения  $R_2$ , то вероятность его превышения увеличивается с увеличением геотермического градиента. Другими словами, превышение  $R_2$  и купольный режим адвекции можно скорее всего ожидать в условиях высокоградиентного андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. И действительно, купольный режим ассоциируется именно с данным типом метаморфизма. [38].

Имеются примеры непосредственной связи высокого палеогеотермического градиента с купольным режимом. Так, формирование гнейсовых куполов разного масштаба в Родезии происходило в условиях геотермического градиента с фоновым значением 60 град/км и локальным повы-

шением до 500 град/км, по Кр.Дж.Толботу. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье располагаются цепочкой вдоль линии, совпадающей с простираем основных структур, т.е., по-видимому, глубинного разлома, вдоль которого осуществлялся приток тепла. Казалось бы, в этих условиях следовало ожидать развития линейной структуры. Возникновение купольного режима можно объяснить лишь высоким палеогеотермическим градиентом, величина которого составляла примерно 150 град/км, по данным С.М. Синицы.

Иногда на одном этапе развития низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм сочетается с линейной складчатостью, а на другом — усиливается и формируются гранитогнейсовые купола, по данным А.В. Синцова.

Все приведенные здесь геологические данные подтверждают представление о влиянии величины палеогеотермического градиента и степени метаморфизма на режим термофлюидной адвекции, полученное методом аналогии с тепловой конвекцией на основе обобщенного параметра  $R$ . В следующей главе при рассмотрении эволюции процессов метаморфизма и складкообразования в пределах деформационного цикла будут приведены дополнительные соображения по этому вопросу.

### Простейшая математическая модель поля адвективных деформаций

Рассмотрим результаты исследования поля деформаций, возникающих в адвектирующей геосинклинальной толще. Исследование проводилось в двух аспектах: первый — теоретический прогноз поля деформаций, второй — сравнение особенностей этого поля с характерными чертами природных складчатых комплексов (ниже подразумевается и подтверждается экспериментально, что субгоризонтальное адвективное сжатие слоистого массива, как и сжатие любой другой природы, приводит к складкообразованию).

Деформации, возникающие при тепловой конвекции, остаются вне поля зрения физиков, развивающих теорию этого вопроса. Физическая теория ограничивается установлением поля скоростей движения частиц жидкости и поля температур при конвекции. Эволюция обоих полей интересует физиков лишь до тех пор, пока движение не стабилизируется, т.е. не станет стационарным.

Однако с геологической точки зрения установление стационарного режима не означает завершения эволюции деформаций. Более того, если переходный нестационарный режим был непродолжительным, то с установления стационарного режима эволюция деформаций только начинается.

В качестве первого шага на пути моделирования термофлюидных адвективных тектонических движений и деформаций был предпринят анализ простейшей математической модели [14]. Простейший случай,

обычно рассматриваемый физиками, начиная с Дж.У. Рэлея [10], — это стационарная конвекция в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой жидкости со свободными (отсутствие касательных напряжений) плоскими (отсутствие вертикальных смещений) изотермическими границами, происходящая в форме линейно вытянутых в плане валов.

В последнее время в результате экспериментов Х. Ито и С. Сасаджима по длительной (свыше трех лет) деформации пород подтвердилось представление о последних как о вязкоупругих максвелловских телах, которые при кратковременном действии сил ведут себя упруго, а при длительном действии — как вязкие жидкости. Характерное время, разграничивающее эти процессы, — время релаксации напряжений в горных породах. Это время определяется отношением вязкости пород к модулю их упругости и составляет несколько тысяч лет как для земной коры, по В.А. Магницкому, так и для мантии [39]. Поэтому при длительных пластических деформациях, в том числе складчатых, породы обычно рассматриваются как вязкие жидкости.

Следует заметить, что в результате анализа математической модели сделаны лишь сугубо качественные выводы достаточно общего характера, чтобы не подходить к допущениям, положенным в ее основу, со слишком строгими мерками. Эти выводы подтвердились при физическом моделировании с применением эквивалентных материалов, хотя условия стационарности, однородности по вязкости и свободных границ соблюдены не были (подробнее см. ниже).

*Поле скоростей движения частиц в адвектирующем слое.* Если принять все перечисленные выше упрощающие допущения, то можно считать, что в рассматриваемом горизонтальном слое жидкости устанавливается режим стационарных движений в форме „адвективных валов”, т.е. плоскопараллельных движений, которые близки по форме к первому критическому движению [10]. Первое критическое движение — это движение при  $R = R_1$ . Поле его скоростей в результате решения уравнений гидродинамики в приближении Буссинеска в линейной постановке выражается таким образом:

$$v_x = -A \frac{\pi}{h} \sin\left(\frac{\pi}{h}z\right) \cos\left(\frac{k_x}{h}x\right); \quad (13)$$

$$v_z = A \frac{k_x}{h} \cos\left(\frac{\pi}{h}z\right) \sin\left(\frac{k_x}{h}x\right), \quad (14)$$

где  $v_x$  и  $v_z$  — составляющие вектора скорости по осям  $x$  и  $z$ ;  $A$  — константа.

Начало координат находится в точке, равноотстоящей от подошвы и кровли слоя (рис. 16, а). Длина волны  $\lambda_x$  характерного возмущения — „адвективного вала” — определяется так:

$$h/\lambda_x \approx 0,35. \quad (15)$$

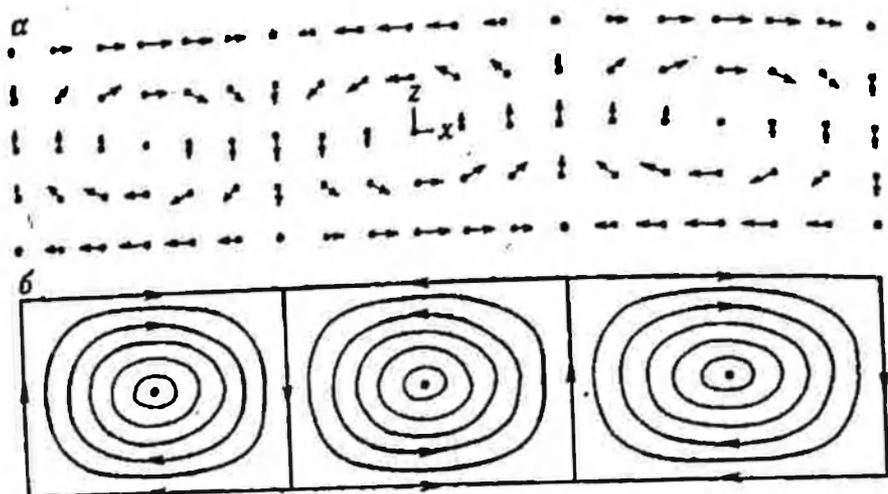


Рис. 16. Поле скоростей (а) и траектории (б) движения частиц в адвектирующем слое.

Длина стрелок пропорциональна абсолютной величине скорости

Это соотношение соблюдено на рис. 16, где „вал“ занимает площадь центрального и правого прямоугольников. Оно получено по формулам (10) и (11) с учетом того, что при двух свободных границах адвектирующего слоя  $K = 2,22$ , а  $\lambda_v = \infty$  из-за отсутствия у адвективных валов.

Переходя к геологическим аналогиям, напомним, что в современных классификациях тектонических движений в качестве главного признака выступают глубина заложения создаваемых движениями тектонических структур [44] или охват ими тех или иных объемов земной коры [4], а также преобладание у них вертикальной или горизонтальной составляющей. Применительно к адвективным тектоническим движениям, обусловленным инверсией плотности в земной коре, можно сделать следующие выводы.

1. Глубина заложения адвективных движений и создаваемых ими адвективных структур определяется подошвой толщи, в которой возникает инверсия плотности. Не исключено, что такая толща включает и часть геосинклинального фундамента (см. гл. 3).
2. Адвективные движения охватывают всю толщу, в которой возникла инверсия плотности. Это обстоятельство следует всегда иметь в виду, поскольку довольно часто движения, создающие диапировые структуры, трактуются как внедрение диапировых масс в некоторую инертную среду, остающуюся в покое. На самом деле движение в одном месте сопровождается одновременными движениями во всей системе, в том числе и на достаточном удалении от диапира.
3. В пределах адвектирующей толщи движения имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую.

4. В зонах восходящего и нисходящего адвективных потоков преобладают вертикальные движения противоположного знака.

5. Между этими зонами и в основном вблизи подошвы и кровли толщи преобладают горизонтальные движения противоположного направления.

6. Вертикальные движения имеют максимальную скорость и контрастность в средней части адвектирующей толщи. По направлению как вверх, так и вниз их скорость и контрастность (горизонтальный градиент) затухают.

7. Горизонтальные движения имеют максимальную скорость и контрастность между зонами восходящего и нисходящего потоков. По направлению к этим зонам их скорость и контрастность (вертикальный градиент) затухают.

*Поле адвективных деформаций.* Представление о деформациях внутри адвектирующего слоя можно составить, анализируя искажения первоначально квадратной сетки (рис. 17). Эта картина получена в результате вычисления перемещений точек — узлов сетки — на стадиях  $a$  —  $ж$  адвекции. Промежуточные операции — введение функции тока, определение траекторий движения частиц и их местоположения через заданные промежутки времени на основе формул (13) — (15) привели к эллиптическому интегралу первого рода, значения которого табулированы. Тем самым удалось решить задачу без применения ЭВМ [14].

Способ отображения деформаций посредством регистрации искривления первоначально квадратной сетки иногда употребляется как физиками, так и геологами. Он обладает некоторыми преимуществами по сравнению с широко распространенным методом, когда о деформации судят по ориентировке и форме эллипсоида (в плоском случае — эллипса) деформации, и об этом имеет смысл сказать подробнее.

Поле тектонических деформаций, изучаемое в тектонофизике, относится к категории физических полей. Как известно, всякое физическое поле представляет собой совокупность значений интересующей нас физической величины в некоторой части пространства. Один из простых геологических примеров — поле скоростей сейсмических волн, отображенное на сейсмическом разрезе: каждой точке двумерного пространства разреза соответствует определенное значение скорости.

С полем тектонических деформаций дело обстоит сложнее. Если ограничиться двумерным пространством — геологическим разрезом — и предположить, что по нормали к этому разрезу деформации не происходило, а объем горных пород при их деформировании оставался неизменным, то даже при этих упрощениях мы не можем характеризовать точку этого двумерного пространства каким-либо числом, отражающим величину деформации.

Сейсмическая скорость (если в первом приближении считать горные породы изотропными) — скалярная величина. Другие примеры скаляр-

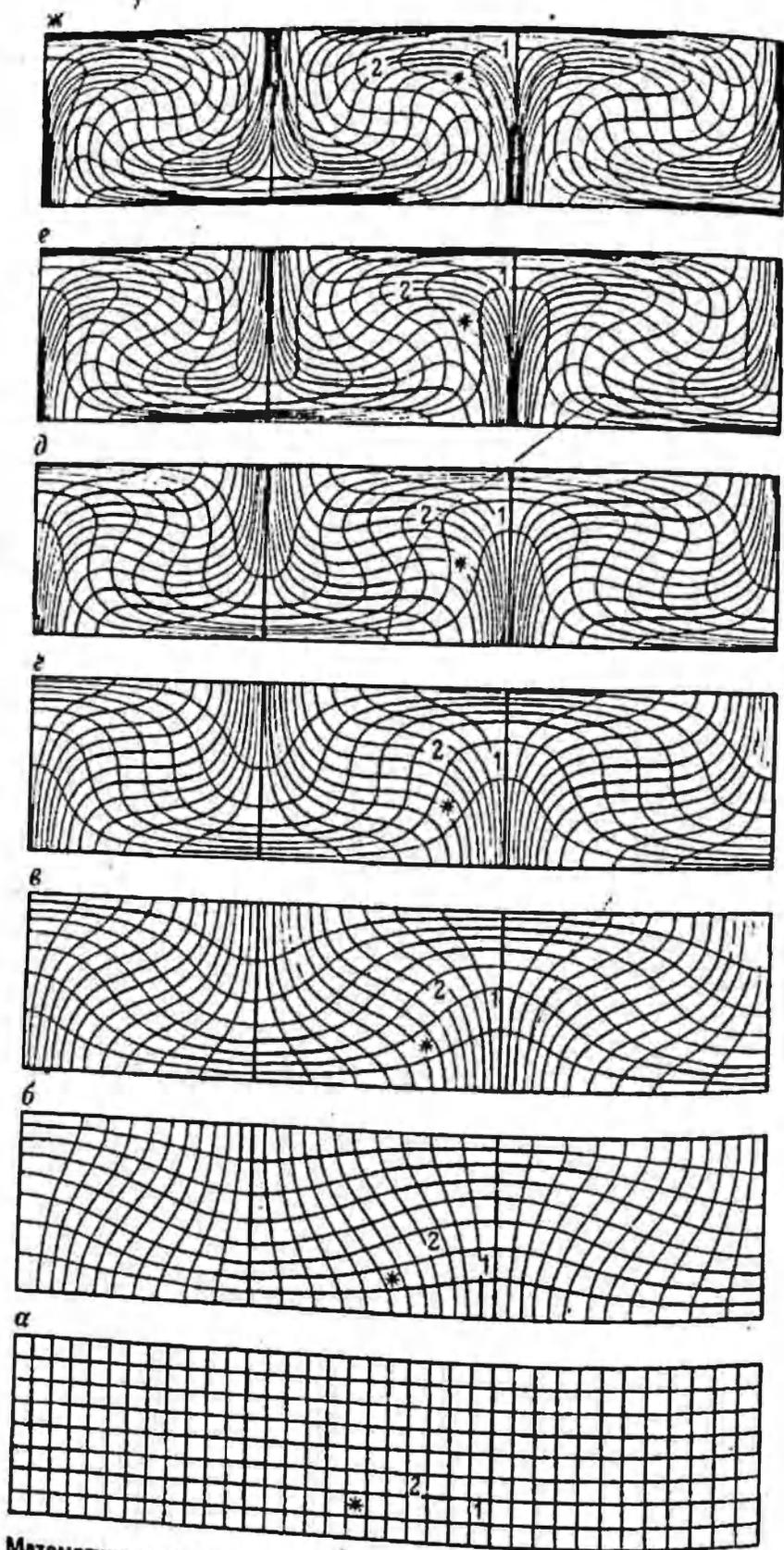


Рис. 17. Математическая модель деформаций слоистой толщи на стадиях адвективного процесса. (a-z)  
 Цифрами 1, 2 и звездочкой отмечены отдельные квадраты слоистой толщи

ных величин — температура, всестороннее давление, плотность пород и т.п. Каждая из таких величин характеризуется в конкретной точке геологического пространства только одним числом.

Наряду со скалярными, существуют векторные физические величины, например скорость тектонических движений. В двумерном пространстве геологического разреза эта величина в общем случае имеет вертикальную и горизонтальную составляющие, т.е. характеризуется в каждой конкретной точке этого пространства двумя значениями (см. рис. 16, а).

Однако деформация — это не векторная физическая величина, а величина более высокого ранга — тензорная. В двумерном пространстве геологического разреза (ниже будет рассматриваться только этот упрощенный случай) она характеризуется в каждой конкретной точке четырьмя числами — относительным удлинением (или укорочением) и сдвигом в горизонтальном и вертикальном направлениях. Обычно принимаемое условие постоянства объема горных пород при их деформации устанавливает взаимную обусловленность удлинения (укорочения) в двух направлениях и тем самым позволяет ограничиться при характеристике деформации только тремя независимыми параметрами. Чтобы пояснить сказанное, обратимся к геометрии деформации.

Выделим в еще не деформированной двумерной среде квадрат с горизонтальным основанием, достаточно малый для того, чтобы рассматривать последующую деформацию среды внутри квадрата как однородную. Как известно, в случае однородной деформации первоначально прямые и параллельные линии остаются прямыми и сохраняют свою параллельность. Это означает, что первичный квадрат после такой деформации превращается в параллелограмм, который можно охарактеризовать тремя независимыми параметрами: углом наклона основания, углом между основанием и смежной стороной (которая до деформации была вертикальна) и мерой сближения (или удаления) первично вертикальных сторон квадрата. В силу условия сохранения объема вещества при деформации, в данном случае площади первичного квадрата, четвертый параметр — мера сближения первоначально горизонтальных сторон — является зависимым от первых трех. Этот метод геометрической характеристики деформации можно назвать методом деформационных параллелограммов.

Теперь в первичный квадрат впишем круг. После деформации он превратится в эллипс, характеризующийся только двумя параметрами — углом наклона длинной оси и степенью сплюснутости. Этот метод геометрической характеристики деформации получил название метода деформационных эллипсов. В тектонофизике ему в более общем трехмерном случае соответствует понятие об эллипсоиде деформации.

В тектонофизике обычно приходится решать не прямые, описанные выше, а обратные задачи — по наблюдаемой форме геологических тел

делать заключение о первичной форме этих тел, другими словами, производить реконструкцию тектонических деформаций. Сравним в этом аспекте оба названных выше метода.

Допустим, что мы зафиксировали в геологическом разрезе параллелограмм и имеем основания считать, что эта фигура до деформации представляла собой квадрат с горизонтальным основанием. Для реконструкции деформации достаточно определить площадь параллелограмма (произведение длины основания на высоту), приравнять ее к площади первичного квадрата и, извлекая из этого значения квадратный корень, установить длину стороны первичного квадрата. Реконструкция производится однозначно, поскольку для каждой материальной точки параллелограмма (в первую очередь для вершин последнего) можно указать ее место в первичном квадрате.

Теперь допустим, что мы зафиксировали в геологическом разрезе эллипс (например, сечение деформированной конкреции) и считаем, что эта фигура до деформации была кругом. Радиус этого первичного круга определить несложно — достаточно снова приравнять площади конечной и первичной фигур. Однако такая реконструкция не будет однозначной, поскольку ни для одной материальной точки эллипса нельзя точно указать ее место в первичном круге. В результате мы не знаем, происходила ли деформация путем чистого сдвига, простого сдвига или каким-либо иным путем. В качестве примера можно привести проблему деформации горных пород в процессе развития в них кливажа. Длинные оси деформированных включений обычно параллельны кливажу. Это как будто бы указывает на то, что в этом направлении располагалась ось максимального удлинения. Однако другие данные свидетельствуют о том, что вдоль кливажа происходил и сдвиг, при котором ось максимального удлинения должна быть ориентирована косо по отношению к кливажу. Такая неоднозначность — следствие „потери информации“ при использовании метода деформационных эллипсов. Как мы видели выше, этот метод основан на использовании только двух параметров деформации, в то время как тензорный характер этой физической величины предполагает количественное описание последней совокупностью как минимум трех независимых параметров.

Заканчивая сравнение двух методов описания деформации, отметим, что в любой параллелограмм можно вписать только один эллипс, который после реконструкции превратится в круг, вписанный в квадрат. В то же время около любого эллипса можно описать бесконечное множество параллелограммов, в частности, прямоугольник и ромб, что и предопределяет неоднозначность реконструкции деформации при использовании метода параллелограммов и неоднозначность такой реконструкции при применении метода эллипсов.

До сих пор речь шла лишь о геометрической сущности обоих методов. Теперь перейдем к геологической специфике их применения. Гово-

речь о такой специфике имеет смысл, получив ответы на два вопроса. Во-первых, существуют ли геологические тела, имевшие до деформации округлую или квадратную форму? Во-вторых, если они существуют, то насколько представительны они характеризуют деформацию окружающей их среды? Сразу оговоримся, что ниже в качестве такой среды будут рассматриваться слоистые толщи, смятые в полную линейную складчатость. Этот объект не охватывает всего множества тектонических деформаций, но весьма широко распространен в природе.

Из геологических тел первоначально округлой формы чаще всего указывают на конкреции и ооиды. Широко известна, ставшая классической, работа Э. Клооса по изучению деформации оолитов. К анализу деформации горных пород нередко привлекаются также содержащиеся в них включения, имевшие до деформации если не округлую, то по крайней мере известную форму — остатки фауны, гальки и т.п. Однако применение метода деформационных эллипсов к толщам горных пород существенно ограничивается следующими обстоятельствами.

1. Конкреции, ооиды и другие включения содержатся далеко не во всяких породах и не повсеместно.

2. Обладая обычно вязкостью, отличной от вязкости окружающей среды, эти включения характеризуют деформацию окружающей среды весьма приблизительно.

3. Все включения — внутрислойные. Поэтому они характеризуют деформацию только конкретного слоя на ограниченном участке, например на крыле складки. В соседних слоях того же крыла, отличающихся по вязкости величина деформации и направление ее осей обычно бывают иными. Такие же отличия часто наблюдаются и в рассматриваемом слое, но на другом крыле складки или в ее замке. В природе отсутствуют „конкреции“, соизмеримые с мощностью целой пачки или толщи слоев, которые могли бы характеризовать величину складчатой деформации.

Теперь перейдем к геологическим телам первично квадратной формы. Существуют ли они в природе? До складчатой деформации такие тела определенно отсутствуют, если не считать экзотических включений наподобие зерен пирита и т.п. Однако уже в самом начале складчатой деформации появляются два элемента — осевые плоскости зарождающихся складок и параллельные им кливаж и сланцеватость. В совокупности со слоистостью они образуют ортогональную систему линий, взаимно перпендикулярных в самом начале складчатой деформации. Разумеется, это только первое приближение. Слоистость может быть в начале деформации не строго горизонтальной, осевые плоскости будущих складок, кливаж или сланцеватость не строго вертикальны. Однако такое допущение имеет не меньшую вероятность, чем предположения о первичной форме тех включений, о которых говорилось выше и которые широко используются при анализе тектонических деформаций.

Таким образом, в самом начале складкообразования в слоистой тол-

ще возникает естественная ортогональная сетка. В процессе складчатой деформации она испытывает искажение. Последеформационный эквивалент слоистости — зеркало складчатости — в общем случае отклоняется от первоначально горизонтального положения, а осевые плоскости складок, кливаж и сланцеватость — от первично вертикального положения. Осевые плоскости смежных складок при этом сближаются. Каждая ячейка первоначально ортогональной сетки при этом превращается в параллелограмм. Это и дает основание применять для анализа тектонической деформации метод деформационных параллелограммов, описанный выше. В литературе имеются лишь отдельные указания на этот метод, который, к сожалению, не получил должного распространения.

Метод деформационных параллелограммов свободен от тех ограничений, указанных выше, которые сужают диапазон применения метода деформационных эллипсов. Дело в том, что первично ортогональная сетка „пронизывает“ всю слоистую толщу. Если в последней даже отсутствуют кливаж или сланцеватость, то в этом случае густота сетки будет соответствовать размерам складок, что вполне достаточно для характеристики деформации складчатой толщи (рис. 18). При наличии же кливажа или сланцеватости сетка сильно сгущается и позволяет регистрировать и внутрислойные деформации.

С помощью метода деформационных параллелограммов можно получить представление об основных особенностях поля адвективных деформаций (см. рис. 17). Первая особенность заключается в неоднородности поля деформаций в пространстве. Квадраты, которые первоначально располагались в разных горизонтах адвектирующего слоя и на различных расстояниях от осей восходящего и нисходящего потоков, за одинаковые промежутки времени деформируются по-разному. Вторая особенность состоит в изменении поля деформаций во времени. Если фиксировать внимание на каком-нибудь одном квадрате, то можно заключить, что он по мере развития процесса адвекции испытывает прогрессирующую деформацию. Следует отметить влияние масштаба на степень однородности деформации. Квадраты 1 и 2, изображенные на рис. 17, а, в процессе адвекции превращаются в криволинейные фигуры, т.е. испытывают неоднородную деформацию. Однородной же деформации подвергаются участки меньших размеров, т.е. квадраты, сторона которых значительно короче. Именно такие „малые“ квадраты I и II изображены на рис. 18, а.

Более конкретно результаты математического моделирования, изображенные на рис. 17 и 18, анализируются в следующей главе, при сопоставлении математической и физической моделей с их возможными природными аналогами. Здесь же мы рассмотрим наиболее общие особенности поля адвективных деформаций.

Понятие о „тектоническом течении“. Довольно часто это понятие выступает в качестве синонима понятия „деформация“. Между тем в

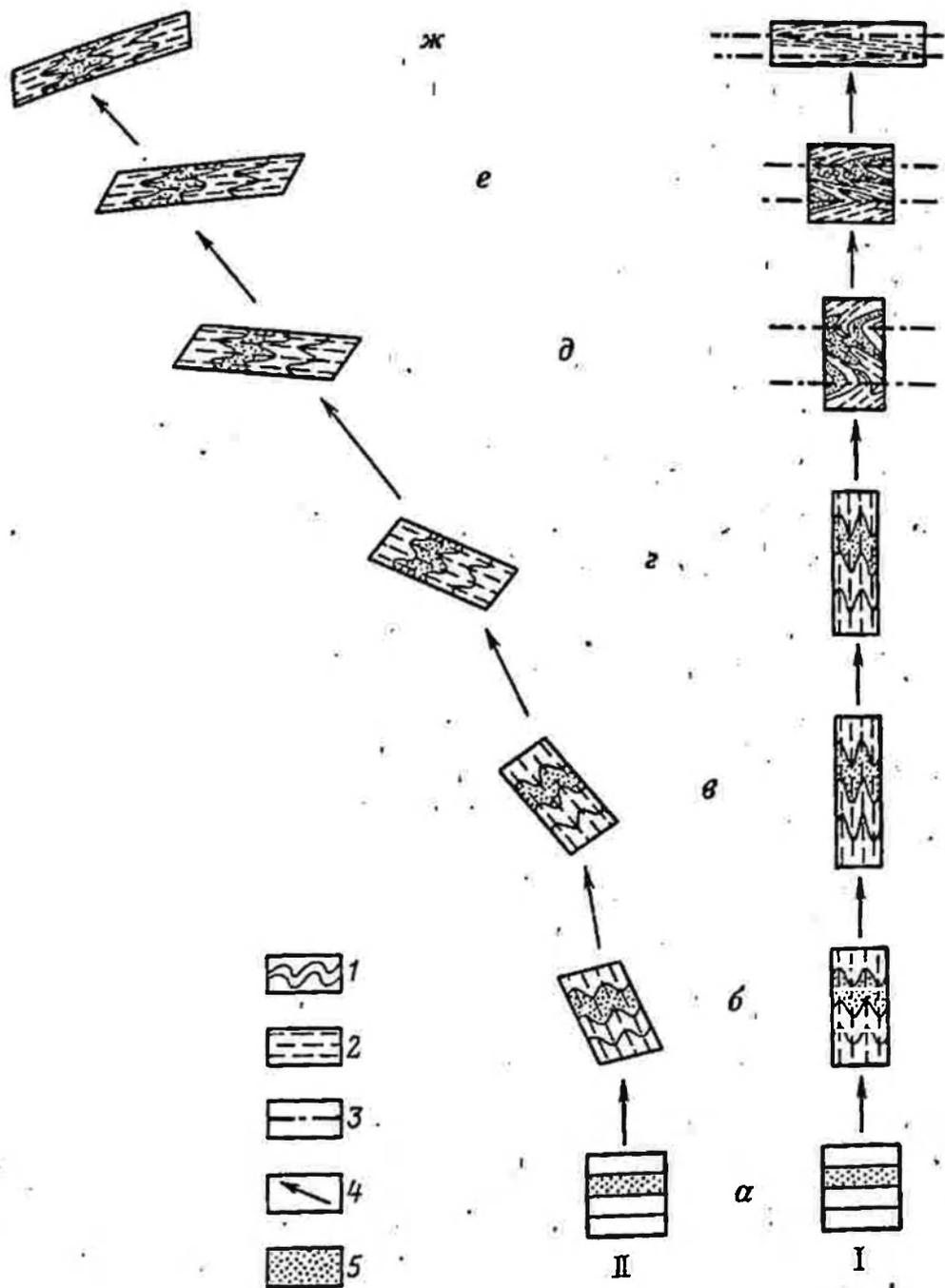


Рис. 18. Начальное положение (а) возникновение (б) и эволюция (в-ж) мелкой складчатости в процессе адвекции.

1 - слоистость; 2 - 3 - осевые плоскости складок (2 - ранних, 3 - наложенных); 4 - направление адвективного перемещения рассматриваемого участка; 5 - маркирующий слой.

Квадраты I и II со слоистой средой внутри представляют собой элементарные части соответствующих квадратов 1 и 2 (см. рис. 17)

механике термин „течение“ употребляется в более широком смысле, на что справедливо, на наш взгляд, указывал А.В. Лукьянов [28]. Течение представляет собой сочетание поступательного движения, вращения и деформации некоторого элементарного объема. В нашей модели это видно весьма наглядно, если следить за эволюцией конкретных первичных квадратов. Поступательное движение может перенести элементарный объем в область иного поля напряжений, например из области горизонтального сжатия в область горизонтального растяжения, и наоборот. Первое характерно для наложенной складчатости, второе для шарьяжей. Вращение объема также приводит к изменению в нем плана деформаций, что характерно для трансформации складчатости из прямой в лежачую.

*Соотношение понятий о горизонтальных движениях и деформациях.* Довольно часто в геологической литературе эти понятия выступают как синонимы. Между тем на примере математической модели адвекции можно установить точное соотношение этих понятий. Горизонтальное сжатие и складчатость происходят главным образом в нижней части поднятий и в верхней части впадин; квадраты, приуроченные к этим участкам (например, квадраты 1 и I соответственно на рис. 17 и 18), испытывают минимальные горизонтальные перемещения.

Максимальные же горизонтальные перемещения испытывают квадраты, расположенные вблизи подошвы или кровли адвектирующей толщи между поднятиями и впадинами (например, самый верхний из квадратов, расположенных над квадратом 2 на рис. 17); в то же время деформации таких квадратов не отличаются большой величиной; ниже эти участки сравниваются с тектоническими покровами.

Таким образом, сравниваемые процессы — горизонтальное сжатие и горизонтальные движения — приурочены к разным участкам адвективной ячейки и отнюдь не свидетельствуют о сходной геодинамической обстановке. Более того, участки максимального горизонтального сжатия и складчатости на ранних стадиях адвекции участвуют в вертикальных, а не горизонтальных движениях (например, квадраты 1 и I на рис. 17 и 18).

*Абсолютная скорость адвективного движения.* Выше речь шла об относительной скорости движения частиц в разных участках адвектирующего слоя. Абсолютная же скорость отражается величиной  $A$ , входящей в формулы (13) — (14) в качестве константы.

Величина  $v_0 = A \frac{v_{\lambda}}{ii}$ , называемая еще амплитудой скорости, или просто амплитудой, зависит от степени надкритичности  $R - R_1$ , а также от других факторов. Точное выражение для этой величины [10] весьма громоздко и неудобно для чисто качественного анализа. Упрощенные подсчеты применительно к геологической задаче — определению времени формирования гнейсовых куполов — произвел Кр.Дж.Толбот; он использовал такое выражение:

$$v_0 = A \frac{k_x}{h} = a \frac{\Delta \rho \lambda h g}{\eta} = \frac{a \lambda}{h} \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{g h^2}{\nu} \quad (16)$$

где  $a$  — некоторая константа, зависящая от степени надкритичности.

Величины, входящие в (16), представляют собой параметры, определяющие число Рэлея (6). Формула (16), отражающая скорость „всплывания“ более нагретой жидкости, в первом приближении соответствует закону Стокса для медленного всплывания сферических тел под действием силы Архимеда. Этот закон гласит, что скорость всплывания прямо пропорциональна разности плотностей жидкости и всплывающего тела и квадрату радиуса последнего и обратно пропорциональна вязкости жидкости. При прочих равных условиях быстрее всплывают более крупные тела. Аналогичное (с точностью до постоянного множителя) формуле (16) выражение фигурирует в работе В.П. Мясникова и В.Д. Саушкина, посвященной гидродинамической модели эволюции Земли.

Переходя к геологическим аналогиям, можно утверждать, что скорость адвективных тектонических движений тем больше, чем больше степень инверсии плотности — движущей силы адвекции, а также чем больше мощность и чем меньше вязкость адвектирующей толщи.

*Оценка вязкости природных адвектирующих толщ.* Такую оценку можно произвести, вслед за Кр.Дж.Толботом, используя критерий Рэлея (6) и считая, что нам известны значения всех входящих в него параметров, кроме вязкости  $\eta$ , которая связана с  $\nu$  по формуле (7).

Значение числа  $R$  можно установить исходя из того, что режим линейной адвекции существует лишь в сравнительно узком диапазоне между  $R_1 \sim 10^3$  и  $R_2 \sim 10^4$ . Поскольку в процессе прогрессирующего подъема геоиотерм его величина нарастает, то искомая оценка  $R$  ближе к нижнему пределу  $R_1$ . Поэтому в первом приближении можно считать  $R \sim R_1 \sim 10^3$ .

Значение  $\Delta \rho$  (разность плотностей в кровле и подошве адвектирующей толщи) составляет около  $0,1 \text{ г/см}^3$  при геотермическом градиенте  $30 \text{ град/км}$  и около  $0,3 \text{ г/см}^3$  при градиенте  $60 \text{ град/км}$  (см. рис. 12). Из того же рисунка видно, что при первом значении градиента мощность той части геосинклинальной толщи, в которой возникла инверсия плотности, равна примерно  $17 \text{ км}$ , а при втором значении —  $7 \text{ км}$ .

Температуропроводность толщи  $X$ , усредненная по глубине, составляет  $3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , по В.В. Калинину, с учетом того обстоятельства, что с увеличением температуры, по А.М. Сидорову, и влагонасыщенности, по Л.С. Соколовой и другим, температуропроводность пород падает. Ускорение силы тяжести принимается равным  $10 \text{ м}^2/\text{с}$ .

Подставляя все эти значения в формулу (6) и учитывая формулу (7), получаем искомое значение вязкости  $\eta$ . Для температурного градиента  $30 \text{ град/км}$  и мощности толщи  $17 \text{ км}$  оно составляет около  $15 \cdot 10^{18} \text{ Па}\cdot\text{с}$ , а для градиента  $60 \text{ град/км}$  и мощности  $7 \text{ км}$  — около  $3 \cdot 10^{18} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Названные цифры представляют собой оценки вязкости,

усредненной по мощности толщи, т.е. некоторую среднюю вязкость толщи. Температура в подошве толщи в обоих случаях одинакова — 600 °С (см. рис. 12), поэтому одинакова и усредненная по мощности температура толщи. Этого нельзя сказать о литостатическом давлении — в первом случае оно больше, чем во втором. Как известно, вязкость горных пород при постоянной температуре увеличивается с ростом давления [11]. Этой закономерности не противоречит повышенная вязкость более мощной толщи, рассчитанная с помощью критерия Рэлея. Сравнение полученных цифр с вязкостью природных толщ дается ниже.

*Оценка длительности процесса термофлюидной адвекции.* Адвекция отличается от конвекции невозможностью многократного обращения в ячейке одних и тех же частиц. Максимум возможного — это почти полное „всплывание” нижней части адвектирующей толщи, когда в центре ячейки поверхность, разделяющая нижнюю и верхнюю половину толщи, поворачивается на 180° (см. рис. 17, ж). Для оценки времени, в течение которого совершается названный поворот, можно использовать соотношение Кр.Дж. Толбота

$$t_6 = \frac{1}{a} \frac{\eta}{\Delta \rho g \lambda} - \frac{h}{a \lambda} \frac{\eta}{\Delta \rho g h} \quad (17)$$

где индекс 6 обозначает 6-ю стадию (см. рис. 17, ж), остальные величины уже фигурировали в формуле (16);  $a = 6,45 \cdot 10^{-4}$ . С учетом того, что многие содержащиеся в формуле (17) величины фигурируют в критерии Рэлея (6), можно представить эту формулу в более удобном для расчетов виде:

$$t_6 = \frac{h}{a \lambda} \frac{h^2}{R X} \quad (18)$$

где  $h$  и  $\lambda$  связаны выражением (15).

В результате расчетов по формуле (18) получаем, что  $t_6$  для двух рассмотренных выше случаев (температурный градиент 30 и 60 град/км) равна соответственно около 15 и 3 млн лет.

Опираясь на оценку длительности процесса адвекции, можно оценить и характерную скорость адвективных тектонических движений. Сопоставление формул (16) и (17) приводит к выражению

$$v_0 = h/t_6 \quad (19)$$

Аналогичная формула приведена в работе В.П. Мясникова и В.Д. Савушкина. В результате расчетов по этой формуле получаем оценку величины  $v_0 = 1$  мм/год при температурном градиенте 30 град/км и 2,5 мм/год при градиенте 60 град/км. Примерно тот же порядок величины — от 1 до 3 мм/год (1 мм/год = 1 км/млн лет) — получается при пересчетах с использованием безразмерного алгоритма, предложенного в работе В.П. Трубицына и других [39] для решения аналогичной задачи.

Таблица 1

Зависимость вязкости  $\eta$ , длительности  $t_6$  и характерной скорости  $v_0$  адвективных движений геосинклинальной толщи от ее мощности  $h_0$  и температурного градиента  $a$

$h_0$ , км	$a$ , град/км	$h$ , км	$\Delta\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\eta = B_\eta (\Delta\rho) \times$ $\times h^3 \cdot 10^{18}$ , Па·с	$t_6 = B_t h^2$ , млн лет	$v_0 = B_v / h$ , мм/год, или км/млн лет.
10	60	7	0,3	3	3	2,5
10	30	7	0,03	0,3	3	2,5
20	30	17	0,1	15	15	1

Степень устойчивости оценок параметров адвекции. Эти оценки приведены выше для двух характерных случаев, различающихся мощностью адвектирующей толщи и величиной геотермического градиента. Для более полного рассмотрения влияющих на эти оценки факторов имеет смысл привлечь еще одну ситуацию, промежуточную между двумя названными, когда мощность адвектирующей толщи такая же, как и в одном из этих случаев (7 км), а градиент соответствует другому случаю (30 град/км). Оценки параметров адвекции для всех трех ситуаций сведены в табл. 1, причем величина  $\Delta\rho \approx 0,03$  г/см<sup>3</sup> в „промежуточном“ случае, как и ранее, соответствует данным, отображенным на рис. 12. Расчетные формулы (6), (7), (15) – (19) в этой таблице преобразованы таким образом, чтобы можно было легче выявить относительно постоянные факторы и отделить их от более изменчивых. Относительные постоянные, устойчивые параметры, изменчивость которых не выходит за пределы половины порядка (см. табл. 1):  $g = 10$  м/с<sup>2</sup>;  $R \approx 10^3$ ;  $X = 3 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с;  $a = 6,45 \cdot 10^{-4}$ ;  $h/\lambda \approx 0,35$ . Эти параметры образуют относительно постоянные множители в расчетных формулах:  $B_\eta = g/(R X) \approx 3 \cdot 10^4$  м<sup>-1</sup>·с<sup>-1</sup>;  $B_t = h/(a R \lambda X) \approx 1,8 \cdot 10^6$  с/м<sup>4</sup>;  $B_v = 1/B_t \approx 5,6 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с (где  $h$  – мощность той части толщи, в которой возникла инверсия плотности  $\Delta\rho$ ).

Гораздо большее влияние оказывают мощность адвектирующей толщи  $h$  и инверсия плотности  $\Delta\rho$ , величина которой определяется температурным градиентом, а также мощностью той же толщи (см. рис. 12).

При одной и той же мощности толщи (7 км) увеличение инверсии плотности на порядок приводит к увеличению вязкости тоже на порядок, хотя, казалось бы, одна и та же толща при изменении в ней температурного градиента от 30 до 60 град/км, т.е. при нагревании, должна, наоборот, уменьшать свою вязкость. Этот вопрос имеет принципиальное значение, и на нем необходимо остановиться.

Если в толще определенной мощности произошла адвекция в линейной форме при незначительном превышении критического значения  $R_1 \sim 10^3$  и под воздействием предполагаемой величины инверсии плотности, то вязкость этой толщи должна соответствовать, с точностью до половины порядка, значению, указанному в табл. 1. Поэтому две первые ситуации, обозначенные в таблице, заведомо относятся к двум разным толщам, имеющим одинаковые мощности, но различающимся по вязкости. Если же рассматривать одну и ту же толщу, в которой при увеличении температурного градиента инверсия плотности увеличивается на порядок, то в соответствии с формулой (6) число Рэлея  $R$  в ней также увеличится на порядок и, по всей вероятности, превысит второе критическое значение  $R_2 \sim 10^4$ , в особенности если учесть, что при повышении температуры вязкость, входящая в знаменатель числа Рэлея, уменьшается. Другими словами, адвекция в этой толще пойдет уже в купольной форме. Реальные геологические примеры такого развития событий при переходе к метаморфизму высокоградиентного (андалузит-силлиманитового) типа приводились выше.

Таким образом, в табл. 1 содержатся значения вязкости, при которых в геосинклинальной толще возникает режим линейной адвекции — от  $0,3 \cdot 10^{18}$  до  $15 \cdot 10^{18}$  Па·с. Сравним эти оценки с независимыми данными по реальным толщам.

Вязкость осадочных толщ варьирует в зависимости от их состава, величины складкообразующих напряжений и других факторов. Наиболее характерная геосинклинальная складчатость формируется во флишеподобных толщах. Вязкость этих толщ и всего осадочного покрова литосферы оценивается величиной  $10^{15 \pm 1}$  Па·с [11]. Более широкие пределы оценки вязкости ( $10^{16} \div 10^{21}$ ) Па·с дает Э.У. Спенсер. К нижнему из этих пределов тяготеет оценка Х. Рамберга, к верхнему — Дж. Элдера ( $3 \cdot 10^{19}$  Па·с). Вязкость гранитного или гнейсового фундамента, подстилающего осадочную толщу, оценивается цифрой около  $10^{17}$  Па·с [11, 34], т.е. в среднем на порядок выше. В наших дальнейших рассуждениях мы будем придерживаться оценки вязкости осадочного покрова литосферы, данной М.В. Гзовским, который рассматривал этот вопрос с разных позиций и применял для его решения различные методы.

Сравнение полученного нами диапазона значений вязкости геосинклинальных толщ, претерпевших адвекцию (табл. 1), с интервалом значений по М.В. Гзовскому дает практическое совпадение оценок вязкости. Напомним, что наша оценка базируется на значениях параметров, определяющих число Рэлея (6) и не имеющих прямого отношения к тектонофизике (среди них нет ни напряжений, ни скоростей деформации). Достаточно было комбинации этих значений отклониться на один-два порядка в ту или другую сторону, чтобы выйти за пределы узкого интервала значений числа Рэлея ( $10^3 - 10^4$ ), в котором возможен режим ли-

нейной адвекции и формируется линейная складчатость (см. гл. 5), характерная для геосинклиналей.

Названное совпадение оценок вязкости, если это только не случайность, представляет собой, по мнению автора, важный аргумент в пользу того, что термофлюидная адвекция в геосинклинальных толщах — вполне реальный процесс.

Длительность адвекции не зависит от параметров, значения которых изменяются в пределах одного ( $\Delta\rho$ ) и двух порядков ( $\eta$ ) (см. табл. 1). При некотором значении числа  $R$ , при котором происходит адвекция, эти параметры линейно связаны друг с другом (например, для слоя мощностью 7 км). Поэтому в формуле для длительности (17) изменчивость их значений „взаимно погашается“. Эта длительность, при прочих равных условиях, пропорциональна квадрату мощности адвектирующей толщи. Не зависит от двух названных изменчивых параметров и характерная скорость адвекции (19); она обратно пропорциональна мощности толщи (см. табл. 1):

„Взаимное погашение“ значений названных параметров весьма существенно. Даже если оценка  $\Delta\rho$ , основанная на предполагаемой величине термофлюидного разуплотнения пород, и завышена, то весьма вероятно и завышение оценки  $\eta$ , поскольку М.В. Гзовский давал ее для „холодных“, неметаморфизованных осадочных толщ. Поэтому оценка длительности адвекции более устойчива, чем оценки двух названных параметров.

Вычисление скорости и длительности адвекции проводилось с использованием конкретного значения безразмерного параметра  $a = 6,45 \cdot 10^{-4}$ . С помощью безразмерного алгоритма В.П. Трубицына и других [39] удалось установить, что это значение соответствует числу  $R$ , которое примерно в 1,5 раза превышает критическое значение  $R_1$ . В той же работе показано, что при увеличении числа Рэлея примерно в 10 раз характерная скорость движений увеличивается примерно в 30 раз. В то же время вниз от расчетного значения  $R = 1,5$  она стремительно падает, стремясь к нулю при  $R \rightarrow R_1$ . Соответственно в обратной пропорции должна изменяться и длительность адвекции.

В проведенных нами экспериментах (см. ниже) фигурировали такие значения параметров:  $t_6 \approx 6$  ч,  $\eta \approx 10^3$  Па·с,  $\Delta\rho \approx 0,1$  г/см<sup>3</sup>,  $h \approx 2$  см. Подстановка их в (17) дает значение  $a \approx 7 \cdot 10^{-4}$ , близкое к значению, указанному выше.

Таким образом, длительность адвекции измеряется миллионами лет, хотя и может отклоняться на один-два порядка в ту или другую сторону. Эта оценка, как и в случае с вязкостью, базируется на значениях параметров, определяющих число Рэлея и не имеющих прямого отношения к геотектонике. Тот факт, что комбинация этих значений не привела, с одной стороны, к тысячам и меньше, а с другой — к миллиардам и больше лет, свидетельствует о геологической состоятельности этой оцен-

ки. Сходную оценку дает Х. Рамберг [34], хотя значения  $\Delta\rho$  и  $\eta$  у него иные.

Геологические же данные об этой величине пока еще далеки от однозначности. С одной стороны, длительность формирования геосинклинальной складчатости — это сотни тысяч и миллионы лет, в том числе по тектонофизическим (О. Пфифнер и Дж. Рамсей) и петрологическим (Н. Слиип) данным. Поэтому за центр диапазона с доверительным интервалом в один порядок (от 300 тыс. до 3 млн лет) можно принять значение в 1 млн лет, которое фигурирует также в работе Э.У. Спенсера. Имеются указания и на большую длительность деформаций, превышающую десятки миллионов лет.

С другой стороны, имеются данные о длительности инверсионной стадии геосинклинального режима. В монографии В.В. Белоусова [5] приведены сведения о смене и ритмичности эндогенных режимов для 18 регионов мира в течение фанерозоя. В этой схеме фигурируют 22 инверсионные стадии различных геосинклинальных циклов суммарной продолжительностью около 1 млрд лет. Средняя цифра для инверсионной стадии составляет, таким образом, около 45 млн лет при крайних значениях 20 млн лет (герциниды Центрального Казахстана) и 115 млн лет (в альпийском цикле Большого Кавказа). Х. Рамберг [34] считает, что характерное время становления складчатого сооружения около 100 млн лет. С учетом всех этих цифр можно построить другой диапазон с доверительным интервалом в один порядок — от 10 до 100 млн лет — и с центральным значением в 30 млн лет.

Наши оценки длительности адвекции (см. табл. 1), по всей вероятности, не случайно попали в промежуток между диапазонами длительности складкообразования, с одной стороны, и инверсионной геосинклинальной стадии — с другой. На инверсионной стадии кора пребывает в относительно „горячем“ состоянии [5]. Однако подъем геоизотерм в осадочной толще происходит достаточно медленно, в течение 40 млн лет в толще мощностью 20 км и 10 млн лет при мощности 10 км (см. гл. 3). На последующее охлаждение потребуется столько же времени. Выше говорилось, что режиму линейной адвекции предшествует режим дилатации до тех пор, пока в процессе подъема геоизотерм не будет достигнуто критическое значение  $R_1$ . Однако и при превышении этого значения адвекция, хотя и начинается, но идет слишком медленно, по крайней мере до достижения значения  $R = 1,5 R_1$ , которому соответствуют значения длительности и скорости этого процесса, указанные в табл. 1. При дальнейшем увеличении  $R$  скорость резко возрастает (примерно в 30 раз при достижении критического значения  $R_2$ , выше которого начинается режим купольной адвекции). Но в процессе адвекции происходит складкообразование (см. ниже), способствующее постепенному удалению из пород избыточной воды и снижению величины инверсии плотности, о чем говорилось в предыдущей главе. Снижение величины инверсии

плотности и происходящее при „осушении“ пород увеличение их вязкости способствуют уменьшению числа Рэлея (6) даже при продолжающемся подъеме геозотерм, или по крайней мере замедляют его увеличение. В результате скорость адвекции сначала стабилизируется, а затем на „хрупком“ этапе складкообразования резко падает вплоть до полного прекращения адвективного процесса при вторичном достижении критического значения  $R_1$ , на этот раз „сверху“. Однако прекращение адвекции еще не означает окончания инверсионной геосинклинальной стадии. Земная кора некоторое время продолжает пребывать в „горячем“ состоянии, о чем свидетельствуют поздние и постскладчатые гранитоидные интрузии.

Таким образом, процесс адвективного складкообразования представляет собой весьма важный, но относительно непродолжительный эпизод (порядка 1 млн лет) инверсионной стадии (порядка 30 млн лет). На самом деле по вышеуказанным причинам процесс мог прерваться и раньше, поэтому цифра 1 млн лет, основанная на независимых геологических данных, более представительна.

Автор в своих рассуждениях исходит из однократности теплового импульса. Если же этот импульс поступает порциями в силу автоколебательного характера тепловой системы, по А.В. Лукьянову, то и процесс адвекции будет происходить с периодическими замедлениями и ускорениями, а его общая длительность увеличится.

Другой параметр адвекции — характерная скорость  $v_0$  — хотя и подвержен изменениям вместе с определяющим ее числом Рэлея, в то же время не зависит от того, на каком этапе прервался адвективный процесс. В соответствии с формулами (14) и (16) этот параметр отображает скорость адвективного движения в характерных точках — на оси восходящего или нисходящего потока и на равном удалении от подошвы и кровли адвектирующей толщи (см. рис. 16–17). С какими-либо геологическими данными его непосредственно сопоставить нельзя. Однако на его основе можно составить представление о более информативном параметре адвекции — скорости деформации.

*Оценка скорости адвективных деформаций.* Материальная частица в одной из указанных выше характерных точек, например на оси восходящего адвективного потока, движется вверх со скоростью  $v_0$ . В то же время частицы, расположенные под и над ней соответственно в подошве и кровле адвектирующей толщи, остаются, согласно (13) и (14), в покое. Это означает, что нижняя часть толщи испытывает в зоне восходящего потока растяжение, а верхняя — сжатие в вертикальном направлении (см. рис. 17, б — начало адвекции). Скорость этой деформации можно оценить так:

$$\epsilon = \frac{\Delta v_z}{\Delta z} = \frac{v_0 - 0}{h/2} = \frac{2}{t_6} \quad (20)$$

Правая часть этого выражения написана с учетом формулы (19). При подстановке в эту формулу соответствующих значений  $t_6$  из табл. 1 получаются следующие оценки характерной скорости деформации  $\epsilon$ :  $2 \cdot 10^{-14} \text{ с}^{-1}$  при мощности толщи 7 км и  $4 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$  при мощности 17 км.

Оценки скорости деформации в складчатых поясах, полученные разными методами, таковы:  $10^{-16} \div 10^{-13}$  (И.Хара),  $10^{-15} \div 10^{-13}$  (О. Пффнер и Дж. Рамсей),  $10^{-14} \div 10^{-13}$  (Дж. Холанд, Р. Ламберт),  $3 \cdot 10^{-14} \text{ с}^{-1}$  [41]. Наши оценки удовлетворительно согласуются или по крайней мере близки ко всем приведенным цифрам. Если же принять за основу указанный выше диапазон длительности складкообразования (см. рис. 19), то получим оценку  $2 \cdot 10^{-14} \div 2 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}$  со средним значением  $6 \cdot 10^{-14} \text{ с}^{-1}$ , находящуюся в практически полном соответствии с названными цифрами.

Имея оценки характерных скоростей деформации и вязкостей адвектирующих толщ, можно оценить и характерные складкообразующие напряжения.

„Константа складчатости“. Для оценки складкообразующих напряжений охарактеризуем складчатость таким безразмерным параметром, который определялся бы комбинацией величин, включающей напряжение. Такой параметр  $\sigma t / \eta$ , где  $\sigma$  — девиаторное напряжение, представляющее собой разность между общим напряжением и всесторонним давлением, можно получить из закона вязкого течения [11]. Именно девиаторное напряжение вызывает пластическую деформацию. В частном случае, когда главное среднее нормальное напряжение равно всестороннему давлению, девиаторное напряжение по средней оси равно нулю, и деформации в этом направлении не происходит. Этот случай плоской деформации часто реализуется при формировании линейной складчатости, когда отсутствует существенное удлинение или укорочение вдоль шарниров складок. В этом случае главные девиаторные нормальные напряжения вдоль осей сжатия и растяжения равны по абсолютной величине (отличаясь знаком), а также равны максимальному касательному напряжению. Все эти оговорки сделаны для того, чтобы для простоты изложения говорить только о „напряжениях“, подразумевая под этим одновременно как главные девиаторные, так и максимальные касательные напряжения.

Е.И. Паталаха и другие исследователи показали, что в линейно-вязком приближении названный безразмерный параметр определяется так:

$$\sigma t / \eta = -2 \ln (1 + \epsilon_3) = 2 \ln K, \quad (21)$$

где  $\epsilon_3$  — величина деформации по оси сжатия (алгебраически отрицательна);  $K$  — величина, показывающая, во сколько раз сократился размер слоистого массива при складкообразовании.

Величину деформации измеряют в процентах, поэтому ее можно назвать процентной мерой деформации;  $K$  — это кратная мера той же деформации. Автор считает кратную меру более удобной при операциях с большими деформациями, так как она одинакова по осям сжатия и растяжения. Например, сокращению размера по оси сжатия в 2 раза отвечает удлинение по оси растяжения во столько же раз. Процентные меры той же деформации отличаются друг от друга. Например,  $\epsilon_1 = +100\%$  по оси растяжения, а  $\epsilon_3 = -50\%$  по оси сжатия.

Складкообразующее напряжение  $\sigma$  и эффективная вязкость слоистого массива  $\eta$  предполагаются в первом приближении постоянными на протяжении всего времени  $t$  складкообразования или по крайней мере усредненными по этому времени.

Так как в правой части формулы (21) фигурирует не сама величина деформации, а ее логарифм, диапазон возможных значений параметра  $\sigma t / \eta$  значительно уменьшается. Примем за условный центр этого диапазона значение 1. Оно соответствует горизонтальному сокращению в 1,65 раза, т.е. на 40% (рис. 19), и находится в пределах характерных значений этой величины в складчатых областях.

Значениям 0,3 и 3, отличающимся от единицы на половину порядка, соответствует горизонтальное сокращение в 1,16 раза (на 14%) и в 4,5 раза (на 78%) (см. рис. 19) — это диапазон реальных значений величины горизонтального сокращения слоистых толщ в складчатых областях. В рассматриваемой модели этот диапазон реализуется на трех первых этапах адвекции (см. рис. 17, б-г).

Значения 0,1 и 10, отличающиеся от единицы на целый порядок, практически нереальны, поскольку им соответствует величина горизонтального сокращения в 1,05 раза (на 5%) и в 50 раз (на 99%). В первом случае имеет место весьма слабая складчатость, не характерная для складчатых областей. Во втором — такая сверхсжатая изоклиальная складчатость, которая не встречается даже в зонах смятия.

Таким образом, безразмерный параметр  $\sigma t / \eta$  можно с точностью до половины порядка считать „константой складчатости“. Вехами в развитии физики всегда были выявления различных констант. Константы — точки опоры при анализе изменчивых физических явлений. Такая тенденция может быть плодотворной и в тектонофизике.

*Складкообразующие напряжения.* Теперь, опираясь на введенный в анализ параметр  $\sigma t / \eta$  — „константу складчатости“, определим величину складкообразующих напряжений  $\sigma$ . Для наглядности операций исходное уравнение

$$\frac{\sigma t}{\eta} \sim 1 \quad (22)$$

прологарифмируем:  $\lg \sigma \sim \lg \eta - \lg t$ . (23)

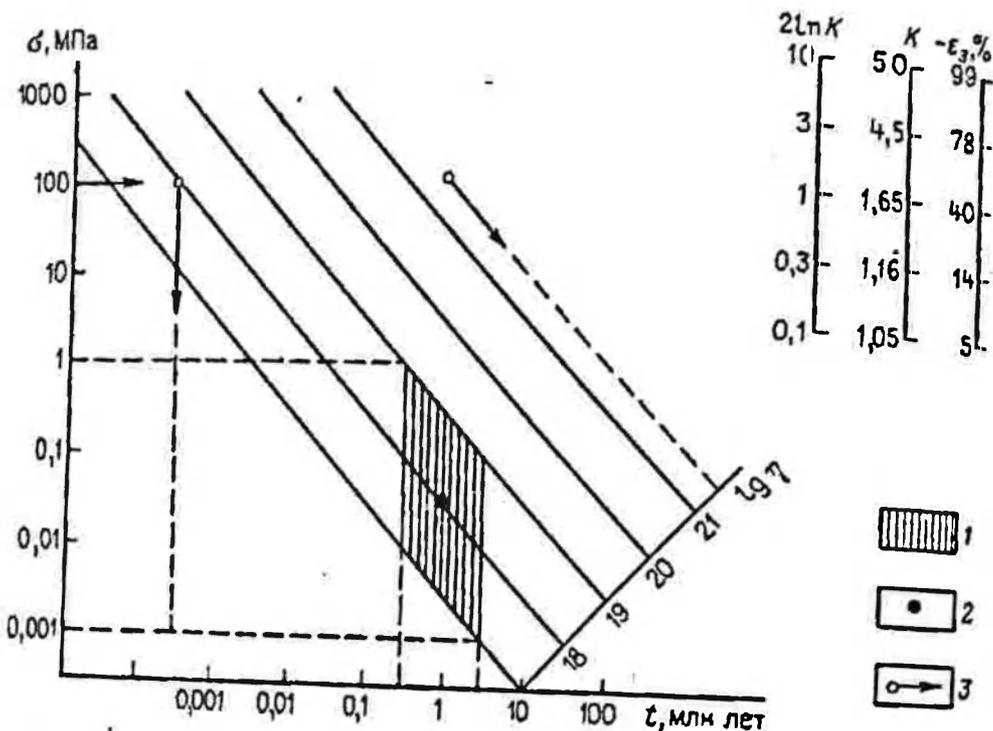


Рис. 19. Графическое изображение уравнения (21) — константы складчатости: 1 — доверительная область складкообразующих напряжений; 2 — центр доверительной области; 3 — оценки параметров складкообразования при значении  $\sigma = 100$  МПа.

На шкале  $2 \ln K$  показана слабая изменчивость этой величины ( $2 \ln K$ ) в пределах реальных значений кратной ( $K$ ) и соответствующей ей процентной ( $-\epsilon_3$ ) величин горизонтального сокращения складчатых толщ.

Уравнение (22) можно представить графически в виде семейства прямых — линий равной вязкости  $\eta$ , образующих с осями координат угол  $45^\circ$ . По осям в логарифмическом масштабе отложены  $t$  и  $\sigma$  (см. рис. 19). Подставляя в это уравнение указанные выше характерные значения вязкости осадочных толщ [11] и длительности складкообразования, получаем характерную величину складкообразующих напряжений — 0,03 МПа. Принятые для расчета значения величин пересекаются на рис. 19 в точке, обозначенной темным кружком. Это центр той заштрихованной области, которая образуется при пересечении указанных выше доверительных интервалов: от 0,3 до 3 млн лет и от  $10^{17}$  до  $10^{19}$  Па·с. В результате получаем доверительный интервал для складкообразующих напряжений — от 0,001 до 1 МПа.

Сравним нашу оценку с оценками других авторов. Пересчет данных Е.И. Паталахи и других исследователей с использованием принятых нами значений исходных параметров (см. рис. 19) дает величину напряжений при формировании „складок течения” равную 0,03 МПа, а при образовании „складок изгиба” — 0,005 МПа.

Ж.С. Ержанов и другие использовали более близкую к действительности реологическую модель осадочной толщи, чем принятое нами линейно-вязкое приближение. Деформация компетентных слоев рассчитывалась ими в двух вариантах вязкоупругости — по модели тела Максвелла и по модели стандартного линейного тела. Для некомпетентных слоев применялась модель линейно-вязкого тела Ньютона. В результате оказалось, что линейная складчатость может возникать при напряжениях в десятые доли МПа, если отношение мощности слоев к их длине составляет 0,001. Если же это отношение равно 0,0001 (слои мощностью в десятки сантиметров при ширине складчатой зоны в километры), то величина складкообразующих напряжений снижается на два порядка, т.е. до значений в тысячные доли мегапаскаля.

О небольшой величине складкообразующих напряжений говорят и другие авторы (например, Э.У. Спенсер), в частности с оценкой  $< 0,1$  МПа [41].

Скорость деформации  $\dot{\epsilon}$  в складчатых поясах оценивается в интервале от  $10^{-16}$  до  $10^{-13}$  с $^{-1}$ . Если воспользоваться основным уравнением линейной вязкости

$$\sigma = 2\eta\dot{\epsilon}, \quad (24)$$

то при подстановке в него указанных величин, а также принятого выше  $\eta \sim 10^{18}$  Па·с получим диапазон  $\sigma$  от 0,0002 до 0,2 МПа.

Таким образом, определенный нами доверительный интервал складкообразующих напряжений — от 0,001 до 1 МПа — удовлетворительно согласуется с данными других авторов.

Столь малая величина складкообразующих напряжений вынуждает обратиться к дискуссионному вопросу о пределе ползучести горных пород. Под этим пределом понимается некоторое критическое значение напряжений. Под действием напряжений ниже предела ползучести породы обладают лишь очень высокой диффузионной вязкостью и поэтому даже в масштабах геологического времени они деформируются ничтожно мало. Если же напряжения превышают предел ползучести, то пластическая деформация осуществляется благодаря перемещению дислокаций в кристаллах. В этом случае породы обнаруживают так называемую пластическую вязкость, которая на много порядков ниже диффузионной. Значение пластической вязкости в интервале от предела ползучести до предела прочности горных пород монотонно падает с ростом напряжений. Именно эта вязкость определяется из экспериментов по деформации пород в лаборатории. Этой же вязкостью обусловлены большие пластические деформации горных пород в природной обстановке.

М.В. Гзовский [11] определяет величину предела ползучести по отсутствию деформаций в древних сооружениях из камня. Так, основания колонн некоторых храмов на протяжении 2500 лет выдерживали касательные напряжения до 0,5 — 0,6 МПа и остались недеформированными.

Следовательно, по мнению М.В. Гзовского, предел ползучести скальных пород должен быть порядка 1 МПа.

Однако Ж.С. Ержанов и другие исследователи в полемике с М.В. Гзовским по этому вопросу указывают на неучет им фактора длительности действия напряжений. Существенную роль здесь играет время релаксации напряжений в горных породах, которое, по В.А. Магницкому, составляет 1000 — 5000 лет. Если названная длительность не превышает времени релаксации (как в приведенном примере с древними сооружениями), то предел ползучести реально существует. Однако продолжительность складкообразования имеет порядок 1 млн лет, поэтому применительно к данному процессу говорить о пределе ползучести не приходится.

Сказанное выше относится к поликристаллическим породам. Это тем более справедливо применительно к геосинклинальной осадочной толще, податливость которой к деформации существенно облегчается двумя факторами — обводненностью этой толщи (см. гл. 3) и наличием некомпетентных, чаще всего глинистых, слоев, которые принимают на себя основное бремя складчатой деформации.

По-видимому, к пределу ползучести, выше которого происходит резкая перестройка механизма пластической деформации — от диффузионного к дислокационному, следует относиться как к своеобразному первому этапу потери прочности. Если условно считать его первым пределом прочности, то его, как и обычный предел прочности, необходимо рассматривать в реологическом аспекте. При длительности действия напряжений порядка 1 млн лет прочность горных пород понижается на 1—2 порядка по сравнению с условно мгновенной прочностью и не превышает 1 МПа. Вероятно, такое же понижение испытывает и предел ползучести горных пород — от 1 МПа при относительно кратковременных нагрузках до ничтожной величины при длительном действии напряжений.

Что касается фактора обводненности горных пород, то его действие сказывается даже при кратковременных нагрузках. Так, у влажной бентонитовой глины при содержании глинистой компоненты в 60 % предел ползучести (точнее, его „кратковременный“ аналог — условный предел текучести) равен 0,006 МПа, при содержании глины в 45 % он уменьшается до 0,002 МПа, а при содержании глины в 35 % практически равен нулю, по данным А.В. Михайловой и Д.Н. Осокиной. В относительно рыхлых или слабо сцементированных породах существует заметная ползучесть ниже этого предела с вязкостью  $10^{12}$  —  $10^{15}$  Па·с, по К.П. Шкуриной и др.

*Оценка величины адвективных напряжений.* Для оценки их величины можно использовать приведенные выше значения характерной скорости адвективной деформации —  $2 \cdot 10^{-14}$  с<sup>-1</sup> при мощности адвектирующей толщи 7 км и  $4 \cdot 10^{-15}$  с<sup>-1</sup> при мощности 17 км. Подстановка этих значений, а также характерной вязкости толщи из табл. 1 в формулу (24)

дает характерную величину адвективных напряжений 0,01 — 0,1 МПа. Центральное значение этого диапазона — 0,03 МПа — в точности совпадает с центром доверительного интервала складкообразующих напряжений (см. рис. 19), полученного на основании независимых от адвекции данных других авторов. Таким образом, адвективное складкообразование удовлетворяет „константе складчатости“ и поэтому физически вполне реально.

Если же считать, что складкообразование обусловлено сближением литосферных плит, то следует принять во внимание величину напряжения, необходимого для приведения в действие механизма движения этих плит. Эта величина составляет в среднем 100 МПа [1], даже в случае срыва осадочного чехла мощностью 6 км с поверхности фундамента для горизонтального сокращения этого чехла примерно на 12 % требуется горизонтальное сжимающее напряжение порядка 10 МПа, по расчетам Е.В. Артюшкова и других, о чем подробнее говорилось в гл. 1.

Если предположить, что на осадочную толщу действуют столь большие напряжения, то для сохранения константы складчатости (22) следует пересмотреть оценки  $t$  и  $\eta$  (см. рис. 19, где новые оценки отмечены светлыми кружками со стрелками). Если сохранить неизменной оценку вязкости толщи  $\eta$ , то придется оценить длительность складкообразования  $t$  всего в сотни лет. При сохранении же неизменной оценки длительности вязкость окажется выше  $10^{21}$  Па·с.

Дело усугубляется тем, что с возрастанием напряжений вязкость горных пород падает. Так, толщина, вязкость которой при малых напряжениях была использована выше для расчетов ( $10^{18}$  Па·с), при уровне напряжений в 10 МПа снижает вязкость на 2 порядка, до  $10^{16}$  Па·с [11]. Учет этого обстоятельства привел бы к неправдоподобно малой длительности складкообразования (один год и менее), при которой породы вели бы себя как хрупкие тела, т.е. складчатости бы не было.

Для придания большей конкретности нашим рассуждениям обратимся к немногочисленным пока экспериментам Д. Григгса и Д. Хендина, которые исследовали ползучесть горных пород под нагрузкой.

Условия сближения литосферных плит выдержала бы лишь массивная осадочная толща, сплошь состоящая из золенгофеновского известняка (Бавария), при комнатной температуре и атмосферном давлении. Такой известняк при напряжении в 70 МПа обладает вязкостью более  $2 \cdot 10^{21}$  Па·с и деформируется с характерной для складкообразования скоростью менее  $2 \cdot 10^{-14}$  с<sup>-1</sup>.

Однако уже при более реальных условиях — температуре 400 °С и всестороннем давлении 150 МПа (соответствующем глубине около 6 км) другой тип известняка (юльский мрамор) под действием напряжения 55 МПа характеризуется вязкостью около  $10^{15}$  Па·с и деформируется со скоростью  $4 \cdot 10^{-8}$  с<sup>-1</sup>, т.е. более чем на 6 порядков быстрее. Длительность складкообразования в массивной толще из такого извест-

няка составила бы не более года, что совершенно нереально. В слоистой толще, содержащей некомпетентные глинистые слои и к тому же объединенной, столь большие напряжения приведут к практически мгновенной складчатости.

Все предыдущие рассуждения основывались на сохранении „константы складчатости“, т.е. реальной величины горизонтального сокращения слоистой толщи. Если же это условие не соблюдать, но придерживаться реальных оценок длительности складкообразования и вязкости осадочной толщи, то тогда придется заключить, что сближающиеся литосферные плиты неизбежно расплющат эту толщу до неузнаваемости.

Завершим обсуждение характерных значений параметров адвекции (вязкости, длительности, скорости деформации и величины напряжений) следующим образом. Оценки этих динамокинематических параметров получены путем расчетов, основанных на использовании комплекса статических параметров  $\Delta\rho$ ,  $\rho$ ,  $h$  и  $X$  еще неподвижной геосинклинальной толщи. Если бы термофлюидная адвекция была лишь плодом воображения, то вряд ли столь однозначно совпали бы расчетные и независимые оценки. По мнению автора, это свидетельство физической реальности процесса адвекции, полученное путем применения гипотетико-дедуктивного метода.

*Поле адвективных напряжений.* Выше был определен порядок величины адвективных напряжений. Ниже будет рассмотрено распределение напряжений внутри адвективной ячейки как по величине, так и по направлению, т.е. поле напряжений, о котором можно судить по характеру поля адвективных деформаций (см. рис. 17). Но это сугубо качественная оценка. В то же время на примере математической модели адвекции можно показать точную количественную взаимосвязь физических полей, с которыми оперирует механика сплошной среды.

Поле скоростей движения частиц в адвективной ячейке было охарактеризовано формулами (13) – (15). Это поле определяет производное от него поле скоростей адвективных деформаций:

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial v_z}{\partial z}; \quad \epsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right), \quad (25)$$

где  $\epsilon_{xx}$  и  $\epsilon_{zz}$  — скорости удлинения и укорочения;  $\epsilon_{xz}$  — скорость сдвига вдоль соответствующих осей координат.

Из поля скоростей адвективных деформаций можно вывести поле адвективных напряжений:

$$\sigma_{xx} = 2\eta\epsilon_{xx}; \quad \sigma_{zz} = 2\eta\epsilon_{zz}; \quad \sigma_{xz} = 2\eta\epsilon_{xz}, \quad (26)$$

где  $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{zz}$  — нормальные, а  $\sigma_{xz}$  — касательные напряжения вдоль соответствующих координатных осей.

Можно пойти на некоторое упрощение исходного поля скоростей, придав прямоугольный адвективной ячейке, изображенной на рис. 16,

квадратную форму. Тогда ширина ячейки  $\frac{\lambda_z}{2}$  будет равна мощности адвектирующего слоя  $h$  и, с учетом формулы (10), в формулах (13) и (14) под знаками  $\sin$  и  $\cos$  будут фигурировать однородные аргументы. Вычисление по формулам (25) и (26) приведет к следующему результату:

$$\sigma_{xx} = 2A\eta \frac{\pi^2}{h^2} \sin\left(\frac{\pi}{h}z\right) \sin\left(\frac{\pi}{h}x\right); \sigma_{zz} = -\sigma_{xx}, \sigma_{xz} = 0. \quad (27)$$

Это означает, что в квадратной адвективной ячейке в направлениях, параллельных осям координат, т.е. в вертикальном и горизонтальном, касательные напряжения  $\sigma_{xz}$  отсутствуют. Другими словами, в каждой точке такой ячейки оси максимального растяжения  $\sigma_1$  и сжатия  $\sigma_3$  ориентированы параллельно осям координат. Используя правило знаков для напряжений, можно заключить, что в верхней части поднятий и в нижней части впадин (см. рис. 16, 17) параллельно оси  $x$  располагается ось  $\sigma_1$ , а в нижней части поднятий и верхней части впадин — ось  $\sigma_3$ . Это совпадает с качественной оценкой поля напряжений, данной выше при анализе поля адвективных деформаций (см. рис. 17).

Что касается величин  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , то из формулы (27) следует, что они равны нулю на осях координат (где происходит смена знака напряжений) и максимальны на границах ячейки.

В заключение подчеркнем то принципиальное обстоятельство, что напряжения в ячейке возникают не от действия приложенных к ней внешних сил, а только в результате адвективных движений. Следует также указать на то, что при стационарности адвекции стационарным остается и поле напряжений. Но в процессе адвекции элементарные объемы (см. рис. 17 и 18) перемещаются с одного места на другое и поэтому попадают в области с иными напряжениями, чем в начале процесса, вплоть до смены знака напряжений. Таким образом, на примере адвективной ячейки обнаруживается, что поле напряжений и поле деформаций — это не столь тесно связанные между собой категории, как принято думать. Поле напряжений (равно как и поля скоростей движения и деформаций) удобно представлять в координатах Эйлера, привязывая значения напряжений к неподвижным точкам пространства. Поле же деформаций удобнее исчислять в координатах Лагранжа, прослеживая движение и эволюцию элементарных объемов вещества.

*Энергетика адвективных движений и складкообразования.* Автор согласен с мнением П.Н. Кропоткина и Б.Г. Поляка, что любая геотектоническая концепция по существу — схема энергетической эволюции Земли или отдельных геосфер и поэтому может быть проверена путем анализа энергетического баланса.

Систематизация геологических процессов по их принципиальной роли в геознергетическом балансе предопределила отнесение каждого из рас-

Таблица 2

Расход тепловой энергии  $\Delta Q$  на различные процессы, происходящие в геосинклинальной толще при увеличении вертикального температурного градиента  $\alpha$

h <sub>0</sub> , км	$\alpha$ , град/км	h, км	Расход тепловой энергии $\Delta Q$ , Дж/м <sup>2</sup> , на			
			нагреванию	региональный метаморфизм	дилатацию	складчатую деформацию
10	60	7	$0,84 \cdot 10^{13}$	$0,64 \cdot 10^{13}$	$0,88 \cdot 10^{11}$	$0,36 \cdot 10^{10}$
10	30	7	$0,28 \cdot 10^{13}$	$0,32 \cdot 10^{13}$	$0,14 \cdot 10^{11}$	$0,36 \cdot 10^9$
20	30	17	$1,34 \cdot 10^{13}$	$1,58 \cdot 10^{13}$	$1,95 \cdot 10^{11}$	$0,87 \cdot 10^{10}$

рассматриваемых явлений к одной из трех групп, по П.Н. Кропоткину и Б.Г. Поляку: 1) явления, которые могут рассматриваться как источники внутриземной энергии (распад радиоактивных элементов, гравитационная дифференциация вещества Земли и др.); 2) явления, сопровождающиеся только трансформацией энергии и не влияющие на приходную и расходную части общего баланса (тектонические, петрологические и другие процессы); 3) явления, которые соответствуют различным способам расхода внутриземной энергии и пополнения ее потенциальных скрытых резервов (в первую очередь вынос тепла из недр Земли в космическое пространство).

В рассматриваемом случае (геосинклинальная осадочная толща) приходную часть энергетического баланса составляют фоновый теплопоток через подошву этой толщи плюс тепловой импульс, который на инверсионной геосинклинальной стадии передается из мантии в кору. Радиогенное тепло, выделяющееся в осадочной толще, учитывают при оценке геотермического градиента.

Как уже говорилось, к началу инверсионной стадии градиент температуры составляет около 15 град/км, а кондуктивный теплопоток через кровлю осадочной толщи — около 20 мВт/м<sup>2</sup>. Конвективный теплопоток (вынос тепла флюидами, фильтрующимися со скоростью не более  $10^{-11}$  см/с) не превышает  $10^{-2}$  мВт/м<sup>2</sup>. Значение теплопотока около 20 мВт/м<sup>2</sup> характерно для тех участков кровли осадочного чехла Южно-Каспийской впадины (современного аналога геосинклинальной толщи), где отсутствуют разрывные нарушения и диапиры [26].

Проникший снизу в осадочную толщу на инверсионной стадии тепловой импульс увеличивает в ней значение геотермического градиента. Фигурирующим выше расчетным значениям градиента 30 и 60 град/км соответствуют значения кондуктивного теплопотока — около 40 и 75 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. теплопоток усиливается примерно в 2 и 4 раза. Конвек-

тиенный теплоток до начала адвекции и на ранних этапах последней по-прежнему не превышает  $10^{-1}$  мВт/м<sup>2</sup>.

Энергия, затраченная на нагревание осадочной толщи, составляет в расчете на единицу площади величину порядка  $10^{15}$  Дж/м<sup>2</sup>. Расчет проведен для двух вариантов мощности толщи — 10 и 20 км (табл. 2). За исходное состояние принят температурный градиент  $\alpha_0 = 15$  град/км, а также усредненные по глубине значения плотности и пористости пород (см. рис. 1,  $\bar{\rho}$ ,  $\bar{z}$ ,  $\bar{\sigma}$ ). Теплоемкость пород оценивается с учетом их пористости и содержащегося в порах водного флюида. Величина дилатации толщи и подъема ее центра тяжести отвечает степени ее разуплотнения (см. рис. 12). При определении энергии, затраченной на адвективные складчатые деформации, учитываются оценки вязкости толщи, длительности адвекции, скорости деформации и складкообразующих напряжений (см. выше). Расчет энергии относится к единице площади, занятой геосинклинальной толщей. Предполагается, что все параметры толщи неизменны по латерали (одномерная модель).

Низы толщи подвергаются региональному метаморфизму амфиболитовой фации. Если исходить из того, что на метаморфизм такой степени требуется энергия около  $8 \cdot 10^5$  Дж/кг, по Ф.М. Ананьеву, и что верхи толщи метаморфизму не подвергаются, то энергию, необходимую на прогрессивный метаморфизм всей толщи, можно оценить величиной того же порядка —  $10^{13}$  Дж/м<sup>2</sup>.

Как уже говорилось, в процессе нагревания и регионального метаморфизма в геосинклинальной осадочной толще сначала возникает сверхвысокое флюидное давление (переход части тепловой энергии в потенциальную энергию упругого сжатия), а затем под влиянием последнего происходит увеличение объема пород — дилатация, в результате чего кровля толщи поднимается примерно на 1 км. Это переход энергии упругого сжатия в потенциальную гравитационную энергию в связи с подъемом центра тяжести толщи примерно на 0,5 км, что составляет около  $10^{11}$  Дж/м<sup>2</sup>. Это на два порядка меньше энергии, расходуемой на нагревание и региональный метаморфизм.

В процессе последующей термофлюидной адвекции геосинклинальная толща подвергается деформациям, в частности складчатым, о которых речь пойдет ниже. Выше приводились оценки вязкости толщи, скорости ее деформации и складкообразующих напряжений. На этой основе можно подсчитать энергию, которая затрачивается на деформацию и в процессе вязкого трения снова переходит в теплоту, — не более  $10^{10}$  Дж/м<sup>2</sup>. Это более чем на порядок ниже тех оценок, которые, на наш взгляд, базировались на завышенной оценке величины складкообразующих напряжений, о чем подробнее говорилось выше. Таким образом, адвективные деформации — на один порядок менее энергоемкий процесс, чем дилатация, и на три порядка менее энергоемкий, чем нагревание и региональный метаморфизм. Это обстоятельство застав-

ляет настороженно относиться к представлениям некоторых исследователей — П.Н. Кропоткина, К.П. Плюснина, А.Г. Давыдченко и других, — согласно которым источником тепла при региональном метаморфизме считается тепло вязкого трения, выделяющееся при складчатых деформациях.

Итак, энергия теплового импульса, проникающего снизу в осадочную толщу на инверсионной стадии геосинклинального режима, расходуется примерно в равной пропорции на нагревание толщи, с одной стороны, и ее метаморфизм — с другой. Лишь 1 % этой энергии затрачивается на дилатацию и возникновение в толще инверсии плотности и всего 0,1 % — на адвективные складчатые деформации. Другими словами, процессы дилатации и адвекции полностью обеспечены энергетически.

В этой связи возникает вопрос о роли термофлюидной адвекции в энергетике геосинклинального режима. Напомним, что адвекция возникает при превышении критического значения  $R_1$ , когда происходит кризис теплового потока (см. рис. 13). При  $R = 1,5 R_1$  характерная скорость адвективных движений (см. табл. 1) обеспечивает дополнительный вынос тепла к поверхности, величина которого составляет около 40 % от кондуктивного теплопотока (см. рис. 13). Другими словами, адвективный вынос глубинного тепла, где в качестве теплоносителя выступают горные породы (см. гл. 1), — весьма существенная составляющая общего теплового потока.

Таким образом, адвективный механизм не потребляет глубинное тепло (если не считать указанные 0,1 %), а переносит его к поверхности наряду с механизмом теплопроводности (кондукцией). Конвективный вынос тепла нагретыми флюидами, из-за низкой проницаемости пород на ранних этапах адвекции, вносит ничтожный вклад в развитие складчатости.

Однако, как уже говорилось, в процессе развития адвективной складчатости, и в особенности на заключительном „хрупком“ этапе складкообразования, проницаемость пород резко увеличивается (на два порядка и более). Интенсивность флюидного потока увеличивается до значений  $10^{-9}$  см/с и более, а мощность конвективного теплопотока в этих условиях превышает  $10$  мВт/м<sup>2</sup> и по порядку величины приближается к мощности кондуктивного теплопотока. В то же время „осушение“ геосинклинальной толщи замедляет и в конце концов останавливает процесс адвекции. Механизм конвективного теплопотока как бы „принимает эстафету“ у „выдыхающегося“ механизма адвективного теплопотока. Заметим попутно, что из этого обстоятельства отчетливо видна необходимость разграничения понятий „адвекция“ и „конвекция“ (см. гл. 1).

По своей интенсивности вынос тепла нагретыми флюидами на заключительном этапе складкообразования соизмерим с конвективным выносом тепла гидротермами вулканических районов (Камчатка, Исландия).

дия, Новая Зеландия), где мощность последнего достигает около  $45 \text{ мВт/м}^2$ , по П.Н. Кропоткину и Б.Г. Поляку. Не исключено, что именно по этой причине максимум гидротермального рудообразования приходится именно на постскладчатую стадию геосинклинального развития [37].

В результате „осушения“ геосинклинальной толщи ее центр тяжести смещается вниз и потенциальная энергия дилатации снова переходит в тепло. Как уже говорилось, энергетический эффект этого процесса весьма незначителен.

Со временем кора, а вместе с ней и бывшая осадочная толща остывают. В результате в этой толще сохраняется в скрытом виде лишь та часть тепловой энергии, которая была затрачена на региональный прогрессивный метаморфизм и то при условии отсутствия регрессивного метаморфизма, гипергенеза и денудации.

Итак, энергетический баланс осадочной толщи на инверсионной геосинклинальной стадии предстает в следующем виде. В толщу проникает снизу тепловой импульс, она нагревается, но одновременно в ней происходят процессы, направленные на удаление избыточного тепла: 1) около половины этого тепла расходуется на прогрессивные эндотермические метаморфические реакции дегидратации и декарбонатизации; 2) увеличивается геотермический градиент, а вместе с ним и кондуктивный теплоток к земной поверхности; 3) при критическом значении геотермического градиента, соответствующем критическому числу  $R_1$ , возникает дополнительный к кондуктивному адвективный механизм выноса тепла нагретыми породами; 4) эволюция адвекции происходит в таком направлении, что при ее прекращении „включается“ не менее мощный конвективный механизм выноса тепла нагретыми флюидами.

В этом комплексе процессов дилатация и складкообразование, хотя и потребляют ничтожную долю общей тепловой энергии, но играют четко обозначенную координирующую роль. Дилатация приводит к инверсии плотности — „движущей силе“ адвекции. Последняя не может происходить без деформации (в первую очередь складчатой) адвектирующей слоистой толщи. В то же время складкообразование способствует быстрому „осушению“ избыточно обводненной геосинклинальной толщи, что одновременно „выключает“ адвективный механизм выноса тепла (из-за ликвидации породившей его инверсии плотности) и „включает“ конвективный механизм.

В конечном счете геосинклинальная осадочная толща становится частью консолидированной коры. В этой толще лишь метаморфические породы сохраняют часть когда-то проникшей в толщу тепловой энергии. Этого нельзя сказать о складчатости, на формирование которой была затрачена ничтожная доля общей энергии, к тому же перешедшая в тепло вязкого трения.

## Физическая модель из эквивалентных материалов

Как известно, при моделировании тектонических процессов в лабораторных условиях используются так называемые эквивалентные материалы, т.е. материалы, деформационные свойства которых соответствуют (но не идентичны!) аналогичным свойствам горных пород. Если моделируются медленные природные деформации, чья длительность составляет сотни тысяч и миллионы лет, то можно пренебречь инерционными эффектами, а также игнорировать упругие и прочностные свойства горных пород и считать, что при столь большой длительности процесса последние ведут себя аналогично ньютоновским вязким жидкостям. В частности, это справедливо и по отношению к избыточно обводненной геосинклинальной осадочной толще. Таким образом, главное требование к эквивалентным материалам при моделировании длительных деформаций — соответствие вязкости этих материалов и вязкости горных пород. Однако при моделировании процесса адвекции имеются свои особенности, которые рассмотрены ниже.

*Понятие о „вынужденном“ и „свободном“ складкообразовании.* В физике давно существует понятие о „свободных“ и „вынужденных“ процессах. В качестве популярного примера можно привести колебания маятника. Его свободные, или собственные, колебания обусловлены собственной энергией этой простейшей механической системы. Если же на маятник действуют, помимо силы тяжести, другие внешние силы, то он совершает вынужденные колебания. С этих позиций можно подойти и к такому процессу, как тектонические деформации в земной коре, в первую очередь складкообразование.

Довольно часто предполагают, что складкообразование происходит под действием внешних сил, приложенных к геосинклинальной толще извне, в частности со стороны соседних сближающихся литосферных плит (см. гл. 1). Возникающие при этом складчатые деформации можно квалифицировать как „вынужденные“. Здесь осадочная толща ведет себя как пассивный объект приложения внешних сил, не обладающий собственной энергией. Если такую толщу оставить в покое, то в ней не произойдет никаких тектонических деформаций.

Выше было показано, что при наличии в геосинклинальной толще инверсии плотности толща обладает собственной потенциальной энергией, поскольку ее центр тяжести смещен кверху относительно равновесного положения. Такая система механически неустойчива. Она стремится избавиться от излишней энергии, что и достигается путем адвективных движений, сопровождающихся складкообразованием. Подобный процесс может быть квалифицирован как „свободный“, „саморазвивающийся“, в отличие от „вынужденного“, обусловленного действием внешних тектонических сил.

*Условия подобия.* Как известно, при воспроизведении тектонических структур необходимо соблюдать условия подобия природного и лабораторного процессов. При моделировании такого медленного и длительного процесса, как складкообразование, „вынужденного” действием внешних сил, это условие состоит в следующем [11]:

$$C_{\eta} = C_f C_r C_p C_g, \quad (28)$$

где  $C_{\eta}$  — множитель подобия по вязкости, т.е. отношение вязкости эквивалентного материала к вязкости моделируемой природной толщи; в правой части равенства — соответствующие множители подобия по размерам слоев и структур, длительности процесса, плотности материала и ускорению силы тяжести в эксперименте и в природе.

Обычно  $C_p \sim 1$  и  $C_g \sim 1$ , так как плотность эквивалентных материалов имеет тот же порядок, что и плотность горных пород, а ускорение силы тяжести одно и то же в эксперименте и в природе (если только не используется центрифуга). Поэтому можно применять упрощенную формулу:

$$C_{\eta} = C_f C_r. \quad (29)$$

Это условие следует понимать таким образом. Имеется одно уравнение (29), следовательно, должен быть только один неизвестный параметр, который определяется с помощью этого уравнения. В качестве неизвестного параметра обычно фигурирует вязкость эквивалентного материала. Остальные параметры предполагаются известными (природные вязкость, размеры и длительность) и заданными (лабораторные размер и длительность).

При моделировании „свободного” адвективного складкообразования условие (28) выполняется автоматически (автор пришел к выводу, что это условие выполняется автоматически и при моделировании „вынужденного” складкообразования), в чем нетрудно убедиться, подставив в это уравнение формулу (17) [14]. Это вытекает из самой сути процесса адвекции, который является „саморазвивающимся”, и сильно упрощает моделирование. Весьма существенно то, что экспериментатору можно обойтись без оценки таких параметров природного процесса, как длительность складкообразования и особенно вязкость природных толщ, о которых мы пока еще знаем очень мало.

Для воспроизведения термофлюидной адвекции необходимо соблюсти равенство в природе и лаборатории двух независимых безразмерных параметров, в данном случае

$$R_m = R_n \quad (30)$$

и

$$\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)_m = \left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)_n. \quad (31)$$

где индекс  $m$  обозначает модель (model), а индекс  $n$  — природный объект (nature), в соответствии с практикой обозначения физических величин начальными буквами отвечающих им английских терминов.

Условие (30) с точностью до одного порядка выполняется также автоматически, если моделируется линейная в плане складчатость, поскольку линейные адвективные формы возникают лишь в узком диапазоне чисел Рэлея. Что касается другого условия подобия (31) — равенства степени инверсии плотности в природе и лаборатории, — то этот параметр для природной толщи поддается расчету (см. табл. 1).

Важно отметить, что оба параметра подобия (30) и (31) представляют собой безразмерную комбинацию свойств осадочной толщи (мощность, тепловое расширение, температуропроводность, вязкость, плотность). Лишь ускорение силы тяжести, фигурирующее в числе Рэлея  $R$  (6), играет здесь роль „внешнего“ фактора, однако его определенность и малая изменчивость не идут ни в какое сравнение с возможным спектром значений величины других внешних сил. В этой комбинации отсутствуют такие кинематические и динамические характеристики, как скорости движения, деформации, действующие силы и время их действия. В процессе адвекции и складкообразования все эти величины, естественно, фигурируют, но их значения не являются произвольными, заданными извне, а однозначно определяются перечисленными свойствами геосинклинальной осадочной толщи. Степень инверсии плотности  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$  определяет избыточную потенциальную энергию толщи, а число Рэлея  $R$  — форму ее „высвобождения“. Именно в этом смысле, по аналогии с маятником, адвекция представляет собой „свободный“ процесс, обусловленный собственной энергией системы, а адвективные тектонические структуры можно считать „саморазвивающимися“.

Изучение различных процессов в физике, таких как колебания маятника, тепловая конвекция и т.п., обычно шло от более простых „свободных“ к более сложным „вынужденным“. Парадокс в развитии геотектоники заключается в том, что процесс складкообразования еще со времен господства контракционной гипотезы начали мыслить как „вынужденный“, а тем самым более сложный. И поэтому не удивительно, что проблема генезиса складчатости до сих пор остается актуальной (см. гл. 1). Выше было показано, что, в отличие от складкообразования, „вынужденного“ сближением литосферных плит, „свободное“ адвективное складкообразование удовлетворяет „константе складчатости“ (2?) и поэтому более реально физически.

Выбор эквивалентных материалов. Из табл. 1 следует, что величина  $\Delta\rho$  имеет порядок  $0,1 \text{ г/см}^3$ , средняя плотность адвектирующей геосинклинальной толщи  $2,35 \text{ г/см}^3$ , поэтому входящую в условие подобия

(31) величину  $\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)_n$  можно с точностью до одного порядка оценить

значением 0,1. Согласно этому условию, аналогичный параметр эквивалентного материала должен иметь величину того же порядка, т.е. адвектирующий в лаборатории слой должен вследствие нагревания увеличивать свой объем в подошве на 10 % больше, чем в кровле. Другое условие подобия (30) будет удовлетворено, если в модельном слое происходит адвекция в линейной форме. Все другие требования к материалу такого слоя диктуются лишь соображениями удобства эксперимента.

Ю.М. Горелов нашел материал, удовлетворяющий всем требованиям, необходимым при моделировании. Таковым оказался сплав канифоли (90 %) с машинным маслом (10 %), обладающий вязкостью ( $10^7 \div 10^8$  Па·с) при комнатной температуре. При подогревании снизу он размягчается, из-за наличия сильно расширяющихся пузырьков воздуха в нем возникает соответствующая условию (31) инверсия плотности (порядка 0,1), порождающая процесс адвекции. После опыта он охлаждается, затвердевает и становится удобным в работе. В этом он обнаруживает известную аналогию с метаморфическими породами, которые в условиях высоких температур, давлений и насыщения флюидами обладают большой текучестью, а при приближении к земной поверхности и „осушении“ резко повышают свою вязкость.

*Техника экспериментов* (разработана Ю.М. Гореловым). Слоистость в образцах создавалась посредством чередования в них тонких слоев описанного выше сплава и прослоев того же материала, к которому добавляли масляные краски разных цветов. Техника изготовления состояла в следующем. Исходный материал охлаждался в холодильной камере до хрупкого состояния, а затем посредством раздробления превращался в порошок. Затем порошок засыпался тонкими слоями в прямоугольный прибор длиной 280 мм и шириной 98 мм, уплотнялся под прессом и при нагревании спекался, образуя монолитные слои.

После этой предварительной подготовки прибор со слоистым образцом помещался на несколько часов в термокамеру, в которой поддерживалась постоянная температура — от 65 до 80 °С в разных опытах, в большинстве опытов около 70 °С; при этом вязкость материала снижалась до  $10^3$  Па·с. Благодаря тому, что дном прибора служила алюминиевая теплопроводящая пластинка, стенки были деревянными, а сверху прибор закрывался теплозащитной крышкой, температура на нижней поверхности образца была примерно на 5° выше, чем на верхней, что и вызывало в слоистом образце адвекцию.

По окончании опыта образец извлекали из термокамеры и охлаждали до комнатной температуры. Структуру образца изучали в вертикальных разрезах. Разрезание образца производили при помощи нагретой тонкой металлической нити.

Эксперименты по воспроизведению складчатости, обусловленной тепловым импульсом, были осуществлены в 1973 г. впервые в мировой практике. Эту методику уже используют другие исследователи, в частности, Л.А. Черкашин.

## ЧАСТЬ II

# ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ АДВЕКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

## ГЛАВА 5

### ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ЭВОЛЮЦИИ ТОНКОСЛОИСТЫХ АДВЕКТИВНЫХ МОДЕЛЕЙ В СРАВНЕНИИ С ПРИРОДНОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТЬЮ

— Для построения концепции геосинклинального складкообразования автор использовал гипотетико-дедуктивный метод (см. гл. 1). Этот метод предполагает осуществление четырех последовательных операций, две из которых — выдвигание гипотезы и построение модели — отражены в I части работы. Ниже излагаются результаты двух завершающих операций — исследования модели с целью дедуктивного выведения эмпирически проверяемых следствий и их сопоставления с целью установления степени адекватности модели описываемому кругу явлений.

В этой главе производится сопоставление результатов математического и физического моделирования термофлюидной адвекции с „обобщенным портретом“ природной складчатой области. В следующих главах речь пойдет о некоторых конкретных складчатых областях.

#### Общие черты структуры и эволюции адвективных моделей и природной складчатости

Некоторые характерные черты адвективных деформаций — грибовидная форма куполов, очертания тектонических покровов, мелкая складчатость — были воспроизведены Х. Рамбергом [34] при моделировании складчатых поясов с применением центрифуги. В основе этого моделирования также лежала идея инверсии плотности в земной коре, обусловленная залеганием более тяжелых толщ („симы“, „сухих“ метаморфитов) на более легких („сиале“, гранитогнейсовом фундаменте). Эта исходная предпосылка, по мнению автора, выглядит более искусственной, чем термофлюидная инверсия плотности. Она приводит к двухслойной модели адвекции, которая представляет собой нестационарный лавинный процесс. При этом режим дилатации вообще отсутствует, поскольку плотность участвующих веществ все время остается постоянной, а режим линейной адвекции возможен лишь на самой начальной стадии. Кроме того, круглый стакан центрифуги даже в первом приближении далек по своей форме от геосинклинального прогиба, а отсутствие тонкой слоистости не дает возможности говорить о характерных деталях складчатой структуры. Эти ограничения нам удалось преодолеть.

*Результаты экспериментов.* Во всех без исключения модельных слоистых образцах в результате экспериментов, описанных в гл. 4, возникла складчатость, линейная в плане. Этим было достигнуто соответствие между математической и физической моделью; была подобрана такая разность температур в подошве и кровле образцов (около  $5^{\circ}\text{C}$ ), которая лишь слегка превосходит критическую, отвечающую значению  $R_1$ . Ниже этой температуры образцы сохраняют механическую устойчивость.

Режим линейной адвекции в слоистых образцах удалось воспроизвести лишь после серии предварительных экспериментов, в процессе которых методом последовательных приближений были определены условия, отвечающие необходимому интервалу между критическими числами  $R_1$  и  $R_2$ . В частности, в некоторых опытах средняя температура образцов составляла не 70, а только  $60^{\circ}\text{C}$ . При этом, несмотря на наличие разности температур в подошве и кровле образцов около  $5^{\circ}\text{C}$ , адвекция не происходила, поскольку средняя вязкость образцов была повышенной, тем самым число  $R$  было понижено и не достигало критического значения  $R_1$ .

В другой серии экспериментов в аналогичных образцах при средней температуре  $80^{\circ}\text{C}$  поддерживалась разность температур около  $20^{\circ}\text{C}$ . При этом было превышено критическое значение  $R_2$  и возникали купольные структуры. Необходимо подчеркнуть, что эти структуры формировались в том же самом удлиненном прямоугольном приборе, что и линейные структуры в условиях  $R_1 < R < R_2$ . Это заставляет усомниться в широко распространенных представлениях, согласно которым образование линейных структур происходит в удлиненных геосинклинальных прогибах, а гранитогнейсовые купола возникают на догеосинклинальной стадии слабодифференцированных движений земной коры. В связи с этим еще раз напомним пример линейно вытянутой цепочки гнейсовых куполов Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье, описанный С.М. Синицей. Купольный режим адвекции обусловлен здесь весьма высоким геотермическим градиентом ( $150$  град/км) вопреки линейности в плане более крупных структур.

*Два порядка структурных форм по их размерам и происхождению.* Прежде всего необходимо обратить внимание на наличие структурных форм двух порядков — крупных и мелких. Крупные поднятия — это «адвективные валы», которые образуются в местах восходящего адвективного потока. В разделяющих их крупных впадинах имел место нисходящий адвективный поток. Крупные структурные формы регистрируются по изгибам целых пачек слоев (см. рис. 17 и 20). Мелкая складчатость представляет собой осложнение крупных структурных форм и изгибы отдельных слоев; ее возникновение обусловлено полем адвективных деформаций (см. рис. 18 и 20). В данном эксперименте в качестве эквивалентного материала использовался сплав канифоли с машин-

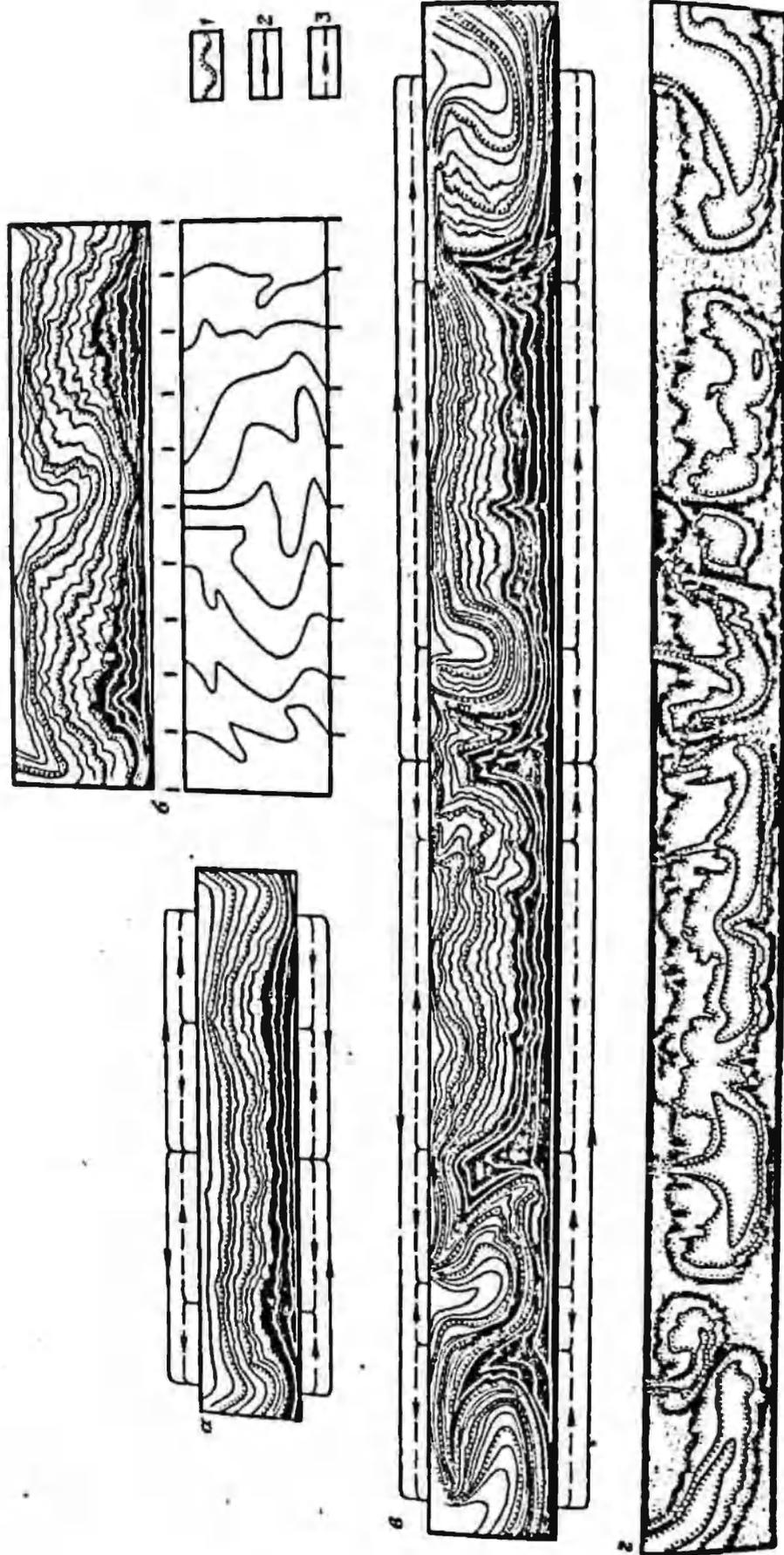


Рис. 20. Крупные линейные структурные формы и осложняющая их малая складчатость, возникающие в результате адвективного процесса в лабораторных слоистых образцах параллельно длинной (а, б) и короткой (в, г) сторонам прибора (по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову):

1 — границы между пачками слоев; 2—3 — кинематические схемы адвективных движений (2 — общий, 3 — частных см. гл. 6). На диаграмме под моделью (б) показано искривление первоначально вертикальных прямых. На модели (а), между сложностью складчатой структуры, показаны только границы пачек

ным маслом. Наличие мелких складок позволяет сопоставлять крупные структурные формы с природными анти- и синклинориями, расстояние между осями которых в первом приближении равно мощности адвектирующей геосинклинальной толщи и измеряется первыми десятками километров.

*Крупные структурные формы как аналоги анти- и синклинориев.* Эти формы резко дисгармоничны, причем степень дисгармонии увеличивается по мере протекания адвекции и увеличения общей деформации. Дисгармония вовсе не является следствием неоднородного состава сминающейся толщи, как это обычно предполагается. В рассматриваемой модели (как математической, так и физической) адвектирующая толща однородна.

На первом этапе адвекции возникают сравнительно пологие синусоидальные структурные формы (см. рис. 17, б и 20, а), амплитуда которых со временем увеличивается (см. рис. 17, в и 20, б). По мере дальнейшего роста поднятия становятся гребневидными в нижней и коробчатыми в верхней части (см. рис. 17, г—д и 20, в). Дальнейшее развитие адвективного процесса ведет к грибообразному разрастанию верхних частей поднятий; нижние части впадин образуют структуры „перевернутого гриба“ (см. рис. 17, е—ж и 20, г). Это свидетельствует о значительных горизонтальных перемещениях в нижней и верхней частях адвектирующей толщи, амплитуда которых соизмерима с мощностью толщи и расстоянием между смежными поднятиями и впадинами.

Из рис. 16 и 17 видно, что горизонтальные движения неоднородны по вертикали. Максимум их скорости и амплитуды — в кровле и подошве толщи. Поэтому в толще имеется тенденция к „тектоническому расслаиванию“ и формированию шарьяжей. Эта тенденция реализуется в природной обстановке неоднородностью толщи по разрезу, а именно наличием пластичных пачек, облегчающих „тектоническое расслаивание“.

В процессе адвекции значительным изменениям подвергаются мощности слоев и их пачек. Эта тенденция появляется еще на начальных этапах (см. рис. 17, б—в и 20, а—б), затем усиливается (см. рис. 17, г—д и 20, в) и достигает апогея на заключительном этапе (см. рис. 17, е—ж, и 20, г), когда мощности слоев и пачек не только сильно варьируют от места к месту, но подчас их сплошность нарушается и наблюдаются изолированные участки отдельных пачек (см. рис. 20, г). Вероятно, что и природные адвективные движения вызывают существенное изменение мощности слоистых толщ. Недоучет этого обстоятельства может привести к ошибкам при анализе колебательных движений в складчатых областях и при попытках количественно оценить деформации слоистых толщ.

Выше говорилось, что природную флюидную фазу в эквивалентном материале имитируют пузырьки воздуха. В процессе адвекции последние проявляют максимальную активность в ядрах крупных поднятий. В гл. 4 была подчеркнута роль флюидной фазы при формировании кливажа.

Следовательно, по результатам экспериментов наиболее интенсивный кливаж должен возникать во внутренних частях антиклинориев, что и наблюдается в природе.

*Мелкие складки.* Теперь рассмотрим поле деформаций, которые регистрируются по искривлению первично квадратной сетки (см. рис. 17, а). Отмеченная выше неоднородность деформации проявляется в том, что разные квадраты в процессе адвекции деформируются неодинаково. Квадраты, расположенные в нижней части поднятий и в верхней части впадин, испытывают сжатие в горизонтальном направлении и соответствующее вертикальное растяжение. В процессе участвует горизонтально-слоистая толща, поэтому в названных квадратах должна возникать складчатость (см. рис. 18). Что касается квадратов, приуроченных к верхней части поднятий и к нижней части впадин, то они, напротив, испытывают в горизонтальном направлении растяжение. Содержащиеся внутри них прослои тоже растягиваются и уменьшаются в мощности; более вязкие прослои могут испытывать при этом разлинзование и будинаж. Эта обстановка благоприятна для возникновения сланцеватости или кливажа, параллельных слоистости. Однако нижняя часть впадин обычно скрыта на глубине, а верхняя часть поднятий часто уничтожается денудацией. К тому же поднятия постепенно растут, а впадины прогибаются. В результате на среднем уровне толщи, чаще всего доступном для наблюдения, как бы приходят в соприкосновение указанные выше зоны горизонтального сжатия. Если еще учесть постепенное вовлечение в процесс этого сжатия все более удаленных от осей поднятий и впадин участков (см. рис. 17), то оказывается, что большая часть толщи в конце концов охватывается процессом складкообразования и предстает перед наблюдателем почти сплошь складчатой.

Горизонтальное растяжение толщи в верхней части поднятий и сжатие в верхней части впадин — взаимно компенсированный процесс (это справедливо и в отношении нижней части толщи). Такая компенсация осуществляется посредством приповерхностного течения вещества толщи от поднятий к впадинам. Если толща по разрезу неоднородна, то ее менее вязкие пачки будут течь с большей скоростью, чем более вязкие. Это неизбежно приведет к неоднородности складчатости в зоне сжатия, т.е. к дисгармонии складчатости, когда в менее вязких пачках складчатость более интенсивна, чем в более вязких.

Такая дисгармония часто фиксируется в природных складчатых областях. Объяснить ее внешним боковым сжатием, которое может обеспечить лишь одинаковое продольное сокращение в пачках разного состава, невозможно. Это показал экспериментально В.Г. Гутерман [10]; правда, горизонтальное течение в его опытах было обусловлено не адвекцией, а гравитационным сползанием со склона растущего поднятия. Он же воспроизвел этим способом и сундучную складчатость на периферии поднятия, что тоже характерно для природных складчатых областей.

(например, в Дагестане, на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа).

Существенно и другое обстоятельство. В процессе адвекции квадраты не только деформируются, но и перемещаются с места на место в пределах адвективной ячейки. А это означает, что, во-первых, квадраты со временем поворачиваются вокруг оси, перпендикулярной к плоскости чертежа, а во-вторых, они попадают в область иного плана деформаций. Более подробно вопрос о возникновении и эволюции мелкой складчатости в процессе адвективных движений рассматривается ниже вместе со спецификой складкообразования в высокометаморфизованных комплексах, когда процесс адвекции заходит достаточно далеко и возникают складки нескольких генераций. Здесь же мы отметим наиболее общие особенности складчатых деформаций для тех случаев, когда до образования складок второй и последующих генераций дело не доходит. Это характерно для слабометаморфизованных толщ.

Из сравнения ранних этапов (см. рис. 17 и 18, б—в и рис. 20, а—б) следует, что параллельно с развитием процесса адвекции деформация прослоев увеличивается, а интенсивность мелкой складчатости возрастает. Другими словами, нарастание интенсивности складчатости происходит одновременно с ростом антиклинориев. К аналогичному выводу, но на основе анализа геологических данных пришел автор. Эта точка зрения, по-видимому, никем не оспаривается.

Другая особенность заключается в том, что в одних и тех же прослоях интенсивность деформации и складчатости убывает по мере удаления от оси поднятия. Такая закономерность характерна и для природных антиклинориев,

Следует специально оговорить размеры тех экспериментальных складок (см. рис. 20), которые названы нами „мелкими“. Модели были тонкослоистыми, каждый образец состоял примерно из 40 слоев. Если принять мощность геосинклинальной толщи в 10 км, то каждому такому слою будет отвечать природная пачка мощностью 250 м. Размеры „мелких“ складок в моделях имеют тот же порядок, что и мощности слоев. Другими словами, в моделях воспроизведены природные складки размером в первые сотни метров, т.е. отнюдь не мелкие. Складки же меньшего размера пока воспроизвести невозможно, так как еще не разработан способ создания модельных слоев мощностью менее 0,5 мм.

Не воспроизводятся в моделях и соскладчатые разрывные нарушения, хотя, как говорилось в гл. 3, они играют существенную роль в увеличении проницаемости геосинклинальной толщи. Здесь уместно еще раз подчеркнуть, что главная цель нашего моделирования — показать реальность горизонтального адвективного сжатия в такой слоистой толще. А то, что при сжатии возникает складчато-разрывная структура, в настоящее время мало кем оспаривается. Выяснение конкретного механизма ее формирования — давняя проблема структурной геологии. Она здесь не затрагивается.

О соотношении длины слоев, величины горизонтального сокращения и интенсивности мелкой складчатости. Эта проблема возникла еще в прошлом столетии, но и поныне не может считаться решенной. Она выходит за рамки нашего исследования. Здесь мы укажем лишь на тот возможный вклад, который вносит в ее решение представление об адвективной природе складчатости. Более подробно об этом говорится в работе [14].

Если рассматривать только вязкие, „компетентные“ слои и игнорировать процесс послыного перераспределения материала, происходящий в маловязких, „некомпетентных“, слоях, то можно констатировать сочетание трех механизмов, по-разному влияющих на изменение мощности и длины слоев в процессе складкообразования.

Изгиб слоев сохраняет неизменными их мощность и длину. Степень сжатости складок, которая отражается в величине угла наклона слоев на крыльях, увеличивается по мере прогрессирующего горизонтального сокращения слоистого массива.

Простой сдвиг параллельно осевой плоскости складок, обычно реализующийся в форме относительного проскальзывания пластин кливажа, сохраняет неизменным другой параметр — горизонтальные размеры слоистого массива. При этом, по мере прогрессирующей деформации сдвига, происходит непрерывное уменьшение мощности слоев на крыльях складок и соответствующее увеличение длины слоев, а также возрастает угол наклона крыльев.

Сплющивание перпендикулярно к осевой плоскости складок пропорционально величине горизонтального сокращения слоистого массива и приводит к утонению кливажных пластин. Если при этом угол наклона слоев меньше  $45^\circ$ , то их мощность увеличивается, а длина уменьшается; при углах наклона больше  $45^\circ$  мощность уменьшается, а длина увеличивается.

Е.И. Паталаха [32] предлагает комбинацию простого сдвига („сдвигового течения“) и сплющивания („продольного течения“, или „течения удлинения“) называть „ламинарным (струйчатым) течением“. О совместном действии этих механизмов говорится в работе [14]. В чистом виде, т.е. при отсутствии механизма изгиба, совокупное действие этих механизмов проявляется в мощных глинистых толщах.

Выше, при характеристике „константы складчатости“, было указано, что величина горизонтального сокращения складчатых областей может быть оценена средним значением 40%. Другими словами, такое сокращение происходило не более чем в два раза по отношению к первоначальному размеру. Если бы в складчатых областях действовали только два из трех названных механизмов — изгиб и сплющивание, то даже при их наиболее благоприятном сочетании (только изгиб до достижения слоями угла наклона  $45^\circ$  и только сплющивание после такого достижения) сокращение горизонтального размера слоистых толщ в 2 раза пришло

бы к формированию складок с углом наклона не более  $65^\circ$ . Между тем в складчатых областях углы наклона крыльев часто превышают эту величину. Это означает, что весьма существенную роль играет третий механизм — простого сдвига, который в принципе может обеспечить любой наклон слоев без всякого горизонтального сокращения слоистого массива. В последнее время к такой точке зрения довольно решительно склонился Е.И. Паталаха [32]. О сдвиговой компоненте общей деформации свидетельствуют следы относительного проскальзывания кливажных пластин, выраженные в виде смещения микрослоев, борозд и штрихов скольжения и т.п.

Ф.Л. Яковлев [48] провел специальное изучение соотношения мощностей более и менее вязких слоев на крыльях и в замках складок. Он показал, что наблюдаемые соотношения нельзя объяснить, не привлекая сдвиговую компоненту общей деформации.

Однако если первые два механизма — изгиб и сплющивание — представляют собой закономерную реакцию слоистой толщи на горизонтальное сжатие, то третий механизм — простой сдвиг — не может быть следствием этого сжатия. В рамках чисто механического подхода его „включение“ в процесс Е.И. Паталаха [32] пытается объяснить неоднородностью ламинарного течения параллельно осевым плоскостям складок. Однако по этому поводу В.В. Эз [47] справедливо указывает на то, что подобный феномен не может быть признан, пока не установлен его энергетический источник.

В.В. Белоусов [6] считает, что неоднородность ламинарного течения можно объяснить в рамках адвективной концепции. В областях адвективных поднятий осуществляется общий восходящий адвективный поток, который распадается на отдельные струи, одни из которых идут вперед, а другие отстают. Однако на конкретную причину такого явления В.В. Белоусов не указывает.

Думается, что такую причину можно обнаружить, если сосредоточить внимание не только на областях восходящего адвективного потока, но и на всей адвективной ячейке в целом (см. рис. 16). Траектории движения элементарных объемов образуют на рис. 16, б замкнутые линии. Каждая такая линия — это как бы цепочка движущихся вдоль этой линии объемов, „адвективная карусель“. Если же мы возьмем две соседние траектории, то пространство между ними образует кольцо — замкнутую струю общего адвективного потока. По отношению к этой струе ограничивающие ее траектории играют роль „берегов“. Для обеспечения неразрывности такой замкнутой струи необходимо, чтобы отдельные ее участки двигались с надлежащей скоростью. Это отражается постоянством значения так называемой функции тока вдоль любой траектории. Функция тока [14] в нашем случае выглядит так:

$$\psi(x, z) = A \cos\left(\frac{\pi}{h} z\right) \cos\left(\frac{r}{h} x\right), \quad (32)$$

где

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = -v_z, \quad \frac{\partial \psi}{\partial z} = v_x.$$

(33)

Горизонтальные участки траекторий, изображенных на рис. 16, б, совпадают со слоистостью. Другими словами, на этих участках в качестве названных струй фигурируют слои. Как говорилось выше, адвективные движения обусловлены неравенством давления на одном горизонтальном уровне под впадинами и поднятиями. Это — движущая сила адвекции. Ее значение примерно одинаково для двух соседних слоев. Но если эти слои обладают разной вязкостью, что весьма характерно для геосинклинальной толщи, состоящей из слоев и пачек разного состава, то и скорость течения у этих двух слоев будет различна, отражаясь в разных значениях параметра  $A$ , входящего в функцию тока. Из неразрывности замкнутой ламинарной струи и постоянства вдоль нее функции тока следует, что не только на горизонтальных, но и на вертикальных участках эти струи должны продвигаться с разной скоростью. В этом состоит причина неоднородности ламинарного течения в областях восходящего (а также и нисходящего) адвективного потока. Таким образом, адвективная концепция вносит существенный вклад в решение давнего и трудного вопроса структурной геологии — могут ли существовать „складки скальвания“, „складки поперечного (к слоистости) течения“ и т.п. Может быть, со временем по профилю складок в доступной для наблюдения области восходящего потока можно будет реконструировать эпюры скоростей этого неоднородного потока. А затем на этой базе воссоздавать эпюры скоростей нижнего горизонтального потока, и по ним — реологический разрез более глубоких, недоступных для наблюдения слоев и пачек геосинклинальной толщи.

При термофлюидной адвекции появляется и другой важный фактор, который может стимулировать процесс сдвига вдоль осевых поверхностей складок, — фильтрация сжатых флюидов, в избытке насыщающих геосинклинальную толщу. Вероятно, что эта фильтрация идет не сплошным однородным фронтом, а концентрируется в зонах антиклинальных складок, аналогично скоплениям нефти и газа. Избыточное давление флюидов в ядрах антиклиналей также вносит в складкообразование элемент поперечного изгиба, т.е. изгиба, обусловленного вертикальными усилиями, в результате чего, в частности, стимулируется процесс относительного проскальзывания пластин кливажа. Присутствие тех же флюидов уменьшает трение на поверхности кливажа и тоже способствует проскальзыванию.

Такие движения вряд ли были бы возможны при отсутствии в геосинклинальной толще инверсии плотности. В то же время при наличии последней они способствуют ее ликвидации и могут быть названы поэтому локальными адвективными движениями, по А.В. Вихерту и М.А. Гончарову. В отличие от адвективных движений, способствующих

росту антиклинорий, которые мы в дальнейшем будем именовать частными, локальные адвективные движения стимулируют лишь рост отдельных складок. А.В. Вихерт считает, и автор разделяет его точку зрения, что именно в результате таких движений в структуре складчатых областей обнаруживается тенденция к гребневидности антиклиналей и осложненности последних более мелкими складками [36]. Это приводит в конечном счете к отсутствию подобия между анти- и синклиналиями. Напомним, что отсутствие подобия обнаруживается и при сравнении морфологии более крупных положительных и отрицательных адвективных структурных форм (см. рис. 17 и 20).

Таким образом, отдельные складки растут в поле горизонтального сжатия, обусловленного частной адвекцией, и вертикальных усилий, стимулируемых локальной адвекцией. Действуя совместно, эти два фактора значительно ускоряют рост складок, по данным А.К. Егорова и Ж.Ш. Жантаева, а также Ж.-К. Сула, поскольку одновременно „включаются“ все три названных механизма складкообразования — изгиб, сплющивание и простой сдвиг. В экспериментах локальные адвективные движения имитируются всплыванием пузырьков воздуха, о которых говорилось выше. Это всплывание наиболее интенсивно в участках значительного горизонтального сжатия, выявляемого по сближению первоначально вертикальных прямых (см. рис. 20, б) и обусловленного частной адвекцией, т.е. ростом крупных поднятий. Именно в этих участках и возникает наиболее интенсивная мелкая складчатость.

Вместе с тем еще раз подчеркнем, что проблема, затронутая в данном параграфе, далека от окончательного разрешения и требует специальных исследований, направленных, в частности, на выявление морфологических отличий адвективной складчатости от складчатости, возникшей под влиянием внешнего бокового сжатия.

#### Две формы поверхностного горизонтального переноса вещества при адвективных движениях

В простейшей математической модели и во всех экспериментах верхняя граница адвектирующего слоя была свободной, т.е. на ней отсутствовали касательные напряжения. В то же время она в процессе адвекции сохраняла первоначально плоскую форму. Хотя в действительности свободная поверхность под действием возмущений должна деформироваться, в интересующем нас случае этот эффект незначителен [14]. В областях адвективных поднятий амплитуда рельефа поверхности адвектирующей геосинклинальной толщи составляет всего лишь десятки метров.

Таким образом, растущие адвективные поднятия не могут иметь отражение в рельефе геосинклинальной области на инверсионной стадии ее развития. Это находится в соответствии с геологической историей цен-

где

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = -v_z, \quad \frac{\partial \psi}{\partial z} = v_x.$$

(33)

Горизонтальные участки траекторий, изображенных на рис. 16, б, совпадают со слоистостью. Другими словами, на этих участках в качестве названных струй фигурируют слои. Как говорилось выше, адвективные движения обусловлены неравенством давления на одном горизонтальном уровне под впадинами и поднятиями. Это — движущая сила адвекции. Ее значение примерно одинаково для двух соседних слоев. Но если эти слои обладают разной вязкостью, что весьма характерно для геосинклинальной толщи, состоящей из слоев и пачек разного состава, то и скорость течения у этих двух слоев будет различна, отражаясь в разных значениях параметра  $A$ , входящего в функцию тока. Из неразрывности замкнутой ламинарной струи и постоянства вдоль нее функции тока следует, что не только на горизонтальных, но и на вертикальных участках эти струи должны продвигаться с разной скоростью. В этом состоит причина неоднородности ламинарного течения в областях восходящего (а также и нисходящего) адвективного потока. Таким образом, адвективная концепция вносит существенный вклад в решение давнего и трудного вопроса структурной геологии — могут ли существовать „складки скалывания“, „складки поперечного (к слоистости) течения“ и т.п. Может быть, со временем по профилю складок в доступной для наблюдения области восходящего потока можно будет реконструировать эпюры скоростей этого неоднородного потока. А затем на этой базе воссоздавать эпюры скоростей нижнего горизонтального потока, и по ним — реологический разрез более глубоких, недоступных для наблюдения слоев и пачек геосинклинальной толщи.

При термофлюидной адвекции появляется и другой важный фактор, который может стимулировать процесс сдвига вдоль осевых поверхностей складок, — фильтрация сжатых флюидов, в избытке насыщающих геосинклинальную толщу. Вероятно, что эта фильтрация идет не сплошным однородным фронтом, а концентрируется в зонах антиклинальных складок, аналогично скоплениям нефти и газа. Избыточное давление флюидов в ядрах антиклиналей также вносит в складкообразование элемент поперечного изгиба, т.е. изгиба, обусловленного вертикальными усилиями, в результате чего, в частности, стимулируется процесс относительного проскальзывания пластин кливажа. Присутствие тех же флюидов уменьшает трение на поверхности кливажа и тоже способствует проскальзыванию.

Такие движения вряд ли были бы возможны при отсутствии в геосинклинальной толще инверсии плотности. В то же время при наличии последней они способствуют ее ликвидации и могут быть названы поэтому локальными адвективными движениями, по А.В. Вихерту и М.А. Гончарову. В отличие от адвективных движений, способствующих

росту антиклинорий, которые мы в дальнейшем будем именовать частными, локальные адвективные движения стимулируют лишь рост отдельных складок. А.В. Вихерт считает, и автор разделяет его точку зрения, что именно в результате таких движений в структуре складчатых областей обнаруживается тенденция к гребневидности антиклиналей и осложненности последних более мелкими складками [36]. Это приводит в конечном счете к отсутствию подобия между анти- и синклиналями. Напомним, что отсутствие подобия обнаруживается и при сравнении морфологии более крупных положительных и отрицательных адвективных структурных форм (см. рис. 17 и 20).

Таким образом, отдельные складки растут в поле горизонтального сжатия, обусловленного частной адвекцией, и вертикальных усилий, стимулируемых локальной адвекцией. Действуя совместно, эти два фактора значительно ускоряют рост складок, по данным А.К. Егорова и Ж.Ш. Жантаева, а также Ж.-К. Сула, поскольку одновременно „включаются“ все три названных механизма складкообразования — изгиб, сплющивание и простой сдвиг. В экспериментах локальные адвективные движения имитируются всплыванием пузырьков воздуха, о которых говорилось выше. Это всплывание наиболее интенсивно в участках значительного горизонтального сжатия, выявляемого по сближению первоначально вертикальных прямых (см. рис. 20, б) и обусловленного частной адвекцией, т.е. ростом крупных поднятий. Именно в этих участках и возникает наиболее интенсивная мелкая складчатость.

Вместе с тем еще раз подчеркнем, что проблема, затронутая в данном параграфе, далека от окончательного разрешения и требует специальных исследований, направленных, в частности, на выявление морфологических отличий адвективной складчатости от складчатости, возникшей под влиянием внешнего бокового сжатия.

#### Две формы поверхностного горизонтального переноса вещества при адвективных движениях

В простейшей математической модели и во всех экспериментах верхняя граница адвектирующего слоя была свободной, т.е. на ней отсутствовали касательные напряжения. В то же время она в процессе адвекции сохраняла первоначально плоскую форму. Хотя в действительности свободная поверхность под действием возмущений должна деформироваться, в интересующем нас случае этот эффект незначителен [14]. В областях адвективных поднятий амплитуда рельефа поверхности адвектирующей геосинклинальной толщи составляет всего лишь десятки метров.

Таким образом, растущие адвективные поднятия не могут иметь отражение в рельефе геосинклинальной области на инверсионной стадии ее развития. Это находится в соответствии с геологической историей цен-

тральных поднятий, которые представляют собой поверхностное отражение адвективных глубинных диапиров. В то же время история развития центральных поднятий свидетельствует о том, что они в процессе своего роста не только расплзались под действием силы тяжести, но и денудировались, а обломочный материал сносился в соседние краевые прогибы, образуя верхнетерригенную формацию [4].

Таким образом, существуют две принципиально различные формы переноса вещества в верхней части адвектирующей геосинклинальной толщи.

Одна форма — когда траектории движения частиц находятся внутри адвектирующей толщи (см. рис. 16, б, 17, 20). При этом верхний горизонтальный поток вещество осуществляет, как и в других участках, в твердом состоянии по законам механики сплошных сред. Над поднятиями возникает зона горизонтального растяжения, над впадинами — горизонтального сжатия, а между ними — область горизонтального перемещения, где развиваются шарьяжи. Последние представляют собой основной механизм горизонтального адвективного потока. Все это происходит в приповерхностных зонах земной коры, но без всякого участия денудации и аккумуляции. Лишь на орогенном этапе зона шарьяжей вскрывается денудацией и становится доступной для исследования.

Другая форма горизонтального переноса вещества — денудация в областях центральных поднятий, транспортировка осадков и их аккумуляция в областях краевых прогибов. Денудация заменяет здесь растяжение, а аккумуляция — сжатие, которые характерны для верхней части адвектирующей толщи. Таким образом, траектории движения вещества здесь частично располагаются в пределах гидросферы и атмосферы (рис. 21, а). Денудация и аккумуляция отражены на рис. 21, б-г и представляют собой некоторое видоизменение этапов адвективного процесса (см. рис. 17, б-г).

Для рассматриваемого варианта адвективных тектонических движений характерны следующие особенности.

1. Увеличение отношения расстояния между смежными поднятиями и впадинами к мощности адвектирующей толщи (см. рис. 17 и 21).
2. Отсутствие шарьяжей, поскольку горизонтальная транспортировка материала происходит в пределах гидро- и атмосферы в виде переноса обломочных частиц. Такая картина имела место, например, на Большом Кавказе [45], за исключением его юго-восточного окончания, где шарьяжи представляли собой одну из форм выполнения прогибов, по Б.В. Григорьянцу.
3. Денудация материала в областях поднятий и вскрытие глубинной складчатой структуры.
4. Накопление осадков в областях впадин синхронно со складкообразованием в зоне поднятия, на что указал, например, А.Е. Довжиков.
5. Смятие в складки верхнетерригенной толщи в прогибах парал-

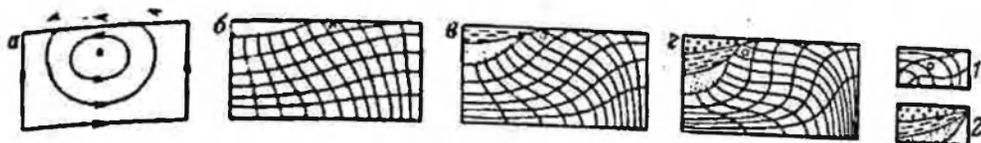


Рис. 21. Модификация модели адвекции (см. рис. 16, б и 17) применительно к слущо денудации в областях поднятий и осадконакопления во впадинах:

а — траектории движения элементарных объемов горных пород в виде сплошной среды ниже земной поверхности (сплошные линии) и в виде обломочных частиц выше земной поверхности (прерывистые линии); б — г — последовательные стадии процесса.

1 — элементарный объем горных пород; 2 — осадконакопление во впадинах

ельно с продолжающимся в них осадконакоплением; такое смятие изучал П.М. Бондаренко посредством моделирования. Поскольку сама эта толща накапливалась одновременно со складкообразованием в зоне поднятия, то можно говорить о миграции фаз складкообразования по направлению к периферии центрального поднятия, что тоже характерно для природных складчатых областей.

6. Закономерное изменение интенсивности складчатости в прогибах. Вниз по разрезу эта интенсивность увеличивается, по П.М. Бондаренко, а еще ниже складчатость выполаживается, так как в нижней части впадин господствует горизонтальное растяжение. Это соответствует данным бурения на нефть и газ в периферических прогибах складчатых областей.

7. Горизонтальное перемещение подошвы вновь образуемых осадков в сторону оси прогиба. В результате создается впечатление, что каждый новый этап осадконакопления происходит на более широкой площади (см. рис. 21, б—г). Однако это впечатление „трансгрессивности“ осадочной толщи только кажущееся. Не исключено, что это обстоятельство имеет смысл учитывать при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях. В качестве примера можно привести разрез одной из антиклиналей Северо-Западного Кавказа (рис. 22), развитие которой можно представить по аналогии с участком на рис. 21, б—г, который помечен кружком.

Сочетание обеих названных форм переноса вещества горных пород в верхней части адвектирующей толщи может приводить к олистостромово-олистолитовой седиментации в перишарьяжных депрессиях, по Г. Лютценсу.

Преобладание той или другой формы зависит от соотношения скорости гравитационного расползания адвективных поднятий и скорости их денудации. Если скорость денудации на 2—3 порядка превышает скорость расползания, то для характеристики процесса можно использовать модель Х. Такеути и М. Саката. В этой модели самая верхняя часть адвектирующей толщи обладает сильно пониженной (по сравнению со всей толщей) вязкостью. Поэтому в верхней части происходит интенсивное горизонтальное течение вещества от поднятий ко впадинам, которое

тральных поднятий, которые представляют собой поверхностное отражение адвективных глубинных диапиров. В то же время история развития центральных поднятий свидетельствует о том, что они в процессе своего роста не только расползались под действием силы тяжести, но и денудировались, а обломочный материал сносился в соседние краевые прогибы, образуя верхнетерригенную формацию [4].

Таким образом, существуют две принципиально различные формы переноса вещества в верхней части адвектирующей геосинклинальной толщи.

Одна форма — когда траектории движения частиц находятся внутри адвектирующей толщи (см. рис. 16, б, 17, 20). При этом верхний горизонтальный поток вещество осуществляет, как и в других участках, в твердом состоянии по законам механики сплошных сред. Над поднятиями возникает зона горизонтального растяжения, над впадинами — зона горизонтального сжатия, а между ними — область горизонтального перемещения, где развиваются шарьяжи. Последние представляют собой основной механизм горизонтального адвективного потока. Все это происходит в приповерхностных зонах земной коры, но без всякого участия денудации и аккумуляции. Лишь на орогенном этапе зона шарьяжей вскрывается денудацией и становится доступной для исследования.

Другая форма горизонтального переноса вещества — денудация в областях центральных поднятий, транспортировка осадков и их аккумуляция в областях краевых прогибов. Денудация заменяет здесь растяжение, а аккумуляция — сжатие, которые характерны для верхней части адвектирующей толщи. Таким образом, траектории движения вещества здесь частично располагаются в пределах гидросферы и атмосферы (рис. 21, а). Денудация и аккумуляция отражены на рис. 21, б—г и представляют собой некоторое видоизменение этапов адвективного процесса (см. рис. 17, б—г).

Для рассматриваемого варианта адвективных тектонических движений характерны следующие особенности.

1. Увеличение отношения расстояния между смежными поднятиями и впадинами к мощности адвектирующей толщи (см. рис. 17 и 21).
2. Отсутствие шарьяжей, поскольку горизонтальная транспортировка материала происходит в пределах гидро- и атмосферы в виде переноса обломочных частиц. Такая картина имела место, например, на Большом Кавказе [45], за исключением его юго-восточного окончания, где шарьяжи представляли собой одну из форм выполнения прогибов, по Б.В. Григорьевичу.
3. Денудация материала в областях поднятий и вскрытие глубинной складчатой структуры.
4. Накопление осадков в областях впадин синхронно со складкообразованием в зоне поднятия, на что указал, например, А.Е. Довжиков.
5. Смятие в складки верхнетерригенной толщи в прогибах парал-

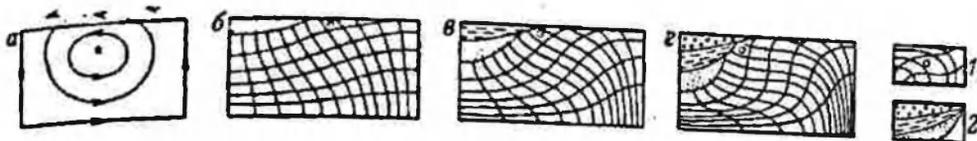


Рис. 21. Модификация модели адвекции (см. рис. 16, б и 17) применительно к случаю денудации в областях поднятий и осадконакопления во впадинах:

а — траектории движения элементарных объемов горных пород в виде сплошной среды ниже земной поверхности (сплошные линии) и в виде обломочных частиц выше земной поверхности (прерывистые линии); б — г — последовательные стадии процесса.

1 — элементарный объем горных пород; 2 — осадконакопление во впадинах

гально с продолжающимся в них осадконакоплением; такое смятие изучал П.М. Бондаренко посредством моделирования. Поскольку сама эта толща накапливалась одновременно со складкообразованием в зоне поднятия, то можно говорить о миграции фаз складкообразования по направлению к периферии центрального поднятия, что тоже характерно для природных складчатых областей.

6. Закономерное изменение интенсивности складчатости в прогибах. Вниз по разрезу эта интенсивность увеличивается, по П.М. Бондаренко, а еще ниже складчатость выполаживается, так как в нижней части впадин господствует горизонтальное растяжение. Это соответствует данным бурения на нефть и газ в периферических прогибах складчатых областей.

7. Горизонтальное перемещение подошвы вновь образуемых осадков в сторону оси прогиба. В результате создается впечатление, что каждый новый этап осадконакопления происходит на более широкой площади (см. рис. 21, б—г). Однако это впечатление „трансгрессивности“ осадочной толщи только кажущееся. Не исключено, что это обстоятельство имеет смысл учитывать при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях. В качестве примера можно привести разрез одной из антиклиналей Северо-Западного Кавказа (рис. 22), развитие которой можно представить по аналогии с участком на рис. 21, б—г, который помечен кружком.

Сочетание обеих названных форм переноса вещества горных пород в верхней части адвектирующей толщи может приводить к олистостромово-олистолитовой седиментации в перишарьяжных депрессиях, по Г. Лютценсу.

Преобладание той или другой формы зависит от соотношения скорости гравитационного расползания адвективных поднятий и скорости их денудации. Если скорость денудации на 2—3 порядка превышает скорость расползания, то для характеристики процесса можно использовать модель Х. Такеути и М. Саката. В этой модели самая верхняя часть адвектирующей толщи обладает сильно пониженной (по сравнению со всей толщей) вязкостью. Поэтому в верхней части происходит интенсивное горизонтальное течение вещества от поднятий ко впадинам, которое

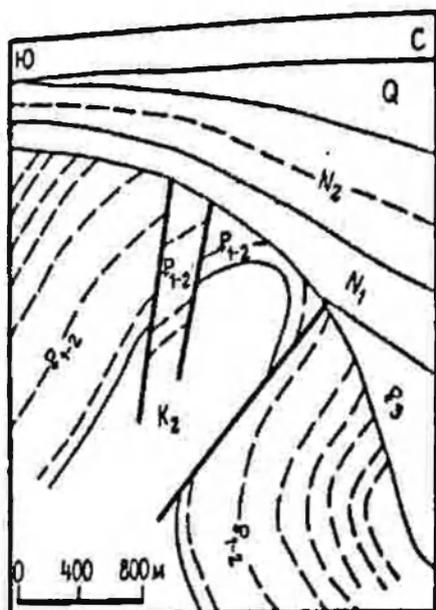


Рис. 22. Антиклиналь в отложениях верхнего мела — эоцена, несогласно перекрытая олигоценовыми и миоценовыми отложениями (северо-западная часть Кавказа) (по В.В. Белоусову)

можно принять в качестве аналогии денудации и осадконакопления. Центр адвективной ячейки смещается к поверхности толщи, а в ячейке отсутствуют зоны горизонтального растяжения над поднятиями и сжатия над впадинами. При этом отражает необходимость в поиске этих зон в складчатых областях, что всегда было камнем преткновения для гипотез „гравитационного тектогенеза“. Функции растяжения и сжатия полностью выполняют денудация на поднятиях и аккумуляция осадков во впадинах. Моделирование этого эффекта на ЭВМ в принципе возможно и уже применялось В.О. Михайловым.

Другой аспект этого вопроса возникает в связи со становлением понятия об анизотропии вязкости [1]. До складкообразования пре-

обладает горизонтально-слоистая текстура, поэтому вязкость в горизонтальном направлении  $\eta_x$  значительно ниже „вертикальной“ вязкости  $\eta_z$ . Эта обстановка благоприятна для формирования доскладчатых покровов и неблагоприятна для образования рельефа. Но при складкообразовании положение меняется, начинает преобладать вертикально ориентированная текстура (кливаж, трещины, разрывы) и  $\eta_z \ll \eta_x$ . Теперь формирование рельефа и сопровождающей его денудации облегчается, а его расположение затрудняется.

Итак, для поднятий возможны два способа их денудации. Один — обычная экзогенная денудация, другой — тектоническая денудация в виде расползания поднятий.

Для впадин можно указать четыре способа их компенсации, отличающихся по степени дезинтеграции материала, выполняющего впадину.

1. Смятие в складки пакета шарьяжей, перемещенного в область впадины. Это чисто деформационный способ увеличения мощности массива горных пород при опускании его подошвы, без дезинтеграции массива.
2. Формирование пакета шарьяжей во впадине, т.е. как бы выполнение области прогибания последовательно накладывающимися друг на друга пластинами.
3. Олистостромово-олистопитовая седиментация, т.е. смесь обломков шарьяжных пластин с осадочным материалом.
4. Чисто осадочная седиментация.

Вопрос о компенсации прогибания земной коры осадконакоплением обсуждается уже давно, но проблема компенсации такого прогибания иными способами еще не была поставлена.

#### Вклад адвективного процесса в становление структуры континентальной земной коры

Если продолжить аналогию с внутренними морями (см. гл. 2), то строение земной коры на доинверсионной геосинклинальной стадии представляется сверху вниз следующим образом: осадочная толща с характерной мощностью до 20 км; высокоскоростная консолидированная часть коры с характерной мощностью 10 км, по И.П. Косминской, Н.И. Павленковой, Е.В. Артюшкову и другим; аномальная мантия. Кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию.

На инверсионной стадии осадочная толща испытывает региональный метаморфизм и крупномасштабные внутрикоровые адвективные перемещения, которые изменяют структуру коры.

Как известно, в структуре литосферы, помимо границы М (Мохоравичича), наиболее надежно устанавливаемой является граница Ф (поверхность фундамента — консолидированной части коры). Это граница перехода от слабометаморфизованных и дислоцированных к сильно метаморфизованным, дислоцированным и часто гранитизированным породам. В то же время именно региональный метаморфизм, складкообразование и „осушение“ ранее избыточно обводненных геосинклинальных осадочных толщ — основные атрибуты разных этапов адвективного процесса. Следовательно, этот процесс ведет к существенному изменению тех свойств земной коры, которые поддаются расшифровке при применении сейсмического и других геофизических методов.

Региональный метаморфизм и последующее „осушение“ толщ ведут к увеличению их плотности, в особенности в зонах адвективных поднятий, где изограды метаморфизма располагаются наиболее высоко, а тектонические деформации, способствующие „осушению“, наиболее интенсивны. Поэтому для сохранения изостатического равновесия должно происходить погружение границ Ф и М с возрастанием мощности коры. При этом граница Ф теряет свою первоначальную сейсмическую четкость или совсем исчезает, а бывшая осадочная толща становится частью консолидированной коры. Действительно, кора складчатых областей имеет повышенную мощность, что далеко не всегда связано с орогенным этапом ее развития [35]. В этом отношении характерны данные о строении Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, полученные в последние десять лет благодаря усилиям больших коллективов геофизиков, достаточно детальные и геологически чрезвычайно информативные. В этих впадинах на протяжении главным образом среднего и позднего палеозоя накопились осадочные толщи мощностью 15—25 км, соизмери-

мой с мощностью геосинклинальных толщ. При этом в Прикаспийской впадине и Днепровском грабене общал мощность коры понижена по сравнению с окружающими территориями Восточно-Европейской платформы и составляет 30–35 км, а консолидированная часть коры отличается повышенной скоростью продольных сейсмических волн. Если к этому добавить весьма слабый метаморфизм и дислоцированность осадочных толщ (последняя ограничена лишь проявлениями солянокупольной тектоники) в сочетании с относительно высокой пористостью и водонасыщенностью подсолевых отложений, то можно принять, что эти регионы как бы законсервировались на стадии, в известной мере сопоставимой с доинверсионной геосинклинальной стадией.

На Донецком отрезке названной впадины (в Донбассе) картина несколько иная. Мощность коры здесь повышена и составляет 45 км. Осадочная толща метаморфизована, дислоцирована и „осушена“ в гораздо большей степени, чем в названных выше регионах. В то же время нет никаких оснований полагать, что такое состояние коры достигнуто благодаря сближению Украинского щита и Воронежской антеклизы, поскольку в этом случае был бы „раздавлен“ и Днепровский грабен, следов чего не наблюдается. Остается искать другие объяснения, среди которых наиболее приемлемым представляется адвективное, по В.А. Корчемагину.

Адвективный процесс охватывает не всю земную кору, а только ту ее часть, в которой возникает инверсия плотности, — геосинклинальную осадочную толщу, иногда вместе с подстилающим гранитно-метаморфическим фундаментом. В нижней части адвектирующего комплекса минеральная плотность пород составляет около  $2,8 \text{ г/см}^3$  (см. гл. 3); после „осушения“ и ликвидации пористости эта цифра отвечает плотности пород в обычном смысле. В то же время в адвекции из-за высокой плотности ( $2,9 - 3,0 \text{ г/см}^3$ ) не участвует нижний гранулитобазитовый слой земной коры, по Кр. Дж. Толботу. Вероятно, именно с этим связан статистический разрыв поля скоростей продольных сейсмических волн в области значений плотности  $2,85 - 2,95 \text{ г/см}^3$ , обусловленный, по-видимому, редкостью пород с такой плотностью [35].

Но если процесс адвекции ограничен снизу поверхностью геосинклинального фундамента или гранулитобазитового слоя, то при приближении к этой поверхности адвективные структуры должны выглаживаться и затухать (см. рис. 17 и 20). О затухании складчатости по мере приближения к фундаменту уже говорилось в гл. 1 как об одной из характерных черт складчатых комплексов. Неучастие фундамента в адвекции иногда подчеркивается сохранением доинверсионной прогнутости его поверхности, несмотря на частую инверсию в осадочном чехле, по данным А.Е. Довжикова. Тектонические структуры, фиксируемые на поверхности, несмотря на частую инверсию в осадочном чехле, по подошвы  $K_1$  первого сейсмического слоя в новой трехчленной сейсми-

ческой модели континентальной коры Н.И. Павленковой. Ниже границы  $K_1$  для коры характерна горизонтально-слоистая структура. Не исключено, что первый сейсмический слой древних платформ отвечает нижней части комплекса, испытавшего адвекцию в раннем докембрии, верхняя часть которого была впоследствии уничтожена денудацией. Нижняя часть коры в этой адвекции не участвовала и сохранила свою горизонтально-слоистую структуру.

Выполаживание адвективных структур в направлении подошвы адвектирующей толщи отчетливо видно на примере соленосных и перекрывающих их надсолевых толщ. В качестве примера можно привести подошву кунгурского яруса нижней перми [35] и мессинского яруса миоцена [38].

С названным выполаживанием можно связать появление в коре слоев с пониженной сейсмической скоростью (волноводов) преимущественно на глубинах 10–30 км, отличающихся также повышенной электропроводностью, обусловленной, скорее всего, избыточным обводнением [38]. Причину такого обводнения можно, в частности, усматривать в том, что пологая складчатость вблизи подошвы адвектирующей толщи не смогла обеспечить значительное увеличение проницаемости пород, и они так и остались избыточно обводненными.

Как уже говорилось, после „осушения“ пород их плотность увеличивается по мере приближения к центрам бывших адвективных поднятий. Соответственно должна возрастать и сейсмическая скорость. Другими словами, линии равных скоростей в вертикальном сейсмическом разрезе через складчатую область должны испытывать подъем в направлении антиклинорий, что и наблюдается в действительности [35]. В то же направление происходит и „омоложение“ сейсмических границ.

Модель, описанная в предыдущем разделе данной главы и предусматривающая сочетание адвекции с денудацией и осадконакоплением, находится в хорошем согласии с теми ситуациями, когда складчатость и срезающее ее угловое несогласие при переходе к соседнему прогибу сменяются непрерывным разрезом осадочной толщи, в котором складчатость и угловое несогласие отсутствуют, по А.Е. Довжикову, Ш.А. Басенцян и др.

Если в течение одного геосинклинального цикла происходила адвекция в сочетании с денудацией и осадконакоплением, а в течение последующего цикла адвектирующий комплекс был „запечатан“ новой осадочной толщей, то граничная сейсмическая скорость в подошве этой осадочной толщи должна уменьшаться при переходе от областей бывших адвективных поднятий к областям впадин. Такие соотношения имеют место. Например, в некоторых регионах Средиземноморского складчатого пояса особенность подошвы альпийского осадочного комплекса — разная степень ее сглаженности. В тех случаях, когда ниже нее расположены интенсивно дислоцированные породы поднятий, граница фикси-

руется более четко, а значения граничной скорости возрастают (5,5÷7,5 км/с). Наоборот, в прогибах, где нижележащий комплекс осадков дислоцирован слабо, значения граничных скоростей уменьшаются (4,7÷6 км/с).

В заключение этого раздела обратим внимание на то обстоятельство, что существует колоссальное различие между детальностью, с которой геолог изучает горные породы, и той усредненной сейсмической характеристикой среды, какую дает нам глубинное сейсмическое зондирование. В первом случае степень дифференциации геологического разреза измеряется метрами, во втором — километрами. Нужно отметить, что если сейсмологи с каждым годом делают все новые и новые шаги в отношении детализации своих работ, то геологи еще почти ничего не сделали с целью усреднения конкретных геологических разрезов [35]. Полностью разделяя эту точку зрения И.А. Резанова, автор считает, что в аспекте адвективной концепции согласие с сейсмическими данными следует искать в масштабе крупных структур (см. рис. 17), а не осложняющих их мелких складок (см. рис. 18).

#### Специфика адвективного складкообразования в высокометаморфизованных толщах

Там, где выше шла речь о складкообразовании, не проводилось различия между складчатостью в слабо- и высокометаморфизованных комплексах, но было подчеркнуто, что рассматриваются складчатые деформации, происходящие на ранних этапах процесса адвекции (см. рис. 17, 18, б-г, 20, а-в). В то же время на этих этапах амплитуда адвективных поднятий не очень велика и высокометаморфизованные толщи еще остаются на достаточно больших глубинах. Поэтому в тех складчатых областях, где адвекция не зашла слишком далеко, вблизи поверхности обнажаются слабометаморфизованные толщи, смятые в складки.

Однако в других случаях процесс адвекции идет дальше и соответствует этапам в моделях, отраженным на рис. 17, 18, д-ж и 20, г. При этом высокометаморфизованные комплексы приближаются к земной поверхности и становятся доступными для изучения.

*Особенности структуры высокометаморфизованных комплексов.* В последнее время структура названных комплексов привлекает пристальное внимание геологов. Уже появились обобщенные сводки по этому вопросу [21, 31, 46]. В свете последних исследований основные особенности тектоники метаморфических комплексов таковы: большое разнообразие форм и пространственного положения складок, их резкая дисгармония; сочетание складок нескольких порядков; развитие тесно сжатых, изоклинальных складок; широкое развитие складок как лежащих, так и с круто погружающимися шарнирами; наложение складчатостей разных этапов и разного плана, иногда с полным затушевыванием

более ранней складчатой структуры; тектоно-метаморфическая переработка пород, приводящая к созданию новых плоскостных структур (сланцеватости и метаморфической полосчатости); обилие разрывных нарушений и тектоническое разлинзование в мелких и крупных масштабах; распространенность положительных структур с гранитизированным материалом в их ядрах [46].

*Деформационный цикл.* В последнее время усиленно изучается структурная эволюция высокометаморфизованных комплексов. Введено понятие о деформационном цикле. Однако обнаружилась неоднозначность в его толковании.

В.В. Эз называет деформационным циклом ряд преобразований, которые испытывает один и тот же объем горных пород, начиная от их формирования на поверхности и кончая приближением снова к поверхностным условиям. Он считает, что такой цикл нельзя отождествлять с циклом геосинклинального развития, поскольку последний определяется совершенно иными признакам, запечатленным в геологическом строении приповерхностных частей коры. В.В. Эз полагает, что горные породы подвергаются прогрессивному метаморфизму и складчатым деформациям еще на стадии погружения, а в процессе поднятия происходит гранитизация, регрессивный метаморфизм и дальнейшее усложнение складчатой структуры. В концепции В.В. Эза движущей силой считается гранитизация, которая создает инверсию плотности в земной коре; в результате происходят движения конвективного типа. Эти движения охватывают всю земную кору и вызывают сложные складчатые деформации.

Предполагаемая В.В. Эзом схема процессов, протекающих при всплытии разуплотненного материала из нижних частей коры, во многом близка к рассматриваемой в данной работе. Первое отличие схемы В.В. Эза состоит в источнике адвективных движений. У В.В. Эза этот источник — гранитизация, а у нас — избыточное обводнение. Это порождает и второе отличие — охват движениями различных геосфер. Согласно В.В. Эзу, процесс гранитизации возбуждает адвекцию во всей земной коре. Рассматриваемая же нами термофлюидная адвекция охватывает только верхнюю половину коры. С этим вторым отличием связано и третье — В.В. Эз отрицает возможность нахождения в нижней части адвектирующего слоя практически недеформированных и неметаморфизованных пород. Это вполне естественно, когда речь идет о подошве земной коры. В нашей же схеме подошва адвектирующей толщи может совпадать с основанием геосинклинального чехла, подстилаемого фундаментом. В этом случае даже низы геосинклинальной толщи могут на доинверсионной стадии не подвергаться существенному метаморфизму и деформациям. К такой адвектирующей толще применимо другое определение понятия о деформационном цикле (см. гл. 3), основанное на анализе около 120 структурных исследований в различных регионах с составлением специальной картотеки, выполненных А.Н. Казаковым и др.

Этот цикл отвечает не всей геосинклинальной истории комплекса, а лишь некоторой ее части, начиная с момента интенсивной метаморфической перекристаллизации [31], т.е. по существу инверсионной стадии геосинклинального режима. Предполагается, что на доинверсионной стадии существенных деформаций горных пород не происходит. Сохраняются структуры и текстуры, свойственные осадочным толщам, например ритмичная слоистость и складки подводного оползания [21].

Деформационный цикл начинается с этапа, который характеризуется однородным региональным метаморфизмом, равномерно охватывающим большие площади, по В.А. Глебовицкому. В это время возникает сланцеватость, в основном параллельная слоистости, а также мелкая резко асимметричная лежащая складчатость (см. рис. 5, 6). Эти деформации не нарушают в общем спокойное залегание пачек слоев, которое фиксируется по положению зеркала мелкой лежащей складчатости. Более крупные структуры этого этапа представлены пологими брахиантиклиналями шириной 10–20 км, в результате чего стратиграфические границы превращаются в волнистые, слегка „куполяющиеся“ поверхности [31]; это характерно и для слабометаморфизованных толщ, по данным Е.И. Паталахи и Т.В. Гиоргобиани. В целом этот этап может быть охарактеризован как предварительный этап (фаза) складкообразования.

На втором этапе деформационного цикла метаморфизм приобретает зональный характер и возникают термальные антиклинали, по В.А. Глебовицкому. Этот этап может быть квалифицирован как главный этап (фаза) складкообразования, поскольку именно в это время формируются крупные и осложняющие их мелкие линейные складки геосинклинального типа. Их осевые поверхности и сланцеватость характеризуются субвертикальной ориентировкой. Складки, как и все структурные формы, связанные с данным этапом деформационного цикла, являются „сквозными“ как для высокометаморфизованных, так и для вышележащих слабометаморфизованных толщ. На этом этапе оформляется складчатая структура региона, получающая отражение на геологических и тектонических картах [31].

На последующих этапах цикла происходит лишь некоторое дооформление складчатой структуры, о деталях которого, во избежание повторений, будет сказано ниже.

*Интерпретация этапов деформационного цикла с позиций концепции термофлюидной адвекции.* В гл. 4 было показано, что в зависимости от числа Рэлея  $R$ , определяемого формулой (6), осуществляется один из трех возможных режимов термофлюидной адвекции — дилатации ( $R < R_1$ ), линейной адвекции ( $R_1 < R < R_2$ ) или купольной адвекции ( $R > R_2$ ). Напомним, что при прочих равных условиях число  $R$  возрастает с увеличением геотермического градиента и уменьшением вязкости пород. Поскольку переход от доинверсионной стадии геосинклинального режима к инверсионной происходит в условиях прогрессирующего

подъема геоизотерм, то вполне естественно, что в первую очередь возникает режим дилатации, предваряющий режим адвекции. Увеличение объема горных пород (дилатация) происходит под воздействием сверхвысокого флюидного давления в системе, ограниченной снизу и с боков, в обстановке автостресса [20] (см. гл. 3).

Эксперименты с эквивалентными материалами, проведенные И.В. Кирилловой, показали, что невозможность дилатационного расширения вниз и по латерали создает в нижней части модельных образцов обстановку вертикального автостресса (т.е. сжатия, направленного по вертикали), а в верхней — горизонтального автостресса. Это вызывает образование ориентированных текстур, которые можно в первом случае сопоставлять с горизонтальной сланцеватостью, параллельной слоистостью, а во втором — с вертикальным секущим кливажем. Это вполне увязывается с выводами П. Фурмарье, который на основании многолетних региональных исследований пришел к заключению о существовании „нижнего фронта кливажа“, отделяющего зону секущего кливажа от зоны послонной сланцеватости. Современный вариант этой вертикальной зональности, с учетом ее становления на разных этапах деформационного цикла, описан в работе Ю.В. Миллера [31]. В отличие от Ю.В. Миллера, автор считает, что кливаж в верхних слабометаморфизованных толщах зарождается еще при режиме дилатации, т.е. на первом этапе деформационного цикла, сохраняясь в реликтовом состоянии на участках горизонтального залегания слоев. Развивается он при режиме адвекции.

Эксперименты со слоистыми материалами показали, что в обстановке дилатации возникают локальные поднятия (размер которых зависит от мощности дилатирующей толщи), осложненные гребневидными, грибообразными и асимметричными складками в сочетании с пологими надвигами. Эти складки лишь местами нарушают пологое залегание слоев [9]. Наличие грибообразных складок и пологих надвигов свидетельствует о том, что в дилатирующей толще, ограниченной снизу и с боков и в целом расширяющейся только кверху, происходит некоторое горизонтальное перераспределение вещества слоев, т.е. как бы наползание одной части слоя на другую в результате дилатационного удлинения слоя при невозможности расширения в стороны. Если такое наползание осуществляется в глубинных условиях, оно вполне может быть рассредоточено в отдельных участках дилатирующего слоя и выражено в виде системы лежащих складок. При этом общее залегание метаморфической толщи почти не нарушается.

Генезис структурных форм, возникающих на первом этапе деформационного цикла, наиболее дискуссионен [31]. Автор счел целесообразным включить в эту дискуссию, сопоставив предваряющим режим складкообразования с режимом дилатации, также предваряющим режим адвективного складкообразования.

Крупные поднятия этого этапа пологие потому, что общее увеличение

объема геосинклинальной толщи невелико (см. гл. 4). Оно не может обеспечить их дальнейшее развитие в той степени, как это происходит при последующей адвекции.

По той же причине мелкая лежачая складчатость этого этапа (см. рис. 5, 6) характеризуется незначительной интенсивностью, если в качестве мерил последней использовать отношение длины слоев к их горизонтальной проекции, по А.В. Вихерту. Что же касается ее резкой асимметрии, то, как попытался показать, в том числе экспериментально, Ю.В. Миллер [31], последняя может быть обусловлена возникновением этой складчатости при горизонтальном течении толщ с вертикальным градиентом скорости течения. Как известно, такое течение всегда обусловлено горизонтальным градиентом давления. Возникновение подобного градиента флюидного давления неизбежно в случае горизонтально-неоднородного метаморфизма, в особенности при разном типе метаморфизма в различных частях складчатой области. В качестве примера можно привести складчатую область Центрального Памира, регионально метаморфизованную в кайнозой [31]. Во внутренней части этой области имел место метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (низкого давления), а во внешней части — кианит-силлиманитового типа (умеренного давления). Не исключено, что существовавший при этом горизонтальный градиент давления обусловил горизонтальное течение толщ с формированием асимметричных складок первого этапа деформационного цикла, структурный рисунок которых (стиль „набегания“) остается постоянным в пределах всей складчатой области, в том числе на противоположных крыльях частных поднятий внутри области.

Особенностью этих мелких складок и осложняющей их в основном послышной сланцеватости является изменчивая ориентировка их шарниров, зависящая от местных причин [21], и одновременный рост различно ориентированных зерен, что свидетельствует об изменчивости поля напряжений, в котором они сформировались, по данным Ю.П. Видяпина. Уплотненные включения (гальки, конкреции и др.) ориентированы параллельно сланцеватости [31]. Это говорит о том, что наряду с горизонтальным сдвигом, о котором говорилось выше, существовало субвертикальное сжатие по нормали к сланцеватости. В то же время длинные оси таких включений, равно как и минеральная линейность, обычно параллельны шарнирам складок, по данным В.С. Милеева. Статистическая обработка включений, проведенная В.С. Милеевым, показала, что вдоль средней оси деформации, т.е. по нормали к шарнирам складок, происходило слабое сжатие. Примечательно то, что минеральная линейность развита и там, где мелкие складки вообще отсутствуют [31].

Таким образом, мы имеем дело с некоторым парадоксом. С одной стороны, по нормали к сланцеватости и в основном совпадающей с ней слоистости происходило сжатие, т.е. слои испытывали растяжение и удлинялись. С другой стороны, слабое сжатие было направлено и вдоль слои-

тости по нормали к шарнирам складок. В.С. Милеев считает, что все удлинение слоев реализовалось вдоль шарниров складок. Это противоречит результатам экспериментов Ю.В. Миллера, который показал, что складки формируются в процессе удлинения слоев по нормали к их шарнирам. Однако в опытах Ю.В. Миллера линейность ориентирована в том же направлении, вопреки направлению природной линейности.

Проблема минеральной линейности, параллельной шарнирам складок, существует давно, и она достаточно серьезна, чтобы решить ее в двух словах. Однако вполне уместно то замечание, что для ее решения (как и для решения проблемы складкообразования в целом) обычно прибегают к предположению о внешних действующих силах. Дилатация и сопутствующий ей автостресс возникают под воздействием внутренних причин. Увеличение объема горных пород реализуется не только путем увеличения мощности, но и посредством удлинения слоев [9]. Поскольку сбоку нет свободного пространства для такого удлинения, то слои вынуждены сминаться в складки. „Самоудлинению“ слоев сильно способствует растущая параллельно им сланцеватость: зародыши пластинчатых минералов „собирают“ вещество для своего роста из ближайшей окрестности (в первом приближении округлой) и „перераспределяют“ его в пластинки, параллельные слоям. В то же время постоянное упирание слоев в жесткие боковые ограничения создает обстановку реактивного сжатия по нормали к шарнирам складок. Относительно свободным остается третье направление — параллельное шарнирам складок. Это направление и использует для своего роста минеральная линейность. Не исключено, что именно в такой обстановке формируется складчатость „продольного горизонтального расплющивания“, выделенная В.С. Милеевым.

Для первого этапа деформационного цикла характерно закономерное изменение давления, при котором происходят минеральные преобразования. При низкоградиентном глаукофансланцевом метаморфизме происходит снижение давления с тенденцией к зеленосланцевому „перерождению“ глаукофансланцевых комплексов [31]. При высокоградиентном андалузит-силлиманитовом метаморфизме давление сначала повышается в процессе становления послышной сланцеватости, достигает своего максимума и начинает падать в то время, когда эта сланцеватость продолжает формироваться, а температура нарастать; после этого давление чаще всего быстро падает [31]. Названная сланцеватость может развиваться по породам, уже испытавшим значительный метаморфизм, но в то же время лишенным (наподобие роговиков) упорядоченной текстуры, по А.Н. Казакову и др. Все эти явления происходят в такой последовательности: повышение температуры — метаморфизм без стресса с выделением дегидратационной воды и повышением флюидного давления — флюидный автостресс и формирование сланцеватости — падение флюидного давления одновременно с дилатацией (увеличением объема).

Характерно и то, что вверх по разрезу, параллельно с уменьшением степени метаморфизма, происходит „обеднение“ разными структурами первого этапа деформационного цикла. Сначала исчезают птигматитовые складки, затем асимметричные и, наконец, послойная кристаллизационная сланцеватость [31]. Это находится в соответствии с уменьшением в этом направлении величины флюидного сверхдавления (см. гл. 3) и обусловленной им дилатации.

Заканчивая интерпретацию первого этапа деформационного цикла, отметим, что послойная кристаллизационная сланцеватость — это обычно наиболее интенсивно развитая сланцеватая текстура, для которой характерно сквозное, хотя и не всегда равномерное развитие во всех разновидностях пород [31]. Другими словами, основные минеральные преобразования в геосинклинальной осадочной толще происходят именно на этом этапе. При переходе к следующему этапу часто сохраняется минеральный парагенезис первого этапа; происходит лишь перекристаллизация части минералов с формированием на этот раз секущей слои сланцеватости, по данным А.Н. Казакова и др. В гл. 4 было указано, что минеральные преобразования при региональном метаморфизме требуют большого количества энергии. Это означает значительную „энергоёмкость“ первого этапа по сравнению с последующим. В той же главе было показано, что на дилатацию расходуется энергия, величина которой на порядок больше, чем требуется для последующего адвективного складкообразования. Это подтверждает правомерность трактовки первого этапа деформационного цикла как этапа термофлюидной дилатации.

Выше говорилось, что при происходящем на инверсионной геосинклинальной стадии увеличении числа Рэлея  $R$  со временем превышает критическое значение  $R_1$  и геосинклинальная толща теряет механическую устойчивость. Возникает режим линейной адвекции: на месте бывшей области однородного регионального метаморфизма происходит линейная в плане дифференциация на участки восходящих и нисходящих тектонических движений. В зонах поднятий возникают положительные термические аномалии. Наступает эпоха неоднородного, горизонтально-зонального метаморфизма [12], знаменующая собой начало второго этапа деформационного цикла — главной фазы складкообразования. Эта складчатость охватывает как высоко-, так и низкометаморфизованные комплексы. Ее основные особенности описаны выше. Заметим лишь, что и для высокометаморфизованных комплексов характерно выполаживание складок по мере приближения к геосинклинальному фундаменту [21], что соответствует модели адвекции (см. рис. 20).

Если в процессе метаморфизма пород происходит снижение их вязкости, что весьма вероятно, то может быть превышено критическое значение  $R_2$ . При этом возникает режим купольной адвекции с образованием гнейсовых и сланцевых куполов. Скорость изменения параметра  $R$  во времени определяет продолжительность существования линейного

и купольного режимов. В одних случаях до купольного режима дело не доходит, в других, наоборот, этот режим устанавливается с самого начала, в третьих — накладывается на линейный (см. гл. 4). Угасание термического режима регионального метаморфизма от раннего докембрия к фанерозою, по Б.Г. Лутцу, постепенно понижает вероятность превышения  $R_2$  и возникновения куполов.

Чтобы составить представление о различных этапах складчатых деформаций в рамках режима линейной адвекции, вернемся к простейшей математической модели (см. рис. 17 и 18).

Рассмотрим возникновение и эволюцию мелкой складчатости на примере двух квадратов, которым в природе отвечают так называемые домены — участки однородного стиля деформации [31]. Квадраты I (см. рис. 17, б, в) и II (см. рис. 18, б, в) сначала испытывают горизонтальное сжатие (см. гл. 4), возникает мелкая складчатость с вертикальными осевыми плоскостями. Затем эта деформация временно приостанавливается (см. рис. 17, г и 18, г), а далее квадраты начинают все больше сжиматься в противоположном — вертикальном направлении (см. рис. 17, д-ж и 18, д-ж). Это приводит к изгибанию осевых плоскостей в новые (наложенные) складки, осевые плоскости которых расположены теперь горизонтально. Они соответствуют природным лежащим складкам 3-го этапа деформационного цикла, возникшим от вертикального сжатия. В слабометаморфизованных толщах роль такого сжатия и соответствующего горизонтального „растекания” материала выполняет денудация в областях поднятий (см. рис. 21).

С квадратами 2 (см. рис. 17) и II (см. рис. 18) происходит иная эволюция. В течение всего процесса они испытывают только сжатие, параллельное основаниям, и соответствующее удлинение в перпендикулярном направлении. Но одновременно они поворачиваются против часовой стрелки, так что на поздних этапах адвекции их удлиненные стороны принимают положение, близкое к горизонтальному. Возникшая внутри квадратов мелкая складчатость в ходе процесса становится все более тесно сжатой и в то же время осевые плоскости складок непрерывно выполаживаются. Это характерно и для природных комплексов, по данным А.Н. Казакова и др. В конце концов складчатость становится лежащей и соответствует складчатости краевых частей складчатых областей, по Ю.В. Миллеру.

Поле складчатых деформаций отличается неоднородностью. Например, на этапе в (см. рис. 17, 18) в квадратах I и II возникает довольно интенсивная складчатость. Однако в соседних квадратах, расположенных в том же горизонтальном ряду, степень бокового сжатия убывает по мере удаления от квадрата I; в бывшем квадрате, помеченном звездочкой, такое сжатие вообще отсутствует. В подобных доменах, не затронутых складчатостью второго этапа деформационного цикла, могут сохраняться в чистом виде следы деформации первого этапа, что имеет место и в природе, по данным Ю.В. Миллера и др.

До сих пор речь шла о двумерных деформациях, которые свойственны режиму линейной адвекции и могут быть изображены в плоскости, перпендикулярной к оси линейных адвективных структур. В случае купольной адвекции деформация происходит во всех измерениях и анализ складчатости сильно усложняется. Не вдаваясь в подробности, отметим лишь, что при этом сначала возникают складки, шарниры которых располагаются горизонтально и радиально относительно центра куполов. Затем на них может наложиться кольцевая складчатость с концентрически расположенными шарнирами. По мере роста куполов радиальные шарниры становятся все более крутыми. На этапах  $d$ -ж (см. рис. 17-18) может появиться еще одна наложенная складчатость.

Вопрос о складчатых деформациях, возникающих при купольном режиме адвекции, требует специального исследования. В сугубо качественной постановке этот вопрос разбирается в работах Х. Рамберга [34] и В.В. Эза [46].

Результаты экспериментов подтверждают описанные выше закономерности возникновения и эволюции мелкой складчатости при адвективных тектонических движениях, в частности лежащей и наложенной складчатости. Действительно, на периферии складчатой зоны на определенной стадии процесса формируются лежащие складки (см. рис. 20, в). В том случае, когда к поверхности „всплывают“ наиболее глубокие толщи, в них образуются наложенные складки (см. рис. 20, г). При купольном режиме адвекции складчатость не имеет линейной упорядоченности в плане; возникают, в том числе наложенные, складки с крутыми шарнирами и различным простиранием осей, по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову. В опытах Л.А. Черкашина, в которых применялась разработанная автором методика, были воспроизведены купола, морфология которых в горизонтальном сечении сходна со структурным рисунком аналогичных форм Украинского щита.

Резюмируя сказанное в этом разделе, можно заключить, что специфика складчатости высокометаморфизованных толщ состоит в том, что при ее формировании многие структуры возникают еще на этапе дилатации, а последующий процесс адвекции заходит достаточно далеко, к поверхности „всплывают“ высокометаморфизованные комплексы, складчатая структура которых сильно усложняется. Однако и в этом случае первичная стратификация не утрачивается и доступна для расшифрования, о чем свидетельствуют данные М.Л. Сомина, Р.Ф. Черкасова, В.И. Шульдинера и др. Сложность структуры не распространяется на наиболее крупные формы — антиклинории, синклинории, купола. Эти формы всегда более просты, чем усложняющая их складчатость.

На необходимость районирования структурно неоднородных складчатых областей, сложенных высокометаморфизованными комплексами, по типам и интенсивности развитой в них сложной складчатости обратили внимание М.А. Гончаров, М.Л. Сомин, Ю.П. Видяпин и др. Такое район-

нирование выполнено во многих регионах, сложенных слабометаморфизованными толщами; здесь, в зонах центральных поднятий, доминирует полная складчатость, которая по мере продвижения к периферии этих областей сменяется складчатостью сначала промежуточного, а затем прерывистого типа [4].

Названные типы складчатости возникают не только в разных местах, но и в разное время. Складчатость формируется в центральной части геосинклинали раньше, чем на ее периферии. Вероятно, что подобная миграция фаз складкообразования во времени свойственна и высокометаморфизованным комплексам. Например, если вернуться к квадрату, помеченному звездочкой (см. рис. 17), то на основе интерпретации автора (см. рис. 18) можно заключить, что этот участок испытывает складкообразование несколько позже, чем область поднятия. Своеобразие ситуации заключается в том, что подобная миграция фаз не может быть выявлена обычными методами анализа угловых несогласий, поскольку рассматриваемые события происходят на достаточной глубине. Думается, что это обстоятельство следует иметь в виду при вынесении суждений об относительном возрасте складчатости в смежных районах.

*Причины различия складчатой структуры в низко- и высокометаморфизованных толщах.* Напомним, что термин „метаморфизм“ применяется в данной работе в широком смысле, т.е. в него включаются и низкотемпературные изменения осадочных толщ, происходящие под влиянием теплового импульса из мантии. В качестве рубежа между низко- и высокотемпературными изменениями можно принять цифры 350—400 °С. С этого рубежа и до температуры 650—700 °С, когда начинается частичное плавление пород, происходит метаморфизм в узком смысле этого слова, как его понимает большинство петрологов. Таким образом, нашим терминам „низкометаморфизованная“ и „высокометаморфизованная“ применительно к толщам отвечают термины „неметаморфизованная“ и „метаморфизованная“, применяемые теми авторами, которые употребляют понятие „метаморфизм“ в узком смысле.

Попытаемся выяснить в свете термофлюидной адвективной концепции, почему складчатая структура низкометаморфизованных толщ в общем более проста, чем структура высокометаморфизованных толщ. Если принять указанные выше цифры в качестве индикаторов кровли и подошвы высокометаморфизованной толщи, то в первом приближении можно считать, что в процессе адвекции участвует геосинклинальный комплекс, состоящий из двух толщ примерно одинаковой мощности — высокометаморфизованной внизу и низкометаморфизованной наверху.

Рассмотрим и сравним между собой три возможные варианта адвективных движений — адвекцию только в нижней толще, адвекцию только в верхней толще и адвекцию во всем комплексе, состоящем из двух толщ.

Адвекция только в нижней толще возникнет в том случае, если верхняя слабометаморфизованная толща будет иметь повышенную вязкость

или проникающий снизу тепловой импульс, охватив нижнюю толщу, и „запоздает“ с созданием инверсии плотности в верхней толще. Адвекция только в верхней толще может иметь место, если эта толща подстилается не нижней высокометаморфизованной, а непосредственно геосинклинальным фундаментом с повышенной вязкостью, что весьма характерно для фанерозойских геосинклиналей.

Чтобы сравнить оба эти варианта при прочих равных условиях, необходимо предположить равенство в обоих случаях геотермических градиентов и линейный закон возрастания с глубиной инверсии плотности  $\Delta\rho$  (см. рис. 12). В этом случае значения трех параметров, входящих в критерий Рэлея (6), — степень инверсии плотности  $\Delta\rho/\rho$ , ускорения силы тяжести  $g$  и мощности толщи  $h$  — окажутся одинаковыми. Величины, входящие в знаменатель критерия Рэлея, — вязкость  $\nu$  и температуропроводность  $\chi$  — у высокометаморфизованной толщи будут иметь пониженные значения (см. выше). Это обстоятельство имеет два важных следствия.

Первое следствие состоит в том, что высокометаморфизованная толща имеет повышенное значение  $R$ . Именно поэтому в данной толще может быть превышено критическое значение  $R_1$  и начнется адвекция при отсутствии последней в низкометаморфизованной толще (первый рассматриваемый вариант). При прочих равных условиях в высокометаморфизованной толще более вероятно превышение критического значения  $R_2$  и возникновение адвекции в купольной форме. Таким образом, в рамках адвективной гипотезы получает объяснение факт довольно частого развития гнейсовых куполов в высокометаморфизованных толщах при преобладании линейной складчатости в низкометаморфизованных.

Второе следствие заключается в разной скорости процесса адвекции в двух сравниваемых толщах, обусловленной различной вязкостью этих толщ, в соответствии с формулой (16). Это значит, что за одно и то же время, отпущенное природой на процесс складкообразования, в высокометаморфизованной толще процесс пойдет дальше, чем в низкометаморфизованной, как это отражено на рис. 17—18, т.е. структура высокометаморфизованной толщи окажется сложнее. К этому следует добавить, что длительность процесса адвективного складкообразования определяется длительностью сохранения в толще избыточной воды (см. выше). Низкометаморфизованная толща имеет своей кровлей земную поверхность, а высокометаморфизованная — подошву низкометаморфизованной. Если адвекция происходит только в нижней толще а верхняя при этом остается недислоцированной (первый рассматриваемый вариант), то, как показано выше, эта недислоцированная толща слабопроницаема. Поэтому из высокометаморфизованной толщи вода удаляется медленнее, а длительность адвективного складкообразования в ней увеличивается, а процесс адвекции заходит дальше, чем в низкометаморфизованной.

Как было показано выше, на определенном этапе процесса адвекции возникает наложенная складчатость. Поэтому вероятность формирования такой складчатости в высокометаморфизованной толще выше, чем в низкометаморфизованной. Этот общий вывод усиливается двумя обстоятельствами.

Во-первых, в высокометаморфизованной толще еще до адвекции, на этапе дилатации, формируется мелкая изоклиальная лежачая складчатость (см. выше), что не характерно для низкометаморфизованной толщи.

Во-вторых, на заключительных этапах адвекции мелкая складчатость, сформировавшаяся в нижней части поднятий, попадает в верхнюю часть этих поднятий, где подвергается вертикальному сжатию с образованием наложенной складчатости новой генерации. Однако в низкометаморфизованной толще, как было указано выше, такое сжатие и соответствующее горизонтальное растяжение может быть реализовано посредством денудации сводов поднятий (см. рис. 21). Никакой наложенной складчатости при этом не образуется. Подобная денудация невозможна, если адвекция происходит только в нижней, высокометаморфизованной толще.

Таким образом, сравнение двух вариантов адвекции однозначно говорит о возникновении более сложной складчатой структуры в высокометаморфизованной толще, при прочих равных условиях.

Рассматриваемые варианты исключали одновременное развитие деформаций в обеих толщах, поскольку одна из них предполагалась инертной и не участвующей в процессе адвекции. Теперь перейдем к третьему варианту — адвекции во всем геосинклинальном комплексе, состоящем из названных толщ.

Если снова обратиться к простейшей модели, то можно заключить, что на первых этапах адвекции (см. рис. 17, б-г и 18, б-г) картина деформаций в принципе та же самая, что и при адвекции в низкометаморфизованной толще, с той разницей, что в ядре антиклинория находятся метаморфические породы. Складчатые деформации относительно просты.

На поздних этапах адвекции (см. рис. 17, д-ж и 18, д-ж) в верхней части антиклинория оказывается уже высокометаморфизованная толща, снятая в наложенные складки. На том же горизонтальном уровне на крыле антиклинория находятся верхи этой толщи, охваченные лежачей складчатостью, а в синклинории — низкометаморфизованная толща. Последняя испытывает на том же уровне сильное горизонтальное сокращение, приводящее к формированию тесно сжатых, но в принципе простых складок, не осложненных деформациями иного плана. Таким образом, и в этом варианте низкометаморфизованная толща на том горизонтальном уровне, который обычно доступен для наблюдения, характеризуется отсутствием наложенных деформаций. Эти деформации возможны только в нижней части синклинория, по аналогии с верхней частью антиклинория. Однако в этом случае толща попадает в область повышен-

ных температур и давлений и должна испытывать прогрессивный метаморфизм, т.е. становится уже высокометаморфизованной.

Для полноты картины необходимо коснуться вопроса о специфике механизма складкообразования в высокометаморфизованных толщах. Как говорилось выше, существуют несколько механизмов формирования складчатости в обстановке продольного сжатия, т.е. сжатия, направленного вдоль слоистости или ее механических аналогов — вторичной полосчатости, сланцеватости и т.п., другими словами, вдоль той плоскостной текстуры, которая сминается в складки. В тех случаях, когда в процессе складкообразования развивается кливаж, секущий слоистость, регистрация ориентировки поверхностей кливажа относительно слоистости и осевой плоскости складок дает основания утверждать, что в компетентных слоях совместно действуют три механизма деформации: 1) изгиб слоев; 2) утонение кливажных пластин; 3) скольжение кливажных пластин одна относительно другой. Два последних механизма часто рассматривают с точки зрения их совместного действия под названиями „ламинарное течение“, „скалывание“ и т.п. По-видимому, они достаточно универсальны, т.е. представление о них не нуждается в особых коррективах при изучении складчатости метаморфических комплексов.

Иначе обстоит дело с механизмом изгиба. В последнее время показано теоретически и экспериментально, что роль изгиба при складкообразовании тем значительнее, чем больше контраст между вязкостью рассматриваемого слоя и вязкостью окружающей среды.

Изгиб играет значительную роль при складкообразовании в низкометаморфизованных некливажированных толщах, где контраст вязкости, т.е. отношение вязкости компетентных слоев, таких как песчаники и известняки, к вязкости некомпетентных глинистых слоев превышает цифру 10. Однако уже в кливажированных толщах оценки контраста вязкости снижаются до значений порядка 5. При прогрессирующем метаморфизме мраморизованные известняки становятся некомпетентными по сравнению с филлитами, что находится в соответствии с результатами экспериментов по совместной деформации глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур, проведенных И.В. Лучицким и др. Другими словами, при прогрессирующем метаморфизме на фоне общего снижения вязкости и повышения текучести пород наблюдается тенденция к резкому уменьшению, а возможно, и к полной ликвидации контраста вязкости смежных слоев. Если следовать теории, то при этих обстоятельствах в деформациях высокометаморфизованных толщ нельзя ожидать действия механизма изгиба. Однако полевой материал, в первую очередь наличие концентрических складок в таких толщах, свидетельствует о том, что и в этом случае изгиб играл заметную роль при складкообразовании [46].

Таким образом, представления о факторах, благоприятствующих изгибу, не универсальны и не могут распространяться на складчатость в

высокометаморфизованных комплексах. Модель толщи в виде компетентных слоев, заключенных в некомпетентную среду, следует рассматривать как частный случай более широкого класса моделей, где в качестве объекта приложения сил фигурирует анизотропная среда. В этом классе должны быть представлены следующие типы моделей, отражающих разнообразие деформируемых плоскостных текстур.

1. Слоистая, или полосчатая, среда, в которой наличие контраста вязкости смежных слоев не обязательно.

2. Линзовидно-полосчатая среда, представляющая собой аналог высокометаморфизованной толщи, в которой первичная слоистость затусшевана ориентированной под углом к ней вторичной полосчатостью.

3. Сланцеватая среда — аналог высокометаморфизованной толщи, в которой первичная слоистость затусшевана вторичной сланцеватостью.

4. Складчатая среда — аналог высокометаморфизованной толщи, уже подвергшейся складкообразованию первой генерации.

Общим для всех типов моделей является то, что коэффициент трения на границе смежных слоев, полос, линз и минералов должен быть меньше коэффициента внутреннего трения, отражающего вязкость перечисленных геологических тел. Это условие совершенно необходимо, имея в виду обязательную сопряженность изгиба с относительным скольжением геологических тел. В качестве примера, часто фигурирующего в учебниках структурной геологии, можно привести изгибание пачки листов бумаги. Если на торце этой пачки нанести метки, то при изгибе пачки по четкам обнаруживается относительное скольжение смежных листов. Если же все листы этой пачки предварительно склеить, то пачка обнаружит неспособность к изгибу.

В этой связи серьезную проблему представляет собой изгиб толщи в складки второй генерации. Нарисовать его на бумаге не составляет труда. Гораздо сложнее выяснить механизм относительного скольжения элементов первичных складок. В этом случае слой подвергается в замке изогнутой складки первой генерации риску разрыва вдоль осевой поверхности этой складки. Является ли такая деформационная система в механическом смысле „жизнеспособной“, — на этот вопрос ответить далеко не просто.

Подобных примеров можно было бы привести много. Совершенно очевидно, что выяснение механизма складчатых деформаций в высокометаморфизованных комплексах, в особенности механизма наложенной складчатости, — принципиально новое направление в изучении кинематики и динамики складкообразования. Здесь вряд ли помогут в готовом виде рецепты, выработанные при исследовании складчатости низкометаморфизованных толщ.

О связи гранитизации со складкообразованием. Гранитизация, вызывающая увеличение объема пород, играет ту же роль, что и термофлюидная дилатация [46]. Однако в верхней части земной коры значение гра-

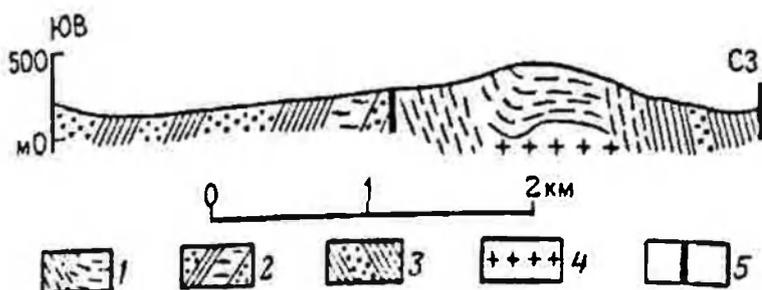


Рис. 23. Геологический разрез метаморфической ольхонской серии докембрия вдоль берега оз. Байкал к югу от бухты Оргойта (по М.А. Гончарову и др.):

1 — гнейсы (биотитовые, гранат-биотитовые, реже мусковит-биотитовые); 2 — 3 — крутозалегающие пачки пород иного состава, значительно менее мигматизированных, метаморфизованные в условиях (2 — эпидот-амфиболитовой фации, 3 — амфиболитовой фации); 4 — участок интенсивной мигматизации; 5 — субвертикальный разрыв

нитизации как причины возникновения инверсии плотности существенно уменьшается из-за локальности ее проявлений. Более того, существует мнение, что процессы гранитизации даже уменьшают термофлюидный объемный эффект, поглощая избыточную воду [38]. Именно о таком аспекте гранитизации и пойдет речь в данном параграфе, притом в кратком изложении; более подробно этот вопрос освещен в работе [14].

Во многих случаях гранитизация слегка запаздывает по отношению к процессу регионального прогрессивного метаморфизма и происходит иногда при более низкой температуре и всегда при более низком давлении, чем предшествующий метаморфизм. Причину анатектического селективного плавления пород некоторые авторы, в частности Ф.А. Летников, усматривают в снижении давления, не компенсируемом соответствующим снижением температуры. Такое снижение, в соответствии с термофлюидной адвективной концепцией, весьма вероятно на двух этапах деформационного цикла: на этапе дилатации (изотермическое уменьшение флюидного давления параллельно с увеличением объема пород) и на раннем этапе адвекции (слабое падение температуры и более значительное падение давления вследствие как „теплового гистерезиса“ при адвективном поднятии, см. рис. 9, так и увеличения проницаемости пород и их разуплотнения при адвективном складкообразовании). И действительно, гранитизация происходит в основном именно на первом (послойные мигматиты) и на втором (секущие слоистость мигматиты) этапах цикла [21, 31].

На втором, адвективном, этапе деформационного цикла максимум гранитизации приурочен к тем участкам, где господствовало сжатие вдоль слоистости и формировалась мелкая складчатость, а ее минимум — к зонам растяжения (рис. 23, 24). Гранитизации весьма способствует то обстоятельство, что складчатая деформация — это всегда неоднородная, деформация, при которой флюидное давление резко изменчиво в

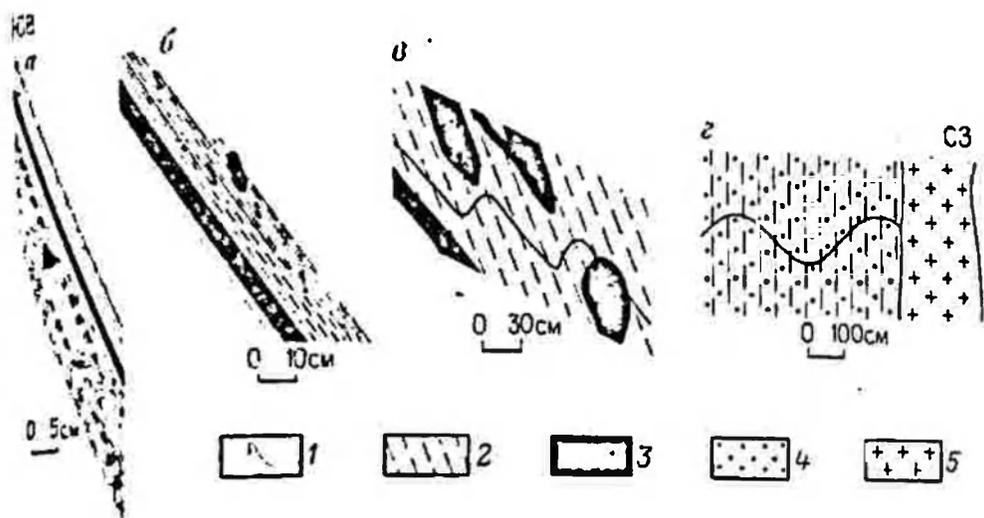


Рис. 24. Изменение характера мигматизации в связи с изменением морфологии мягкой складчатости при переходе от крутопадающего (а) к горизонтальному (г) зеркалу складчатости:

1 — полосчатость гнейсов; 2 — сланцеватость гнейсов; 3 — жильный материал мигматитов (неосома); 4 — псевдоочковые мигматиты; 5 — граниты

пространстве и во времени. А такая изменчивость весьма характерна для процесса гранитизации, по данным К.Б. Кепежинскаса и др.

Сжатие вдоль слоистости происходит главным образом в ядрах адекватных поднятий (см. рис. 17, 18, 20), т.е. там, где обычно и концентрируется гранитизация. Нечто подобное — минеральные изменения в ядрах соляных куполов — происходит в более высоких горизонтах земной коры, по данным М.Г. Валяшко и др. В наших экспериментах максимальная кристаллизация эквивалентного первоначально аморфного материала — сплава канифоли с машинным маслом — также осуществляется в тех зонах, где слоистость испытывала продольное сжатие.

Все сказанное позволяет по-иному интерпретировать тот факт, что гранитизация чаще всего приурочена к ядрам антиклинорий, антиклиналей и куполов. Традиционная трактовка этого явления такова: гранитизация — причина понижения плотности и „всплывания“ названных структур. Однако этой трактовке противоречат геологические данные Т.Г. Павловой и Г.А. Кейльмана о длительном развитии этих структур, в эволюции которых гранитизация представляет собой лишь эпизод. Более того, часто в совокупности гнейсовых куполов, развитых на определенной территории, нередко купола, в ядрах которых следы гранитизации отсутствуют, по данным Кр.Дж. Толбота и др. Отсутствие как мелкой складчатости, так и следов гранитизации в ядрах крупных гребневидных антиклиналей иногда сочетается с развитием обоих явлений на их крыльях, на участках пологого залегания зеркала складчатости (см. рис. 23). Примерно о том же свидетельствует приуроченность гранитиза-

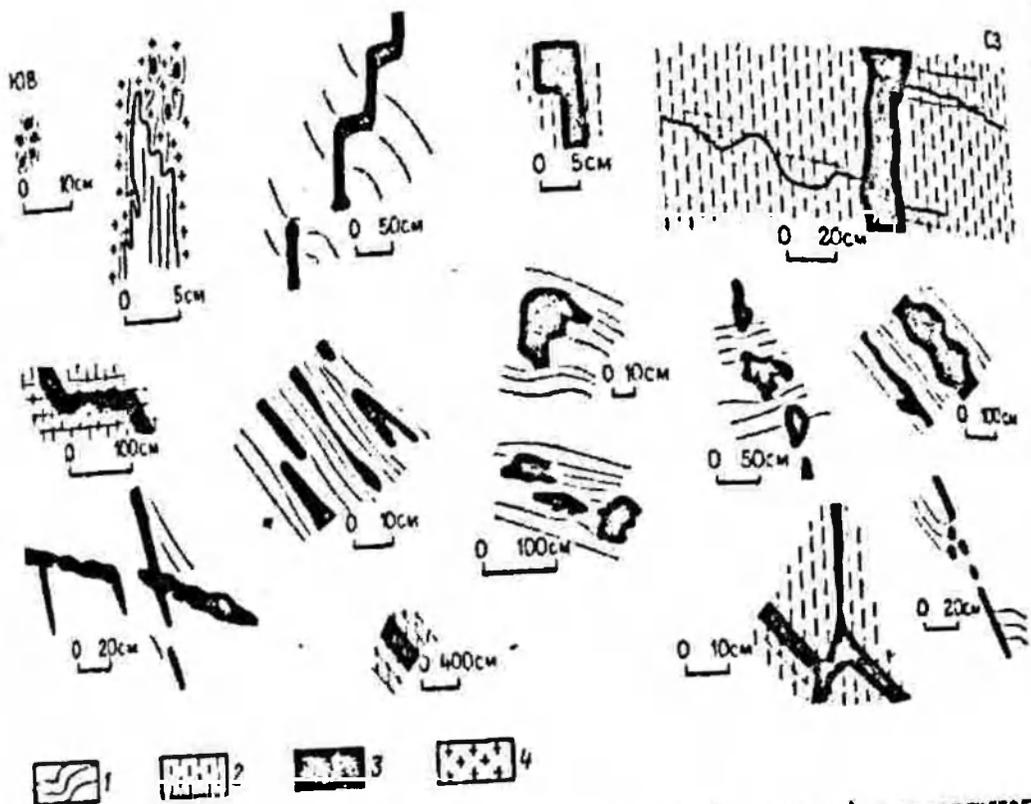


Рис. 25. Взаимоотношение жильных тел мигматитов (невсомы) с полосчатостью и сланцеватостью вмещающих гнейсов (палеосомы) на примере вертикальных береговых обнажений оз. Байкал:

1 — полосчатость гнейсов; 2 — сланцеватость гнейсов; 3 — жильный материал; 4 — граниты

ции к линейным зонам смятия, разделяющим менее дислоцированные участки, по И.Н. Крылову. Этот эффект проявляется даже в значительном более мелких структурах. На рис. 24, б показано небольшое жильное тело, приуроченное как раз к участку „складчатого выплеска“, осложняющего в общем ровное залегание метаморфической полосчатости.

Таким образом, гранитизация занимает свое строго обозначенное место в более общем процессе термофлюидной адвекции и адвективного складкообразования. Гранитизация — саморазвивающийся процесс на фоне снижения давления, по А.А. Климову. Если тепловой импульс из мантии усиливает избыточное обводнение толщи и приводит к региональному метаморфизму, инверсии плотности, адвективному поднятию и складкообразованию, то при гранитизации имеется тенденция связать избыточную воду, ликвидировать инверсию плотности, затормозить процесс поднятия и „залечить“ ослабленные зоны, в частности на складчатых участках, где эти зоны представляют сочетание двух систем анизотропии — слоистости или полосчатости, с одной стороны, и секущей сланцеватости — с другой (см. рис. 24, 25).

Гранитизация играет подобную роль амортизатора лишь постольку, поскольку она автохтонна и сопутствует прогрессивному метаморфизму

геосинклинального осадочного чехла. Если же в результате анатектического плавления скапливаются большие массы расплава, то они могут играть роль активного фактора и интродуцировать в вышележащие толщи [38]. Однако геологические данные о структуре и истории развития складчатых областей не дают оснований для предположения о скольконибудь существенной роли гранитных интрузий в процессе формирования основных типов геосинклинальной складчатости, по В.Е. Хаину. Чаще всего такие интрузии, прежде всего батолиты, — позднекладчатые, по Э. Рагену.

Что касается геосинклинального фундамента, где господствуют метаморфическая гидратация и региональный диафторез, то здесь гранитизация играет иную роль, способствуя или вызывая увеличение объема горных пород [38], а вместе с ним и ультраметаморфогенный тип адвекции [46]. Однако адвекция этого типа возбуждается в основном в нижней части земной коры и находится вне сферы нашего исследования. Заслуживает внимания частая приуроченность гранитогнейсовых куполов к зонам, где сочетаются диафторез фундамента и прогрессивный метаморфизм чехла, по данным Г.А. Кейльмана, С.М. Сеницы, К.К. Сорвачева, О.М. Розена. При этом следует с осторожностью относиться к предположению о так называемой „регенерации“ гнейсовых куполов, т.е. об их „полициклическом“ развитии, на что справедливо указал С.М. Сеница.

#### Понятие о структурных ячейках и перспективы структурных исследований в складчатых областях

Развитию различных отраслей геологии всегда сопутствовало повышение уровня обобщений. Горная порода как совокупность минералов, осадочная фация как парагенезис пород, осадочная формация как набор фаций — примеры такого повышения. Еще один пример — от метаморфической породы к метаморфической фации и далее к метаморфической фациальной серии (типу метаморфизма).

Структурная геология в этом смысле отстала. Длительное время она оперировала лишь со структурными формами (складки, разрывы, кливаж, будинаж и т.п.). Лишь сравнительно недавно возникло понятие о парагенезисах структурных форм, т.е. о сочетаниях структурных форм, возникающих в едином поле тектонических напряжений (при горизонтальном сжатии, растяжении, сдвиге и т.п.). Полуколичественная оценка таких структурных парагенезисов приводит к понятию о тектонофациях [32].

Возникает вопрос — как сочетаются между собой в пространстве различные структурные парагенезисы или тектонофации? Можно ли установить здесь какие-либо закономерности, т.е. перейти на новый уровень обобщений, как в приведенных примерах из осадочной и метаморфической петрологии?

Ответ на эти вопросы можно получить, если учитывать „проблему пространства“ при тектонических деформациях или, по определению А.В. Лукьянова, „проблему совместимости деформаций“. Структурные парагенезы, или тектонофации, сочетаются между собой таким образом, что весь деформируемый объем остается сплошной средой. Например, наличие в некотором месте структурного парагенеза, возникшего в обстановке горизонтального сжатия, компенсируется структурным парагенезом горизонтального растяжения в другом месте.

Развивая эту мысль, мы неизбежно приходим к следующему обобщению. Любые тектонические движения и деформации охватывают не все геологическое пространство, а лишь некоторую геосферу [4], т.е. имеют определенную глубину заложения [44]. Это значит, что подошва такой геосферы, несмотря на происходящие в ней движения и деформации, остается недеформированной, а мощность геосферы постоянной. Но в этом случае над любым участком, испытавшим горизонтальное сокращение и соответствующее вертикальное удлинение (или под таким участком, что не меняет сути дела), должен располагаться участок горизонтального удлинения и вертикального сокращения. Сбоку от первого участка должен находиться участок компенсирующего (на этот раз по латерали) горизонтального удлинения, а над последним и сбоку от второго участка — участок горизонтального сокращения. Эта система из четырех участков и соответствующих им структурных парагенезов образует то, что предлагается называть „структурной ячейкой“ — совокупностью закономерных расположенных в пространстве структурных парагенезов.

Ту же логику можно применять и к парагенезам, связанным с обстановкой сдвига (в механическом смысле). Наличие участка вертикального сдвига предполагает существование по крайней мере одного соседнего участка, испытывающего вертикальное перемещение. Но вертикальное (скажем, восходящее) перемещение участка в геосфере, имеющей постоянную мощность, должно неизбежно сочетаться с наличием под таким участком участка вертикального удлинения и соответствующего горизонтального сокращения. Наличие участка горизонтального сдвига невозможно без расположенного выше или ниже его участка, испытывающего горизонтальное перемещение. А последнее предполагает существование „на фронте“ такого участка зоны горизонтального сокращения и вертикального удлинения, а в его „тылу“ — зоны горизонтального удлинения и вертикального сокращения; все это характерно для областей *шарьяжей*. Таким образом, обстановка сдвига немыслима без существования где-то рядом обстановки горизонтального сокращения и вертикального удлинения, т.е. и в этом случае мы приходим к понятию о структурной ячейке. Модель адвекции (см. рис. 16, 17, 18, 21) дает возможность наглядно конкретизировать эти общие рассуждения. На рис. 16 изображены три соседние структурные ячейки. Ниже речь пойдет об одной из них — центральной.

В гл. 4 в общей форме говорилось о том, что на примере модели адвекции можно более четко и наглядно, чем это делалось до сих пор, определить два фундаментальных тектонических понятия — о тектоническом течении (сочетание поступательного движения, вращения и деформации некоторого объема) и о тектонических движениях и деформациях. Совместим это с понятием о структурных парагенезах и структурной ячейке.

Сопоставление рисунков 16, 17 и 18 показывает, что структурную ячейку можно разбить на девять участков, отличающихся по характеру тектонического течения.

1. В центре ячейки преобладает вращение против часовой стрелки при минимуме перемещений и деформаций. Весь структурный парагенез выражается главным образом в изменении угла наклона слоев.

2. В нижней части адвектирующей толщи в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального сокращения и компенсирующего вертикального удлинения (ниже в целях краткости изложения о такой само собой разумеющейся компенсации мы говорить не будем). Она сочетается с некоторым восходящим поступательным движением, а также вращением, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез — интенсивная складчатость с кливажем или сланцеватостью осевой плоскости, прямая на оси восходящего потока и все более наклонная по мере удаления от этой оси.

3. В верхней части адвектирующей толщи в области нисходящего потока все то же, что и на предыдущем участке, только поступательное движение — нисходящее.

4. В средней части адвектирующей толщи в области восходящего потока доминирует восходящее поступательное движение при незначительной деформации. Вращение — как на двух предыдущих участках. Структурный парагенез четко не выражен, поскольку это — зона перехода от участка 2 к участку 6 (см. ниже).

5. В средней части адвектирующей толщи в области нисходящего потока все то же, что и на предыдущем участке, только поступательное движение — нисходящее.

6. В верхней части толщи в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального удлинения. Оно сочетается с некоторым восходящим поступательным движением, а также с вращением, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез — горизонтальное рассланцевание, тектоническое разлинзование и будинаж слоев.

7. В нижней части толщи в области нисходящего потока то же, что на предыдущем участке, только поступательное движение — нисходящее.

8. В верхней части толщи между областями восходящего и нисходящего потоков доминирует горизонтальное поступательное движение, направленное в сторону области нисходящего потока, при незначительной

деформации. Вращение нарастает книзу. Структурный парагенез — шарьяжи.

9. В нижней части толщи между областями восходящего и нисходящего потоков то же, что на предыдущем участке, только горизонтальное движение направлено в противоположную сторону.

Из перечисленных девяти участков один приурочен к центру адвективной ячейки, а восемь других — к области четырех адвективных потоков (двух вертикальных и двух горизонтальных). В переходных между ними зонах происходит следующее. В средней части толщи между центром ячейки и областью вертикального (восходящего или нисходящего) потока значителен горизонтальный градиент вертикальных движений, т.е. это зоны вертикального сдвига, по Е.И. Паталахе [32]. Аналогичным образом над и под центром ячейки имеются зоны горизонтального сдвига. Верхняя зона может быть реализована как основание пакета шарьяжей, область „срыва“ их с автохтона. Нижняя зона является ареной „сдвигового горизонтального течения“, о котором пишет Ю.В. Миллер [31].

Указанное выше сочетание поступательного движения, вращения и деформации на разных участках пространства структурной ячейки дополняется их сочетанием во времени. Конкретные объемы пород постепенно перемещаются из одних участков в другие, что сопровождается наложением структурных парагенезов новых генераций. Сначала в нижней части толщи в области нисходящего потока (участок 7) при региональном метаморфизме и горизонтальном удлинении возникают субгоризонтальные полосчатость и сланцеватость. Затем этот объем перемещается на участок 9, где в обстановке сдвигового горизонтального течения формируются резко асимметричные лежащие складки 1-й генерации, по Ю.В. Миллеру [31]. Далее этот объем перемещается на участок 2, где при горизонтальном сокращении образуются прямые складки и субвертикальная сланцеватость 2-й генерации. Затем он вовлекается в вертикальное восходящее движение и, пройдя через участок 4, попадает на участок 6. Здесь, в обстановке горизонтального удлинения, происходит формирование лежащих складок 3-й генерации.

Как уже говорилось, при активности экзогенных процессов в верхней части толщи на участках 6, 8 и 3 могут происходить, вместо описанных явлений, соответственно денудация, перенос обломочного вещества и осадконакопление (см. рис. 21). Это тоже вносит свою специфику в понятие о структурной ячейке.

Не следует забывать и о том, что в предыдущих рассуждениях структурная ячейка рассматривалась во всем ее разрезе. В природе же мы имеем дело лишь с определенным горизонтальным срезом.

Таким образом, с учетом всех отмеченных трудностей, можно заключить, что предстоит пройти еще большой путь от введения понятия о структурных ячейках до их выделения и картирования в природных

складчатых областях. Но этот путь пройти необходимо, чтобы подняться на более высокую ступень обобщения, по сравнению с понятием о структурных парагенезах и тектонофациях.

### Асимметрия складок и ее происхождение

Как известно, существует несколько морфологических, кинематических и генетических типов складчатости, здесь речь идет только об одном из них — о полной (голоморфной) складчатости. Этому морфологическому типу в кинематической классификации отвечает складчатость общего смятия, по В.В. Белоусову [4] или складчатость регионального сжатия, по В.Е. Хаину и А.Е. Михайлову [44], т.е. складчатость, типичная для геосинклинальных складчатых областей и формирующаяся под действием продольного по отношению к слоистости сжатия. Этот тип складчатости характерен и для метаморфизованных комплексов, с тем существенным дополнением, что продольному сжатию в них может подвергаться не только первичная слоистость, но и ее вторичные эквиваленты — сланцеватость и полосчатость.

Понятие о продольном сжатии включает самые разнообразные ситуации в зависимости от первоначального залегания деформируемой слоистости или ее вторичных эквивалентов. Например, продольное сжатие может осуществляться в вертикальном направлении, когда вторичные сланцеватость или полосчатость залегают вертикально; в этом случае формируются лежащие складки. Однако, несколько не умаляя общности рассмотрения вопроса, ниже мы будем анализировать главным образом наиболее часто встречающуюся ситуацию — горизонтальное сжатие. Это сильно упростит дальнейшее изложение.

Представление о продольном горизонтальном сжатии, в результате которого образуется складчатость общего смятия, — лишь первое приближение. Оно отражает даже не средний, а крайний случай. А именно строго горизонтальное сжатие горизонтально залегающей слоистости, когда ось максимального сжатия также горизонтальна. В таком поле напряжений должны формироваться вертикальные симметричные складки. Другой крайний случай — это максимальное сжатие поперек слоистости (например, горизонтальное сжатие вертикальной слоистости или вертикальное сжатие горизонтальной слоистости). В этом поле напряжений слои испытывают растяжение и, как следствие, тектоническое разлинзование или будинаж более вязких слоев. Все промежуточные случаи, когда ось максимального сжатия ориентирована косо по отношению к слоистости, изучены слабо как теоретически, так и экспериментально.

Однако в складчатых областях прямые симметричные складки, равно как и тектоническое разлинзование и будинаж без складчатости, встречаются редко. Гораздо чаще складки бывают наклонные и опрокинутые вплоть до лежащих, т.е. обладают вергенцией. Невертикальное по-

ложение их осевых плоскостей сплошь и рядом сочетается с несимметричностью крыльев складок относительно этих плоскостей. Почти повсеместная вергенция и асимметрия складок наводит на мысль, что в складчатых областях типичны поля напряжений отмеченного выше промежуточного типа, которые ниже для краткости именуются косым сжатием.

Вопрос об асимметрии складок и ее происхождении в руководствах по структурной геологии не рассматривается, а в монографиях, посвященных складкообразованию, освещается лишь попутно с анализом других аспектов проблемы. Поэтому имеет смысл рассмотреть этот вопрос в морфологическом аспекте, прежде чем переходить к трактовке генезиса асимметрии складок.

*Признаки асимметрии складок.* Рассмотрение признаков асимметрии складок удобно осуществить в рамках понятия о складчатых доменах (участках). Это понятие возникло в рамках структурной геологии метаморфических комплексов. Домен — это условное геологическое тело, имеющее не естественные, а лишь принятые для удобства анализа границы. Домен содержит некоторое количество однородных (по размерам, степени сжатости, углу наклона осевой плоскости и шарнира, форме замка и пр.) складок одного этапа (генерация), сформированных в едином поле напряжений.

В качестве условных границ домена в сечении, перпендикулярном к шарнирам складок, удобно принять две пары параллельных линий. Одна пара параллельна зеркалу, другая — осевым плоскостям складок (см. рис. 18). Иными словами, домен представляет собой параллелограмм. В процессе складчатой деформации форма параллелограмма меняется, но его площадь остается неизменной (при обычном предположении о постоянстве объема пород и отсутствии удлинения или укорочения вдоль шарниров складок). Из этого, в частности, следует, что расстояния между смежными осевыми плоскостями в процессе деформации уменьшаются в одно и то же число раз. В самом начале деформации границы домена параллельны слоистости, с одной стороны, и осевым плоскостям зарождающихся складок и секущему слоистость кливажу, — с другой (см. выше). В частном случае начальный домен представляет собой прямоугольник (см. рис. 18), хотя, как будет показано ниже, это совсем не обязательно. Таким образом, начальный домен как бы вырезается параллельно естественной сетке, образованной слоистостью и секущими ее зарождающимися осевыми плоскостями складок и кливажем. Это обстоятельство в перспективе может быть положено в основу метода количественной оценки складчатой деформации (см. выше), более универсального, чем операции с деформированными включениями и т.п.

Практика структурных исследований в складчатых областях показывает, что домены редко представляют собой прямоугольники. Гораздо чаще это параллелограммы, т.е. зеркало складок, как правило, не перпендикулярно к осевым плоскостям последних.

Таким образом, наиболее общий признак асимметрии складчатости — несимметричность складчатого домена, т.е. его скошенность относительно нормали к зеркалу складок. Чисто геометрически можно показать, что «косой» домен содержит внутри исключительно асимметричные складки.

Однако на асимметрию складок обратили внимание сравнительно недавно. Раньше считалось, что, несмотря на широко развитую вергенцию складок, последние симметричны относительно их осевой плоскости. В руководствах по общей и структурной геологии осевая плоскость нередко определялась как биссекторная, делящая угол складки пополам [14]. Однако теперь положение изменилось. Выяснилось, что в природных складчатых областях распространены именно асимметричные складки. В качестве примера можно привести результаты поиска, проведенного А.Г. Малюжинцем во время совместной с автором работы в складчатой области Таласского хребта (Северный Тянь-Шань). Поиск заключается в выборе симметричных складок для последующего анализа механизма их образования, поскольку, симметрия складок сильно упрощает такой анализ. Однако таких складок не оказалось. Все хорошо обнаженные складки оказались асимметричными.

Асимметрия складок (рис. 26) характеризуется признаками, которые могут присутствовать порознь или совместно.

1. Неравная длина противоположных крыльев.
2. Неодинаковая мощность слоев на противоположных крыльях и, как следствие, неравенство углов между этими крыльями и осевой плоскостью; синусы этих углов пропорциональны мощности слоев (см. рис. 26, а—д).
3. Различные соотношения кливажа со слоистостью на противоположных крыльях. Возможны следующие варианты: а) разная величина угла между кливажем и слоистостью — большая на более толстом крыле (см. рис. 26, а—д); б) разная степень преломления (рефракции) кливажа в слоях разного состава — большая на более толстом крыле (см. рис. 26, в); в) сочетание секущего слоистость кливажа на толстом крыле с параллельным слоистости кливажем на тонком крыле (см. рис. 26, б—г).
4. Разное проявление на противоположных крыльях других малых структурных форм: а) осложненность только толстого крыла более мелкими складками (см. рис. 26, д); б) тектоническое разлинзование и будинг слоев только на тонком крыле.

Для возможно более полного описания степени асимметрии складок можно воспользоваться предложенной автором матричной математической моделью складчатой структуры. Суть операций над некоторой структурной поверхностью, изображенной на геологическом разрезе в виде изогнутой в складки кривой, состоит в следующем.

1. Выделение на кривой границ между антиклиналями и смежными

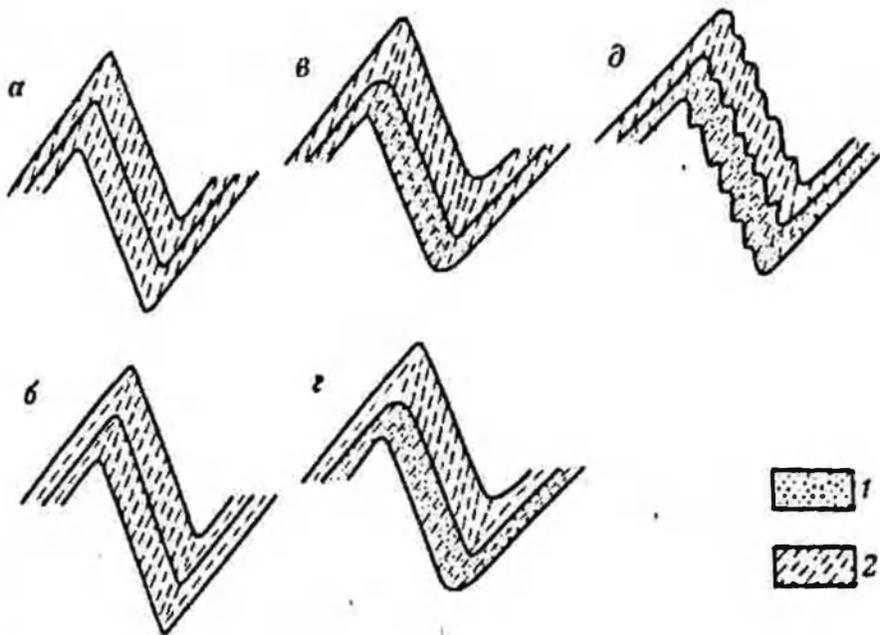


Рис. 26. Асимметричные складки:

1 — более вязкий слой; 2 — кливаж

синклиналиями — точек перегиба, в которых изменяется знак кривизны.

2. Выделение в пределах каждой складки точки шарнира — точки максимальной кривизны, разделяющей крылья.

3. Нумерация точек шарниров вдоль кривой.

4. Выбор основной системы координат  $XZ$  и единицы длины в ней.

5. Определение координат занумерованных точек  $x_i, z_i$  в системе  $XZ$ .

6. Расположение в каждой из определенной таким способом точке начала своей системы координат  $X_i Z_i$ . Ось  $X_i$  — касательная к кривой, ее положительное направление — в сторону нумерации складок. Положительное направление оси  $Z_i$  — в сторону более молодого слоя.

7. Определение угла поворота  $\theta_i$  системы координат  $X_i Z_i$  относительно основной системы  $XZ$ ; отсчитывается против часовой стрелки.

8. Аппроксимация каждого из крыльев  $i$ -й складки функцией  $z = a_{ij} x^{b_{ij}}$ , заданной на отрезке  $[0, d_{ij}]$  в системе координат  $X_i Z_i$ ;  $i = 1(2)$  для левого (правого) крыла.

9. Представление каждой  $i$ -й складки в виде матрицы

$$M_i = \begin{pmatrix} x_i a_{i1} & a_{i2} \\ z_i b_{i1} & b_{i2} \\ \theta_i d_{i1} & d_{i2} \end{pmatrix} .$$

10. Представление всей последовательности складок на разрезе в виде последовательности матриц  $(M_1, M_2, \dots, M_i, \dots)$ . Элементы матрицы  $M_i$  имеют следующий геологический смысл: а)  $x_i$  и  $z_i$  определяют положение шарнира  $i$ -й складки; б)  $\theta_i$  отражает направление

и величину вергенции (опрокинутости) складки — наклон ее осевой плоскости; в)  $d_{ij}$  характеризует размер  $j$ -го крыла складки; г)  $a_{ij}$  определяет степень сжатости  $j$ -го крыла относительно осевой плоскости; д)  $b_{ij}$  отражает форму  $j$ -го крыла складки. При  $b_{ij} = 1$  крыло прямое, при возрастании  $b_{ij}$  оно сначала становится дуговидным, а затем корбичным.

При  $d_{j1} = d_{j2}$ ;  $a_{j1} = a_{j2}$  и  $b_{j1} = b_{j2}$  складка симметрична. Различие в значениях хотя бы одного из этих показателей представляет собой признак асимметрии складки.

Для обозначения стиля асимметрии складок имеет смысл связать его с направлением вергенции. На рис. 18, б верхняя часть левого домена скошена влево относительно его нижней части. В результате вергенция складок также направлена влево. Чтобы стиль асимметрии также именовать левым, нужно назвать его по более коротким и более толстым крыльям антиклиналей, которые в данном сечении также левые. Если иметь в виду страны света, то, например, северной асимметрией обладает складчатость, у которой северные крылья антиклиналей более короткие и (или) толстые (рис. 27) и (или) обладают признаками, описанными выше. Последнее означает, что у северных крыльев антиклиналей больший угол с осевой плоскостью, угол кливажа со слоистостью, степень преломления кливажа в слоях разного состава, а также слоистость более мелкими складками и отсутствие тектонического разлинзования и будинажа слоев по сравнению с противоположными, южными крыльями.

Стиль асимметрии складок, как и направление их вергенции, обычно поддерживаются на протяжении складчатых участков (доменов) или даже в целых складчатых зонах. Стиль асимметрии, как правило, соответствует направлению вергенции (в рассмотренном случае — левые складки на рис. 18, б и северные на рис. 27, б) потому, что оба явления возникают в процессе одних и тех же складчатых движений. Однако направление вергенции может измениться на противоположное в процессе постскладчатых (например, неотектонических) движений. Это особенно актуально для раннедокембрийских комплексов, слагающих фундамент позднедокембрийских и фанерозойских геосинклиналей, поскольку в процессе развития этих геосинклиналей блоки фундамента могут испытывать поворот с изменением направления вергенции раннедокембрийских складок. Стиль же асимметрии складок как бы „консервируется“ и поэтому дает более однозначную информацию о собственно складчатых движениях.

*Происхождение асимметрии складок.* В литературе высказывается пока единое мнение по этому вопросу. Считается, что асимметричные складки и слагаемые ими „косоугольные“ домены формируются в обстановке „косога сжатия“, когда ось максимального сжатия ориентирована косо по отношению к первичной слоистости или ее вторичным эквивалентам — сланцеватости или метаморфической полосчатости. Это

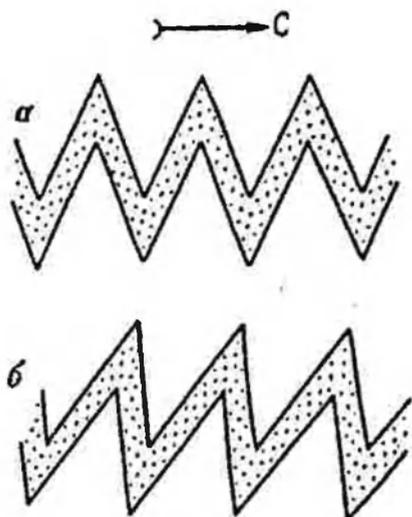


Рис. 27. Геометрический эксперимент для обозначения стиля асимметрии складок: а — прямые симметричные складки; б — наклонные асимметричные складки, полученные в результате деформации горизонтальных складок в северном направлении. Стрелкой показано направление сдвига

поле напряжений может быть представлено как сочетание сжатия и сдвига, параллельных той плоскостной текстуре, которая сминается в складки. Сжатие создает складки, действуя по нормали к их осевым плоскостям, а сдвиг придает складкам вергенцию и асимметрию, действуя параллельно их зеркалу.

А.Н. Казаков подразделяет асимметричные складки на две категории — независимые и зависимые (дополнительные). Имеется в виду зависимость от более крупных структур, например расположение мелких асимметричных складок на крыльях более крупных. Соответственно можно выделить два типа косо́го сжатия при образовании этих складок [47]. Первый тип — это воздействие горизонтального сжатия в сочетании с горизонтальным сдвигом на горизонтально залегающую слоистость; при этом формируются асимметричные складки с горизонтальным зеркалом. Второй тип представляет собой воздействие горизонтального сжатия на наклонную слоистость на крыле более крупной складки, которое в результате осложняется мелкими асимметричными складками, как бы набегаящими на это крыло (раньше их называли „складками волочения“).

Формирование складок второго типа довольно подробно описано В.В. Эзом [47] на основе предположения о более раннем начале формирования более крупных складок. Однако вопрос о более раннем формировании крупных или мелких складок пока далек от окончательного разрешения. Кроме того, асимметричные мелкие складки могут осложнять крылья более крупных симметричных складок; в таком случае асимметрия складок не несет в себе никакой информации о складчатых движениях более крупного масштаба. Поэтому ниже мы сосредоточим внимание на складках первого типа, происхождение асимметрии которых автор уже частично затрагивал [14].

Получить складки этого типа чисто геометрическим путем не составляет труда. Сначала нужно исходный домен с горизонтальной слоис-

тостью подвергнуть горизонтальному сжатию; при этом образуются прямые симметричные складки с горизонтальным зеркалом (см. рис. 27, а). Затем подвергнуть домен горизонтальному сдвигу, в результате чего складки приобретут северную vergence и асимметрию, а зеркало останется горизонтальным (см. рис. 27, б). Весьма существенно то, что равенство расстояний между осевыми плоскостями смежных антиклиналей и синклиналей, характерное для прямых симметричных складок, сохраняется и при превращении их в асимметричные. В то же время у природных складок довольно часто имеет место неравенство этих расстояний. А именно: у более коротких и (или) более толстых крыльев это расстояние меньше, чем у противоположных более длинных и (или) более тонких крыльев складок. Это наводит на мысль, что осевые плоскости асимметричных складок с самого начала их возникновения закладываются на неравных расстояниях друг от друга, т.е. и сами складки с самого начала асимметричны. Но это возможно только тогда, когда горизонтальное сжатие сочетается с горизонтальным сдвигом, т.е. ось максимального сжатия не горизонтальна. Но если это так, то и осевые плоскости складок, которые ориентированы по нормали к этой оси, должны с самого начала быть наклонными, т.е. возникает не только асимметрия, но и vergence складок.

Эти теоретические рассуждения подтвердили экспериментально Р. Геппенер и др. В этих экспериментах горизонтально-слоистые модельные образцы подвергались горизонтальному сжатию в сочетании с горизонтальным сдвигом. В результате возникли асимметричные складки, у которых еще при их зарождении осевые плоскости были наклонены в соответствующую направлению сдвига сторону, а расстояния между смежными осевыми плоскостями были меньше у более коротких крыльев.

В свете этих рассуждений и экспериментов можно объяснить различия в расположении кливажа на противоположных крыльях асимметричных складок. Для секущего кливажа (см. рис. 26, а, в) развитие складок представлено на рис. 28. Существует много данных о том, что кливаж закладывается в самом начале складчатой деформации (см. выше). А именно на той стадии, когда еще нет складок и слои испытывают лишь равномерное продольное укорочение. Поскольку кливаж зарождается по нормали к оси максимального сжатия, то в случае косоугольного сжатия он с самого начала ориентируется косо по отношению к слоистости. В процессе последующего зарождения и развития асимметричных складок сохраняется или усиливается различие в расположении кливажа на их противоположных крыльях.

В случаях кливажа параллельного слоистости на одном из крыльев (см. рис. 26, б, г) имеются основания предполагать, что ось максимального сжатия была ориентирована под столь большим углом по отношению к слоистости, что на более длинном и тонком крыле кливажу было

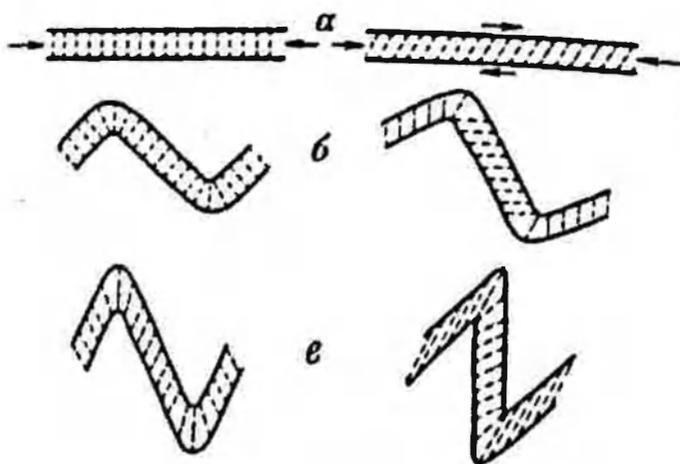


Рис. 28. Развитие симметричных складок, по схеме Н.Б. Лебедевой (слева), и сочетание горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом („косою сжатия“) как возможная причина развития асимметрии складок (справа)

„энергетически выгоднее“ с самого начала располагаться параллельно слоистости. В чем причина этой „выгоды“ — пока неясно. Для этой ситуации часто характерно резкое, иногда двукратное утонение крыла складки, на котором развит кливаж, параллельный слоистости. Для сильно асимметричных лежачих складок 1-го этапа деформационного цикла в метаморфических комплексах также характерна сланцеватость, параллельная длинным крыльям этих складок (см. выше). Поскольку эти складки развиты по разрезу и латерали локально и представляют собой как бы „складчатые всплески“ (состоящие из пары сопряженных антиклинали и синклинали) на фоне ненарушенного залегания слоистости или метаморфической полосчатости (см. рис. 5, 6), то неудивительно, что такое залегание сопровождается параллельно ориентированной сланцеватостью. Это одно из возможных объяснений того, что почти повсеместно (за исключением „всплесков“) в метаморфических комплексах сланцеватость первой генерации параллельна слоистости или ее эквиваленту — метаморфической полосчатости.

Иногда стиль асимметрии складок по „складчатым“ и „кливажным“ признакам различается. Например, складки, осложняющие противоположные крылья более крупной структуры, по расположению кливажа могут иметь одинаковый (например, северный), а по длине крыльев — разный стиль (например, северный на южном крыле крупной антиклинали и южный на ее северном крыле). Такие соотношения наблюдались автором в упомянутой выше складчатой области Таласского хребта. Это свидетельствует о начале формирования кливажа до начала становления крупной структуры в общем поле напряжений косою сжатия. Мелкие складки образуются одновременно с крупной структурой; поля напряжений на ее противоположных крыльях (направление сдвига вдоль слоистости) при этом различаются.

Существенная роль сдвиговой составляющей в общей деформации косоугольного сжатия может быть в первом приближении оценена по степени асимметрии складок. Количественная мера последней — угол между осевой плоскостью складок и их зеркалом: чем больше этот угол отличается от прямого, тем больше, по А.Н. Казакову, степень асимметрии. Чем больше скошен складчатый домен. Опыт работы в складчатой области Таласского хребта показал, что можно выделить три качественные градации степени асимметрии складок. Слабая асимметрия выражается лишь в неодинаковом угле кливажа с осевой плоскостью на противоположных крыльях. При средней степени асимметрии добавляется неравенство мощностей слоев и их углов с осевой плоскостью на противоположных крыльях; при этом часто на тонком крыле кливаж параллелен слоистости. Сильная асимметрия выдвигает на первый план резко различную длину противоположных крыльев и малый угол между осевой плоскостью и зеркалом; крайний случай — локальные лежачие складки 1-го этапа деформационного цикла, упомянутые выше.

Если считать, что складки образуются лишь тогда, когда ось максимального сжатия образует с первоначальной слоистостью угол не более  $45^\circ$ , то можно диапазон возможных углов разделить на три равные части. В первом приближении считать, что слабой асимметрии отвечает угол в диапазоне от  $0$  до  $15^\circ$ , средней — от  $15$  до  $30^\circ$ , а сильной — от  $30$  до  $45^\circ$ . Такие эксперименты Ю.В. Миллера [31] свидетельствуют о том, что только асимметричные складки формируются и при углах между осью сжатия и слоистостью, превышающих  $45^\circ$ . Так что этот вопрос требует специального рассмотрения.

Выявление различной степени асимметрии лежащих складок в метаморфических комплексах может способствовать выяснению их генезиса. Если асимметрия слабая, а зеркало складок (на соответствующем этапе развития) последующих генераций складок!) субвертикально, то лежащие складки можно считать результатом вертикального сжатия первоначально вертикальной плоскостной текстуры (сланцеватости или полосчатости), в соответствии со взглядами В.В. Эза [47]. Если же асимметрия сильная, то они, скорее всего, возникают путем деформации первоначально горизонтальной слоистости или полосчатости, по А.Н. Казакову [21], Ю.В. Миллеру [31] и др.

*Асимметрия складок в адвективной структурной ячейке.* Как уже говорилось, асимметрия складок — индикатор предскладчатого поля напряжений — косоугольного сжатия слоистости или ее вторичных эквивалентов. Это позволяет выйти за рамки укоренившегося представления о том, что складки могут подвергаться продольному или поперечному сжатию (в последнем случае — в сочетании с продольным растяжением), и анализировать всю гамму промежуточных ситуаций. Если обратиться к математической модели адвекции (см. рис. 17), то нетрудно заметить, что практически все первичные квадраты в процессе деформации испытывают ска-

шивание и лишь редкие из них превращаются в прямоугольники. Но это означает, что адвективная складчатость должна быть почти всюду асимметричной, как на рис. 1В, II. Исключение составляют участки (домены), расположенные строго на оси восходящего или нисходящего адвективного потока (см. рис. 1В, I). Это хорошо увязывается с отмеченной выше практически повсеместной асимметрией природной складчатости.

Помимо этого, выявление стиля асимметрии и связанной с ней вергенции складчатости дает в руки исследователя существенную информацию о складчатых движениях более крупного масштаба. Рассмотрим частный случай горизонтального зеркала складчатости. Если при этом установлены, например, северная вергенция и асимметрия (как на рис. 27), то возможны два альтернативных варианта горизонтального сдвига, обуславливающего возникновение вергенции и асимметрии данного направления.

1. При горизонтальном сокращении слоистой толщи ее северное ограничение неподвижно, а южное смещается к северу. Горизонтальный же сдвиг обусловлен тем, что верхние части толщи в своем движении к северу опережают нижние. Но тогда мы вправе ожидать на севере в верхней части толщи более интенсивную складчатость, чем в нижней.

2. При горизонтальном сокращении толщи неподвижно ее южное ограничение, а северное смещается к югу. Горизонтальный сдвиг возник потому, что нижние части толщи в своем движении к югу опережают верхние. В этом случае мы вправе ожидать на юге в нижней части толщи более интенсивную складчатость, чем в верхней.

В модели адвекции (см. рис. 17) такие ситуации имеются. В центральной ячейке самый нижний ряд квадратов смещается вправо с максимальной скоростью. Но именно поэтому правый из этих квадратов испытывает максимальное горизонтальное сжатие, например, по сравнению с квадратом 1, расположенным в более верхнем горизонтальном ряду. То же самое можно сказать и про самый верхний ряд квадратов, который смещается в этой ячейке влево с максимальной скоростью. Ниже, при описании складчатой области Таласского хребта, будут приведены примеры, иллюстрирующие эти ситуации.

Таким образом, изучение асимметрии складок, которому сейчас уделяется недостаточное внимание, может способствовать более полной конкретизации введенного выше понятия о структурных ячейках и более уверенному выявлению ориентировки главных осей предскладчатых напряжений.

## ОПЫТ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КОНКРЕТНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В СВЕТЕ ТЕРМОФЛЮИДНОЙ АДВЕКТИВНОЙ КОНЦЕПЦИИ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Характерные черты строения складчатых областей и истории их метаморфического и тектонического развития как таковые, т.е. некий „обобщенный портрет“ складчатых областей, могут быть удовлетворительно объяснены, как показано в предыдущих главах, с позиций концепции термофлюидной адвекции. Следующий этап — интерпретация строения конкретных складчатых областей в свете названной концепции, другими словами, проверка жизнеспособности последней на региональном геологическом материале.

### Таласский хребет Северного Тянь-Шаня как опорная складчатая область

В названном районе автор проводил многолетние полевые исследования совместно с А.В. Вихертом, Ю.М. Гореловым, А.Г. Малюжиным, Н.С. Фроловой и Ф.Л. Яковлевым. Полевые работы проводились в научном содружестве с геологами Киргизии; последние внесли большой вклад в познание геологического строения и метаморфической и тектонической истории региона [2, 23, 29 и др.] .

Данный район отличается прекрасной обнаженностью и типичной геосинклинальной складчатостью в осадочных толщах. Для него также характерны две важные особенности.

Во-первых, район ограничен с юга глубинным разломом, известным как „важнейшая структурная линия Тянь-Шаня“, или „линия Николаева“. Этот разлом отделяет каледонский Северный Тянь-Шань от герцинского Срединного Тянь-Шаня. Его звено, расположенное в пределах названного района, называется Главным Таласским разломом (ГТР).

Во-вторых, в этом районе региональный метаморфизм проявился в разной степени — от зеленосланцевой (а местами и эпидот-амфиболитовой) фации до глубинного катагенеза. Другими словами, имеется „мост“ между собственно метаморфическими и слабоизмененными осадочными породами. Это важно для решения поставленной задачи. В складчатых областях, сложенных неметаморфизованными (см. гл. 3) толщами, весьма трудно уловить проявления теплового импульса. В таких областях всегда создается впечатление о складчатости как результате сугубо механического процесса, происходящего под влиянием воздействия на осадочную толщу тех или иных внешних сил. В тех регионах, где складчатые толщи глубоко метаморфизованы, ощущается роль теплового фактора, однако нет уверенности, что в вышележащих слабо- или совсем немета-

морфизмических толщах этот фактор мог играть такую же важную роль при формировании складчатости. В выбранном районе исследований проблема складкообразования может решаться с единых позиций.

Как это часто бывает, проводя специальные исследования по проблеме складкообразования, автор и его коллеги столкнулись с дискуссионностью представлений о геологическом строении района. Это в первую очередь касалось стратиграфии таласского осадочного комплекса. Но там, где имеются неясности в стратиграфии, всегда возникают сомнения в правильности понимания тектоники. Поэтому, попутно со специальными, автору и его коллегам пришлось проводить региональные общегеологические исследования, результаты которых отражены ниже.

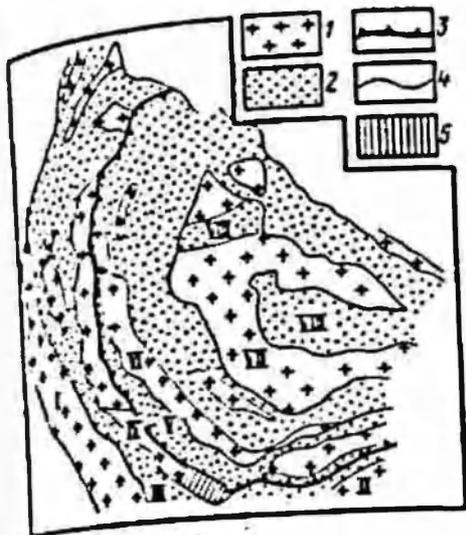
### Местоположение района исследований на фоне более крупных тектонических элементов земной коры

Район исследований расположен в западной части северного склона Таласского хребта. С юга он ограничен ГТР. Последний приурочен в основном к водораздельной части хребта, в которой абсолютная высота рельефа местами превышает 4 км. ГТР простирается в восточном — юго-восточном направлении.

Район относится к Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области, принадлежащей, в свою очередь, к Урало-Монгольскому складчатому поясу. Названная область, овальная в плане, имеет концентрически-зональное строение [19]. В ее центре располагается Казахстанско-Северо-Тяньшаньская эвгеосинклинальная система. Граница между этими Каратауская хемизвгеосинклинальная система. Граница между этими системами проходит по глубинным разломам, которая на юго-востоке имеет субширотное простирание и разделяет Киргизско-Терскую и Чаткало-Нарынскую структурно-фациальные зоны (рис. 29), совпадая на этом отрезке с „линией Николаева“. К западу этот глубинный разлом разветвляется и приобретает северо-западное простирание. Его северная ветвь — Ичкелетау-Сусамырский разлом — трассирует границу названных эв- и хемизвгеосинклинальной систем, а южная ветвь представляет собой уже упоминавшийся ГТР. Между этими ветвями располагается Талассо-Каратауская структурно-фациальная зона, в пределах которой и находится район исследований (рис. 30).

Большинство исследователей Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области считает, что к концу раннего докембрия здесь сформировалась континентальная кора. Затем произошла деструкция последней и установление геосинклинального режима в отдельных зонах, разделенных остаточными массивами (см. рис. 29). Последние развивались в режиме срединных массивов („микроконтинентов“) или интрагеоантиклиналей; этот режим может быть обобщенно назван геоантиклинальным [19].

Рис. 29. Палеотектоническая схема раннего палеозоя Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области (по Ю.А. Зайцеву и др.):



1 — остаточные массивы; 2 — геосинклинальные прогибы; 3 — граница Кокчетав-Каратауской хемизвогеосинклинальной и Казахстанско-Северотяньшаньской эвогеосинклинальной систем; 4 — границы структурно-фациальных зон; 5 — регион, изображенный на рис. 30.  
 I — VIII — структурно-фациальные зоны (I — Сырдарьинский срединный массив, II — Таримский платформенный массив, III — Чаткало-Нарынская зона, IV — Таласо-Каратауская зона, V — Киргизско-Терскойская зона, VI — Муюнкумский остаточный массив, VII — Балхашский срединный массив, VIII — Джунгаро-Балхашская зона

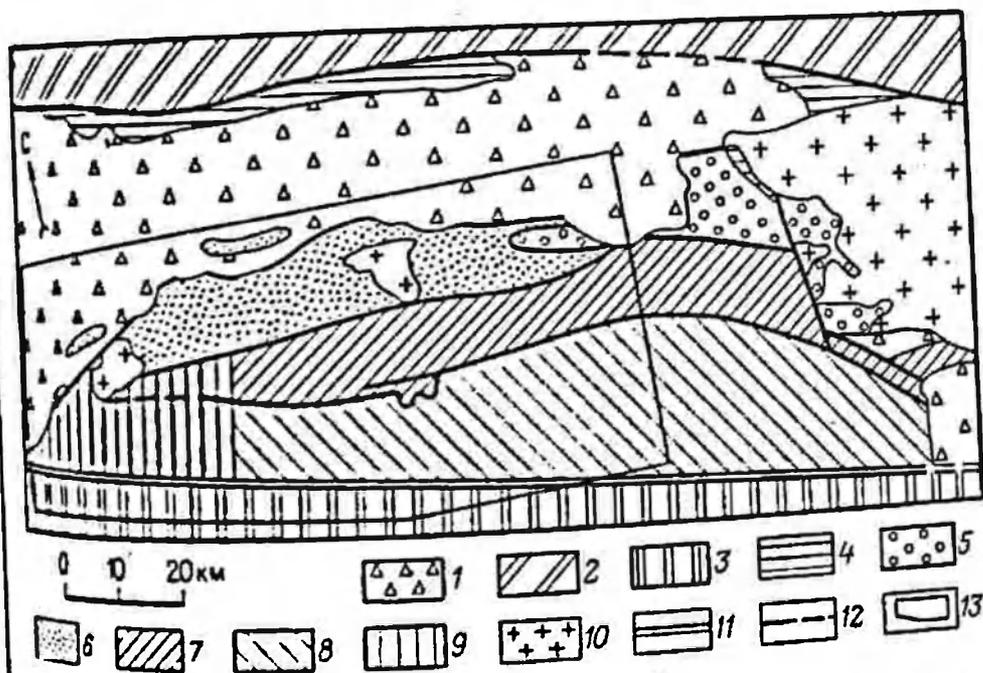


Рис. 30. Положение района исследований в плане региональных структур (по А.А. Мамлюжницу и Н.С. Фроловой):

1 — альпийский структурный этаж (кайнозойские отложения); 2 — Киргизско-Терскойская зона; 3 — Чаткало-Нарынская зона; 4 — 8 — тектонические блоки Таласо-Каратауской зоны (4 — Ичкелетауский, 5 — Курган-Карагоунский, 6 — Таласо-Каратауский, 7 — Кумыштагский, 8 — Узунакматский); 9 — западное продолжение Кумыштагского и Узунакматского блоков; 10 — интрузии разного состава и возраста; 11 — Главный Таласский глубинный разлом; 12 — крупные разрывы; 13 — район исследований

К концу герцинского тектонического цикла все зоны деструкции были „залечены“, и в мезокайнозойский этап развития регион вступил, обладая моноклиной континентальной корой.

Дискуссионными остаются форма и время начала деструкции континентальной коры. Примечательно, что разные авторы дают ответ на эти вопросы в зависимости от ранга рассматриваемых тектонических элементов земной коры. Так, А.А. Моссаковский и А.Б. Дергунов считают, что каледониды Центрального Казахстана, Южной Сибири и Монголии сформированы на месте венд-раннепалеозойского океанического бассейна, представляющего собой часть более обширного Центрально-Азиатского палеоокеана. Последний на востоке обрамлялся активной континентальной окраиной в области кузнецко-саянских каледонид, а на западе — пассивной континентальной окраиной, в состав которой входила и наиболее интересующая нас территория Северного Тянь-Шаня, с рифтовым режимом в венде — раннем палеозое. Авторы стоят на мобилистических позициях „раскрытия“ и последующего „закрытия“ океанического бассейна, причем этот мобилизм довольно умерен по отношению к названной территории Северного Тянь-Шаня.

А.А. Абдулин и А.Е. Шлыгин ограничиваются рассмотрением меньшего по площади региона — Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса. Указывая на наличие крупных остаточных массивов и малую изменчивость по латерали разрезов слагающих их раннедокембрийских образований, они считают, что в позднем протерозое и палеозое в этом регионе не было обширных океанических бассейнов. В то же время они считают реальными значительные, в сотни километров, горизонтальные смещения блоков коры по крупным сдвигам. В результате они приходят к выводу, что ни мобилистические, ни фиксистерские варианты эволюции коры в данном регионе в своих крайних проявлениях неприемлемы. Время начала деструкции коры в регионе они датируют вендом — началом кембрия. Отсутствие типичных орогенных комплексов байкалид в регионе А.А. Абдулин и А.Е. Шлыгин трактуют как признак отсутствия законченного байкальского цикла. Они указывают на тесную связь позднепротерозойских отложений с тектоническими процессами в палеозое. По их мнению, складчатые движения в позднем протерозое, кембрии и первой половине ордовика не приводили к консолидации коры.

Ю.А. Зайцев [19] при анализе истории тектонического развития еще меньшего по площади региона — вышеупомянутой Казахстанско-Тянь-Шаньской складчатой области — в позднем докембрии и раннем палеозое (см. рис. 29) пришел к выводу о небольшой амплитуде раздвигов (10–20 км) при деструкции континентальной коры, в том числе в зонах мантийных гипербазитовых валов. Начало этой деструкции и заложение геосинклинальных прогибов датируется поздним рифеем. Самостоятельность байкальского цикла и его проявлений (завершенная складчатость, орсгенез) отрицается.

Исследователи, концентрирующие свое внимание на еще более узком регионе, охватывающем Киргизско-Терскую, Таласо-Каратаускую и Чаткало-Нарынскую структурно-фациальные зоны (см. рис. 29, 30), при трактовке деструкции континентальной коры вообще не акцентируют вопрос на каких-либо раздвигах. В то же время они выделяют самостоятельный байкальский тектонический цикл [2, 23, 29].

Таким образом, специфика района исследований и его окрестностей, изображенных на рис. 30, заключается в следующем.

1. Район исследований расположен в непосредственной близости от Казахстанско-Северо-Тяньшаньской эвгеосинклинали системы, овальной в плане и имеющей радиус около 750 км (см. рис. 29). Такая конфигурация свидетельствует об автономном развитии системы и о малой вероятности внешних механических воздействий на нее со стороны сжимающих литосферных плит. Ю.А. Зайцев [19] показал, что все известные в казахстанских палеозоидах значительные по масштабам горизонтальные смещения — сдвиги и сопровождающие их надвиги — к разданию геосинклинали овала прямого отношения не имели, являясь более поздними, наложенными. (Это относится и к ГТР — звену Таласо-Ферганского сдвига.) Скромные по своим масштабам (10–20 км) раздвиги в центре овала, обусловленные мантийным диапиризм, явно недостаточны для формирования складчатых зон по периферии овала. Эти соображения в сочетании с фактами, свидетельствующими о центростремительной миграции фаз складкообразования и об упрощении и выглаживании складчатости вниз по разрезу, по мере приближения к геосинклинали фундаменту, привели Ю.А. Зайцева к выводу о местных причинах формирования складчатости в концентрически расположенных геосинклинали прогибах.

2. Деструкция континентальной коры в окрестностях района исследований началась еще в позднем рифее, т.е. раньше, чем в подавляющем большинстве других зон Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинали области и Урало-Монгольского пояса в целом.

История тектонического развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали в позднем докембрии и раннем палеозое

Киргизско-Чаткальской геосинклинали автор называет ту часть упомянутой совокупности трех структурно-фациальных зон (Киргизско-Терская, Таласо-Каратауская и Чаткало-Нарынская), которая включает район исследований и его окрестности (см. рис. 29 и 30). В названное время геосинклинали была ограничена с юга Сырдарьинским средним, а с севера — Муюнкумским остаточным массивами. При изложении истории развития названной геосинклинали автор в первую очередь опирается на работы [2, 23, 29] в сочетании со сводкой [19] по более обширному региону.

Среди исследователей отсутствует единство мнений по вопросу о роли ранне (?) -среднерифейского этапа и, в частности, исседонского (гринвилльского) тектонического цикла в тектонической истории региона: завершает ли она раннедокембрийский мегаэтап или начинается позднедокембрийско-палеозойский мегаэтап. Во всяком случае в течение исседонского цикла эндогенный режим был довольно спокойным: на больших площадях накапливались однообразные формации (сланцево-карбонатные, карбонатно-кварцевые и вулканогенные траппового типа), отсутствовали геосинклинальный вулканизм, значительный гранитоидный магматизм и орогенные формации, складкообразование было слабым.

Позднерифейский этап можно расчленить на три стадии. На первой стадии, после кратковременного поднятия на рубеже среднего и позднего рифея, произошла региональная стабилизация платформенного типа. Эта стадия продолжалась в течение 100–250 млн лет. Субплатформенный режим охватил огромную территорию не только в самом Тянь-Шане, но и далеко за его пределами (западная часть Центрального Казахстана, Урал). Тектонические движения имели очень малую скорость и не были дифференцированы. Мощность отложений — десятки, реже первые сотни метров. Их состав весьма однороден — кварцевые и аркозовые песчаники с глауконитом и фосфоритами, существенно обогащенные минералами тяжелой фракции. Отложения подстилаются корами выветривания.

Деструкция континентальной коры и начало эвгеосинклинального развития Киргизско-Терской зоны происходят на второй стадии, когда формировалась спилито-дивбазовая формация мощностью до 3 км. Иной — кислый вулканизм имел место в Чаткало-Нарынской зоне. Вулканы этой зоны Среднего Тянь-Шаня начинают на данной стадии ряд формаций, существенно отличающийся от формационного ряда Таласо-Каратауской и Киргизско-Терской зон Северного Тянь-Шаня. Именно на этой стадии происходит резкое обособление этих двух регионов Тянь-Шаня, разграниченных глубинным разломом „линии Николаева“ и ГТР в районе исследований (см. рис. 30). Отложения этой стадии в Таласо-Каратауской зоне не вскрыты.

На третьей стадии в Киргизско-Терской зоне происходит инверсия, и она становится областью относительного поднятия. Областью интенсивного прогибания с миогеосинклинальным режимом становится Таласо-Каратауская зона, где накапливаются карбонатно-терригенные толщи мощностью до 4–5 км, флишоидные в нижней части и постепенно переходящие вверх по разрезу в нижнюю молассу. В Чаткало-Нарынской зоне в это время господствовал субплатформенный режим.

На вендском этапе Киргизско-Терская зона превращается из области относительного в область абсолютного поднятия. Южнее происходило умеренное прогибание, которое охватило не только Таласо-Каратаускую, но также и Чаткало-Нарынскую зону. В обеих зонах венд-

отложения залегают трансгрессивно, различными своими горизонтами на разных горизонтах верхнего рифея. Однако угловое несогласие не превышает  $10^\circ$ , что свидетельствует о слабости и незавершенности байкальской складчатости. Венд представлен терригенными, карбонатными и кремнистыми отложениями мощностью до 2 км, в нижней половине с вулканитами, а в верхней — с тиллитоподобными конгломератами. Р.А. Максумова [29] квалифицирует названную нижнюю половину вендского как вулканогенно-терригенную молассу, а верхнюю — как верхнюю молассу, и в совокупности с упомянутой верхнерифейской нижней молассой рассматривает весь этот трехчленный комплекс в качестве орогенного, по аналогии с соответствующей „триадой“ А.А. Москвитинского.

Как было отмечено выше, вопрос об орогенной природе вендского комплекса остается спорным. Предметом дискуссии служит и другой вопрос — завершает ли вендский этап байкальский цикл геосинклинального развития или начинается каледонский цикл. Р.А. Максумова [29], считая названный орогенный комплекс байкальским, в то же время указывает на существенную перестройку тектонического режима на вендском этапе (трансгрессивное залегание венда на подстилающих отложениях, вовлечение в прогибание Чаткало-Нарынской зоны Срединного Тянь Шаня, ранее отличавшейся тенденцией к поднятию). Однако такая перестройка охватила не только описываемую здесь Киргизско-Чаткальскую геосинклираль, но и всю Казахстанско-Тяньшаньскую геосинклинальную область. Прогибание и осадконакопление происходили в венде во внешней части этой области — упомянутой выше Кокчетау-Катауской хемизвгеосинклинальной системе (см. рис. 29), о чем свидетельствуют полные разрезы венда в этой системе, содержащие горизонты тиллитоподобных конгломератов. Центральная часть области — будущая Казахстанско-Северо-Тяньшаньская звгеосинклинальная система — продолжала испытывать поднятие и размыв, за исключением расположенного в центре системы Балхашского срединного массива, где венд накапливался главным образом в карбонатных фациях.

В свете приведенных данных, пожалуй, более прав Ю.А. Зайцев [19], который относит вендский этап к каледонскому тектоническому циклу. Однако ярко выраженная деструкция континентальной коры и заложение звгеосинклинального режима происходят в названной геосинклинальной области лишь в начале кембрия. Вендский этап — это этап общего поднятия обширной области (будущей звгеосинклинальной системы), предвещающий такую деструкцию (как это имеет место, например, в рифтовых областях), с накоплением обломков размываемых пород на периферии этой области (в пределах будущей хемизвгеосинклинальной системы). И неудивительно, что при этом накапливаются формации, имеющие некоторое сходство с орогенными. К этому следует добавить, что период накопления вулканогенно-терригенной молассы за-

заканчивается формированием крупного несогласия и коры выветривания. Это важный тектонический рубеж (600 млн лет) в Средней Азии и Южном Казахстане. Период накопления верхней молассы завершается в позднем венде (непосредственно перед деструкцией коры) погружением, морской трансгрессией и накоплением маломощных и очень выдержанных на огромных пространствах (включая Южно-Тяньшаньскую и Таримскую платформы) фосфорито-кремнистой ванадиеносной и карбонатной платформенной формаций. Это означает, что в венде процесс поднятия имел прерывистый характер, а непосредственно перед деструкцией коры и заложением эвгеосинклинального режима произошло кратковременное тектоническое „успокоение“.

Но если относить вендский этап к каледонскому циклу геосинклинального развития, то возникает вопрос о том, можно ли байкальский этап считать геосинклинальным циклом. Суммируем вышеприведенные данные.

1. Геосинклинальное развитие на байкальском этапе происходило лишь на ограниченной территории, условно названной нами Киргизско-Чаткальской геосинклиналью.

2. Это развитие происходило в ограниченный отрезок времени, в течение упомянутых выше 2-й и 3-й стадий позднерифейского этапа.

3. Деструкция коры сопровождалась формированием спилито-диабазовой формации; петрохимический анализ вулканитов с применением ЭВМ показал близость состава магмы к магме океанических рифтов [23].

4. Формации образуют типичный геосинклинальный ряд: спилито-диабазовая — флишоид — нижняя моласса, который можно характеризовать как завершённый.

5. Складкообразование было слабым и незавершённым, что вообще характерно для байкальской складчатости в глобальном масштабе.

6. Цифры абсолютного возраста коровых метаморфических и магматических процессов (зеленосланцевый метаморфизм указанных в п. 3 основных вулканитов, внедрение гранитоидных интрузий, излияния кислых вулканитов) в основном попадают в интервал 720—680 млн лет. Этими процессами завершается байкальский этап развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали.

7. Интенсивность названных процессов меньше, чем в конце последующего каледонского цикла. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что каледонские гранитоиды по площади выхода составляют около 70 % всех интрузий региона. Из оставшихся 30 % около 90 % составляют байкальские, по М.П. Кузнецову. Это относится, например, к Чичкано-Колбинскому массиву, расположенному к востоку от района наших исследований (см. рис. 30); этот батолит окончательно сформировался в каледонскую эпоху, однако отдельные его части имеют байкальский возраст.

Как известно, в планетарном масштабе байкальский тектонический цикл — последний из циклов докембрия и в то же время первый цикл, характеризующийся определенной последовательностью формаций в геосинклинальных областях. Предыдущие циклы представляли собой отрезки, ограниченные эпохами тектономагматической активности, по Б.М. Келлеру. Подобная эпоха складчатости, магматизма и метаморфизма в интервале 800—600 млн лет, завершающая байкальский цикл, выделяется почти на всех континентах. В середину этого интервала попадает и указанный в п. 6 отрезок времени, не оставляя сомнений в его истинно "байкальском" возрасте. Деструкция коры, наличие и характерный состав вулканитов в начале байкальского этапа (п.3), типично геосинклинальный завершённый формационный ряд (п.4) и всплеск коровых метаморфических и магматических процессов в конце этапа (п.6) дают основание считать байкальский этап развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали самостоятельным циклом.

В то же время малая интенсивность складкообразования (п.5) и названных коровых тепловых процессов (п.7) свидетельствует о вялости геосинклинального режима в конце цикла и соответственно о незавершённости последнего, т.е. о неполной консолидации коры. Это сочетается с ограниченностью территории, охваченной геосинклинальным режимом на байкальском этапе (п.1), и относительно малой продолжительностью этого этапа (п.2). Ниже будет предпринята попытка выявить генетическую подоплеку такого сочетания.

Раннепалеозойский этап можно расчленить на две стадии. В начале первой стадии, совпадающей с началом кембрия, возникла Казахстано-Северо-Тяньшаньская эвгеосинклинальная система (см. рис. 29) на месте обширного поднятия вендского возраста. В окружающих эту систему прогибах, унаследованных от вендского этапа, стали накапливаться типично геосинклинальные формации (кремнисто-известняковая, терригенно-кремнистая), в отличие от вендских, имевших некоторое сходство с орогенными (см. выше). Названные прогибы в совокупности с разделяющими их зонами геосинклинального режима составляют Кокчетау-Каратаускую хемизвгеосинклинальную систему.

Эти события происходили и в пределах Киргизско-Чаткальской геосинклинали. В отличие от большинства других районов Казахстанско-Северо-Тяньшаньской эвгеосинклинальной системы, здесь произошла регенерация эвгеосинклинального режима в Киргизско-Терской зоне.

Первая стадия раннепалеозойского этапа охватывает кембрий, ранний и средний ордовик по лланвирнский век включительно. В это время в Киргизско-Терской зоне накапливаются вулканиты основного и среднего состава, а также карбонатно-терригенные толщи общей мощностью до 6—7 км. Чаткало-Нарынская зона, относящаяся к хемизвгеосинклинальной системе (см. выше), унаследовала от венда режим прогибания. В ее пределах формировались относительно глубоководные ассо-

цизации пород (кремнисто-известняковая и терригенно-кремнистая) мощностью около 700 м, свидетельствующей о некомпенсированности прогибания [19]. В разделяющей названные зоны Таласо-Каратауской зоне господствовал геоантиклинальный режим и накопилась карбонатная толща мощностью около 2 км.

Вторая стадия (начиная с лландейльского века) ознаменовалась накоплением во многих прогибах Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области терригенной флишевой формации. Это относится и к двум нашим зонам — Киргизско-Терской и Чаткало-Нарынской (мощность формации до 3 км). Разделяющая их Таласо-Каратауская зона превратилась на этой стадии из зоны относительного в зону абсолютного поднятия и размыва. Вся территория Киргизско-Чаткальской геосинклинали была охвачена на этой стадии складкообразованием в толщах, накопившихся к этому времени, в том числе и позднедокембрийских, в которых байкальская складчатость осталась незавершенной (см. выше).

На силурийском этапе в пределах рассматриваемой территории господствовал орогенный режим. В областях прогибания накапливались молассовые отложения, отделенные от нижележащих поверхностью регионального размыва и залегающие на самых разнообразных толщах, местами с существенным угловым несогласием. Повсеместно в основании этих отложений прослеживаются базальные конгломераты.

**Ритм эндогенных процессов и тепловые импульсы  
в Киргизско-Чаткальской геосинклинали  
в позднем докембрии и раннем палеозое**

Излагаемая в данной работе термофлюидная адвективная концепция складкообразования основана на более общей концепции В.В. Белоусова [5] об эндогенных режимах и ритме эндогенных процессов в тектонической сфере (см. гл. 1). Поэтому, прежде чем интерпретировать особенности структуры и истории развития Таласской складчатой области в свете адвективной концепции, имеет смысл истолковать тектоническую историю Киргизско-Чаткальской геосинклинали с позиций концепции эндогенных режимов.

Ритм эндогенных процессов обусловлен периодическими тепловыми импульсами. В результате дифференциации вещества, происходящей на границе мантии и ядра Земли, появляются порции более легкого ультраосновного материала. Этот материал собирается в крупные порции, которые начинают всплывать по вертикальным каналам, пересекающим мантию. Поднявшийся в верхнюю мантию разогретый на глубине материал «возбуждает» ее, и на уровне астеносферы в ней выплавляется базальтовая магма. Излияние этой магмы на поверхность представляет собой знаменательное событие эндогенного цикла. В следующем эндогенном

цикла выплавление и излияние базальтовой магмы происходит в результате подъема с границы ядро — мантия новой порции легкого ультраосновного материала и т.д.

Излияние базальтовой магмы на поверхность — одна из форм выноса тепла из нагретой астеносферы (конвективная). Другая (кондуктивная) — это передача теплового импульса из мантии в кору посредством нагрева последней. В частности, для рифтовых зон установлено существенное запаздывание пика кондуктивного выноса тепла по отношению к пика конвективного, по данным И. Рамберга и П. Моргана. Время этого запаздывания, т.е. время нагревания „холодного“ слоя, расположенного над астеносферой, можно оценить по формуле (2), предложенной Е.В. Артюшковым и приведенной в гл. 2. Средняя температура этого слоя (между  $0^{\circ}$  на поверхности и  $1200-1400^{\circ}$  С в „возбужденной“ астеносфере) составляет  $600-700^{\circ}$ . Поэтому осредненную температуропроводность слоя  $\chi$  можно принять равной  $7 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с, по А.М. Сидорову. Передача тепла из мантии в кору приводит к региональному метаморфизму и коровому магматизму.

Рассмотрим в этом аспекте тепловую историю региона. При этом следует принять во внимание чрезвычайно важные результаты исследования термодинамических условий выплавления различных магм, предпринятого в Институте геологии АН Киргизской ССР [23]. Начнем с каледонского эндогенного цикла, для которого возрастные определения наиболее надежны.

Эндогенный режим этого цикла был обеспечен крупной порцией легкого ультраосновного материала, всплывшей с границы мантии и ядра; в первом приближении будем считать форму этой порции шаровой. На границе астеносферы эта порция растеклась, отдав свое избыточное тепло. В результате такого возбуждения в астеносфере начала выплавляться базальтовая магма на территории округлой в плане Казахстанско-Северо-Тяньшаньской эвгеосинклинальной системы, имеющей радиус около 750 км (см. рис. 29). Для того, чтобы выплавление базальтов осуществлялось в надлежащем количестве, нижнемантийная шаровая порция должна иметь такой объем, чтобы образовать в астеносфере на площади эвгеосинклинали слой средней толщины в 1 км [5]. С учетом радиуса названной системы, заключаем, что объем порции соответствует объему шара радиусом от 65 (эллипсоидальная модель) до 120 км (цилиндрическая модель), в среднем около 90 км. Эта оценка соответствует оценкам В.В. Белоусова (75 км) и Е.В. Артюшкова ( $> 50$  км). Ширину вертикального мантийного канала, по которому поднимаются названная порция легкого материала и в котором в результате теплообмена вязкость вещества понижена, Е.В. Артюшков [1] оценивает как двукратную по сравнению с размером этих порций. Следовательно, радиус мантийного канала в интересующем нас случае составлял около 200 км. Вероятнее всего, этот канал располагался под центральной частью Казах-

станско-Северо-Тяньшаньской эвгеосинклинальной системы, а конкретно — под Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоной, средний радиус которой составляет около 250 км (см. рис. 29). Эта зона была центром тектонической активности на протяжении всего палеозоя. В ней зафиксировано сквозное геосинклинальное развитие в каледонской и герцинской тектонических эрах; здесь имеется непрерывный стратиграфический геосинклинальный разрез от ордовика до перми. Только в пределах названной зоны в каледонском цикле формировались мантийные гипербазитовые валы [19]. Не исключено, что эти гипербазиты, обнажающиеся в устье мантийного канала, представляют собой транспортированные к поверхности наименее измененные породы нижней мантии, подобно тому как вулканы выносят на поверхность наименее измененные породы (ксенолиты) верхней мантии. Описанный канал представляет собой пока гипотетическую, но в то же время чрезвычайно существенную структуру общемантийного масштаба и может быть назван Джунгаро-Балхашским мантийным каналом. Это региональная конкретизация общетеоретических положений В.В. Белоусова [5] и Е.В. Артюшкова [1], а также вывода Ю.А. Зайцева [19] об очаговом, изометричном характере общемантийного энергетического источника под каждым геосинклинальным овалом Урало-Монгольского пояса.

Движение и эволюцию нижнемантийной порции вещества можно представить следующим образом. При ее подъеме на уровень, отстоящий от поверхности Земли на расстоянии в 400 км, происходит ее разуплотнение в результате перехода шпинели в оливин и резкое ускорение ее подъема [1]. Вероятно, именно с этим связано формирование на поверхности крупного несогласия и коры выветривания регионального масштаба 600 млн лет назад. Дальнейший подъем названной порции к подошве литосферы вызывает положительный изгиб последней; после этого порция растекается, сначала активно в течение около 1 млн лет на расстояние, примерно в 6 раз превышающее ее первичный радиус, а затем пассивно в течение около 10 млн лет, по В.П. Кеонджану и др. Формирование положительного изгиба литосферы можно сопоставить с описанным выше поднятием территории будущей эвгеосинклинальной системы и накоплением отложений, имеющих некоторое сходство с орогенными, в пределах хемизвгеосинклинальной системы. Растеканию же порции, вероятно, соответствует кратковременное тектоническое „успокоение“ непосредственно перед деструкцией коры и заложением эвгеосинклинального режима.

В возбужденной (вследствие названного растекания) астеносфере началось выплавление базальтовых магм с начала кембрия. В нашей Киргизско-Чаткальской геосинклинали это произошло в томмотском веке нижнего кембрия (370 млн лет, караарчинская свита вблизи района наших исследований). Петрохимический анализ с применением математической статистики и ЭВМ показал близость состава магмы к магме

континентальных рифтов, формирующейся на глубине 40–60 км [23]. Среднюю цифру 50 км можно принять в качестве оценки глубины залегания астеносферы в названной геосинклинали в рассматриваемый период времени.

Время передачи теплового импульса из астеносферы в вышележащую литосферу можно оценить по формуле (2). Оно составляет около 115 млн лет. Следовательно, прогрев литосферы мощностью около 50 км, в том числе и коры, начавшийся 570 млн лет назад, закончился к рубежу около 455 млн лет. Это — пландейльский век среднего ордовика, т.е. как раз начало 2-й стадии раннепалеозойского этапа — стадии перехода к накоплению терригенного флиша, складкообразования и перехода к абсолютному поднятию Таласо-Каратауской зоны, в пределах которой расположен район исследований.

После нагревания коры следует ее охлаждение. Время этого охлаждения имеет тот же порядок, что и время нагревания. Поэтому до начала этого, герцинского эндогенного цикла (рубеж силура и девона, около 35 млн лет), т.е. в течение примерно 60 млн лет, кора находилась в "длительном" состоянии. Охладиться она не успела. Об этом свидетельствуют проявления интенсивного метаморфизма и магматизма.

А.Б. Бакиров [2] выделяет ордовикский этап метаморфизма со средним возрастом 460 млн лет. В развитии гранитоидного интрузивного магматизма он намечает три этапа: 1) небольшие субвулканические тела кристалл-порфиритов и других пород на рубеже среднего и позднего ордовика; 2) крупные батолиты гранодиоритов в позднем ордовике; 3) интрузии лейкократовых и аляскитовых гранитов в силуре. Весьма значительным был в среднем и позднем ордовике и вулканизм. Это андезитовая формация натрового профиля и андезитовая формация калиевого профиля; первая ассоциирует с флишем, вторая — с красноцветной морской молассой.

Таким образом, тектонические и тепловые события каледонского цикла хорошо увязываются с количественными оценками, основанными на концепции эндогенных режимов. Чтобы завершить рассмотрение этого цикла, необходимо оценить его длительность для сравнения с длительностью других циклов.

Каледонский тектонический цикл начался в венде. Однако "настоящий" эвгеосинклиальный режим установился только в начале кембрия. Эта дата фиксируется довольно точно, а для предыдущего байкальского цикла деструкция коры и излияние основных лав вообще представляют единственное событие, обозначающее начало цикла. Поэтому именно подобное событие имеет смысл положить в основу четкой фиксации ритма эндогенных процессов и считать его началом эндогенного цикла [5]. Условившись об этом, можно оценить длительность каледонского цикла цифрой около 175 млн лет с начала кембрия (570 млн лет) до начала девона (395 млн лет), когда начался герцинский

цикл геосинклинального развития в Среднем и Южном Тянь-Шане; в Северном Тянь-Шане в это время начали формироваться межгорные впадины и изливаться кислые лавы [2].

Теперь попытаемся выяснить в свете концепции эндогенных режимов причину „неполноценности“ развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали в течение байкальского эндогенного цикла. Этот цикл начался примерно 750 млн лет назад излиянием основных лав, поэтому его продолжительность составляет  $750 - 570 = 180$  млн лет (сюда включен, по принятому условию отсчета, и венд), т.е. она практически та же, что и у каледонского цикла. Петрохимический анализ вулканитов показал близость состава названных лав к магме океанических рифтов, формирующейся на глубине 15–30 км [23]. Снова используя формулу (2) для расчета времени прогрева вышележащего литосферного слоя средней мощности 25 км, получим цифру около 30 млн лет. Это значит, что уже к рубежу около 720 млн лет кора прогрелась, а к рубежу 690 млн лет должна была остыть. И действительно, основные тепловые события байкальского цикла приурочены к интервалу 720–680 млн лет. После этого до конца цикла, т.е. в течение более 100 млн лет, кора пребывала в „холодном“ состоянии. Именно в таком состоянии она была вовлечена в венд в режим, имеющий черты сходства с орогенным и по охвату значительно большей территории, чем рассматриваемая геосинклираль, и по существу (но не по принятой нами в целях единообразия системе отсчета циклов) относящийся к каледонскому циклу. Это элиплатформенный режим в отличие от орогенного режима конца каледонского цикла, проявившегося в условиях еще „горячей“ коры и поэтому эпигеосинклинального. По-видимому, именно для последнего более характерна упомянутая выше формационная триада А.А. Мессаковского.

Таким образом, собственно геосинклинальный этап, когда были „горячими“ сначала верхняя мантия, а затем кора, был непродолжительным (60 – 70 млн лет) и проявился лишь на ограниченной территории рассматриваемой геосинклинали. Незавершенность геосинклинального режима (малая интенсивность складкообразования и коровых тепловых процессов) сочетается с непродолжительностью состояния „горячей“ коры, в противоположность тому, что имело место в последующем каледонском цикле. Такая корреляция находится в полном соответствии с концепцией эндогенных режимов, согласно которой все тектонические события обусловлены проникновением теплового импульса в кору. В данном случае такого импульса в байкальском цикле оказалось недостаточно для консолидации коры.

Причину слабости теплового импульса можно усмотреть в малости порции нижнемантийного материала, поднявшегося к началу байкальского цикла к подошве литосферы. Вероятно, именно из-за своей малости предбайкальская порция поднялась так близко к поверхности Земли

(возможна аналогия с малыми интрузиями). По той же причине она "всплывала" с границы мантии и ядра дольше, чем предбайкальская и герцинская порции; две последние были примерно одинаковы: они "всплывали" в течение байкальского и каледонского циклов, примерно равных по продолжительности и обеспечили полноценный геосинклинальный режим в каледонском и герцинском циклах.

Длительность всплывания предбайкальской порции обусловила и большую длительность предыдущего исседонского цикла. Начало этого цикла приурочено к эльсонской (готской, кибарской) тектономагматической эпохе, хотя не исключено, что оно совпадает с предыдущей прекофено-карельской эпохой [19]. Предисседонская нижнемантийная порция смогла обеспечить лишь вялый эндогенный режим в исседонском цикле; глубина "остановки" этой порции соответствует глубине выплавления базальтов траппового типа (65 — 100 км [23]), захватывающих среднерифейские осадочные толщи. Проникновение соответствующего теплового импульса в кору, если снова воспользоваться формулой (2), приурочено к рубежу около 1100 млн лет, что соответствует как региональным, так и глобальным цифрам абсолютного возраста эльсонской (гренилльской) тектономагматической эпохи.

Исседонский цикл завершает раннедокембрийский мегаэтап тектонического развития региона, в результате чего была создана консолидированная континентальная кора и установился субплатформенный режим [19], приуроченный к 1-й стадии позднерифейского этапа длительностью 100—250 млн лет. Кора в это время была "холодной", однако считать во времени это состояние от состояния "умеренно теплой" коры, обусловленного слабым тепловым импульсом исседонского цикла весьма трудно. Эту субплатформенную стадию мы включаем, по принятой системе отсчета циклов, в исседонский цикл, хотя по существу это самостоятельный тектонический этап, а точнее "тектоническая эра" между раннедокембрийским и позднедокембрийско-палеозойскими геосинклинальными мегаэтапами [19].

Вопрос о местоположении мантийных каналов, по которым к подошве литосферы поднимались предисседонская и предбайкальская порции нижнемантийного материала, не решается столь определенно, как для описанного Джунгаро-Балхашского мантийного канала, по которому поднималась предкаледонская (а возможно, и предгерцинская) порция. Если принять во внимание, что байкальская Киргизско-Терскайская звгеосинклинальная зона расположена в центральной части мантийной в плане геосинклинальной области раннедокембрийского мегаэтапа (включая исседонский этап) [19], то можно сделать предположение о едином мантийном канале. Этот канал можно было бы назвать Киргизско-Терскайским и считать, что по нему поднимались нижнемантийные порции, обеспечившие геосинклинальное развитие на названном мегаэтапе. Перед исседонским, завершающим циклом мегаэтапа

по нему смогла подняться такая порция, которая „возбудила“ верхнюю мантию лишь в незначительной степени (выплавление глубинных базальтов траппового типа). Затем наступила „пауза“ перед позднедокембрийско-палеозойским геосинклинальным мегаэтапом (субплатформенный режим на поверхности). Оживление дифференциации вещества на границе мантии и ядра после этой „паузы“ привело к подъему сначала малой, как бы „пробной“ предбайкальской порции с использованием прежнего „отмирающего“ Киргизско-Терскойского мантийного канала, а затем „нормальной“ для геосинклинального режима предкаледонской порции по новому, Джунгаро-Балхашскому каналу.

Если придерживаться мобилистической точки зрения А.А. Моссаковского и А.Б. Дергунова, то можно было бы считать, что мантийный канал все время был один и тот же, но функционировал по принципу „мантийной струи“ под сместившейся в венде примерно на 750 км к запад-юго-западу литосферной плитой.

Все вышеизложенное хорошо согласуется с концепцией эндогенных режимов и демонстрирует решающую роль тепловых импульсов в тектоническом развитии Киргизско-Чаткальской геосинклинали. Теперь с этих широких позиций можно приступить и к интерпретации особенностей структуры и истории развития Таласской складчатой области (конкретного района наших исследований) в свете термофлюидной адвективной концепции складкообразования. Данная концепция — составная часть более общей концепции эндогенных режимов.

### Краткий очерк геологического строения района исследований

Данный очерк составлен с привлечением материалов А.В. Вихерта, А.Г. Малюжинца и Н.С. Фроловой.

Район исследований (см. рис. 30) ограничен с юга Главным Таласским разломом (ГТР), а с севера — Таласской межгорной впадиной, выполненной кайнозойскими отложениями (рис. 31). Геологической границей служит Северо-Таласский альпийский разлом, расположенный у северного подножья Таласского хребта.

*Структурно-фациальное районирование и структурные этажи.* Район относится к упомянутой выше Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоне и сложен верхнерифейско-нижнепалеозойскими осадочными толщами, составляющими единый байкальско-каледонский структурный этаж. (Другой структурный этаж — альпийский — представлен кайнозойскими отложениями.) Этот этаж подразделяется на три структурных подэтажа — верхнерифейский, вендский и нижнепалеозойский. На большей части территории обнажаются верхнерифейские отложения нижнего подэтажа. Выделяются два типа разреза — сокращенный и полный (рис. 32).

Сокращенный тип разреза характерен для Курган-Карагоинского

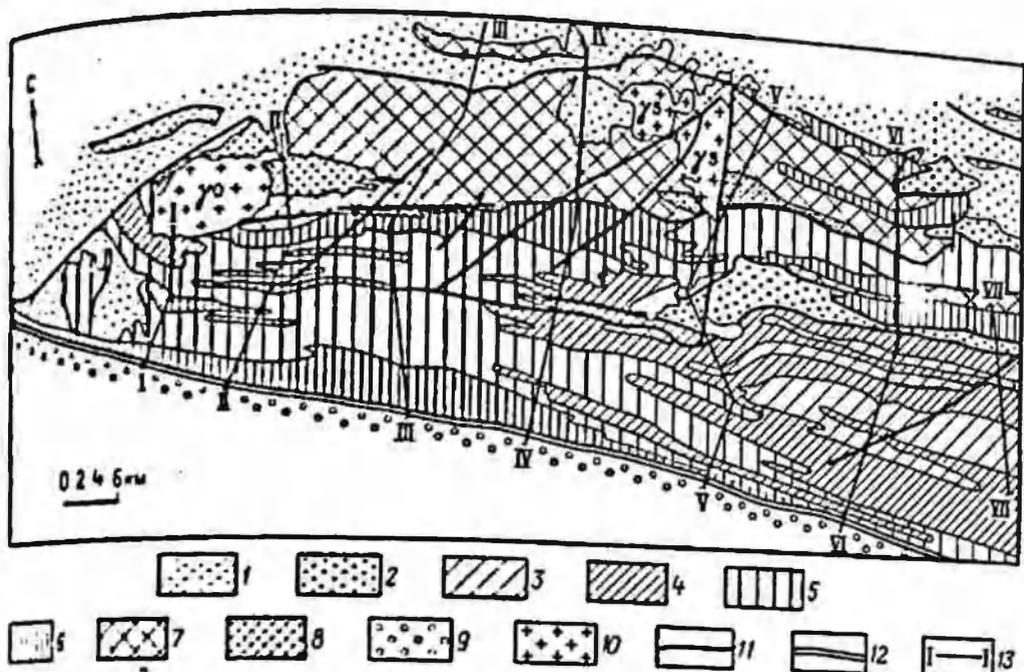


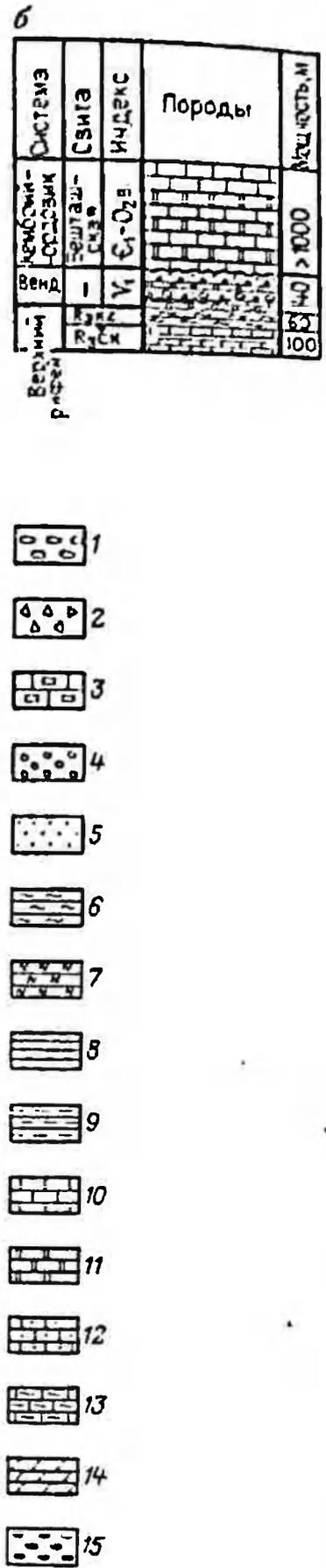
Рис. 31. Схематическая геологическая карта западной части Таласского хребта (по А.Г. Малюжнцу):

1 — каинзойские отложения (KZ); 2 — верхний рифей — средний ордовик ( $R_3 - O_1$ ) (курган-карагоинский тип разреза); 3 — 8 — свиты таласского типа разреза нижнего рифея: 3 — узунхматская свита верхняя подсвита ( $R_3 u_2$ ), 4 — узунхматская свита нижняя подсвита ( $R_3 u_1$ ), 5 — карабуриная ( $R_3 k$ ), 6 — чаткарагайская ( $R_3 c$ ), 7 — сарыджонская ( $R_3 s$ ), 8 — тагыртауская ( $R_3 t$ ); 9 — рифейско-палеозойские образования Среднего Тянь-Шаня; 10 — интрузии кислого и среднего возраста; 11 — крупные разрывы; 12 — Главный Таласский главный разлом; 13 — линии геологических разрезов

тектонического блока (см. рис. 30), который может быть выделен в разрезе одноименной структурно-фациальной подзоны. Эта подзона расположена в основном к востоку от района исследований. В пределы района (в его северо-восточный угол) попадает лишь небольшая часть этой подзоны. Верхнерифейские отложения здесь сильно сокращены в мощности и представлены мелководными фациями.

Для остальной территории района характерен полный тип разреза верхнего рифея (Таласская структурно-фациальная подзона). Последний представлен флишоидным комплексом большой мощности. В пределах этой подзоны выделяют три тектонических блока (с юга на север): Узунхматский, Кумыштагский и Тагыртауский; последний, в качестве самостоятельной структурно-фациальной зоны, выделил А.В. Вихерт. Эти три блока разделены соответственно Центрально-Таласским и Джол-сайским разломами. Об отличии в строении блоков будет сказано ниже. Два других структурных подэтажа — вендский и нежнепалеозойский — представлены маломощными отложениями. Они обнажаются лишь в двух местах — в Курган-Карагоинском тектоническом блоке и в

В е р х н и й р и ф е й											
Система		Узунхатская								Система	
Свита		Узунхатская								Свита	
Подсвита, пачка		Верхняя подсвита								Подсвита, пачка	
Индекс		R <sub>312</sub>								Индекс	
Породы		Породы								Породы	
Мощность, м		Мощность, м								Мощность, м	
Тагиртауская	Верхняя пачка	R <sub>312</sub>	270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	> 570
	Первая пачка	R <sub>311</sub>	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	230-270	880-1230
	Вторая пачка	R <sub>312</sub>	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	
	Третья пачка	R <sub>313</sub>	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	200-230	
	Четвертая пачка	R <sub>314</sub>	180-200	180-200	180-200	180-200	180-200	180-200	180-200	180-200	
	Нижняя подсвита	R <sub>315</sub>	160-180	160-180	160-180	160-180	160-180	160-180	160-180	160-180	
	Верхняя подсвита	R <sub>316</sub>	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	
Чаткагайская	Верхняя пачка	R <sub>317</sub>	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	
	Нижняя подсвита	R <sub>318</sub>	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	80-160	
Карбуринская		R <sub>319</sub>	470-510	470-510	470-510	470-510	470-510	470-510	470-510	470-510	
Узунхатская	Нижняя подсвита	R <sub>320</sub>	880-1230	880-1230	880-1230	880-1230	880-1230	880-1230	880-1230	880-1230	
	Верхняя подсвита	R <sub>321</sub>									



этого района. Между всеми тремя структурными подэтажами не наблюдается сколько-нибудь значительных угловых несогласий, превышающих 10°. Поэтому они и объединены в единый структурный этаж (малая инверсия байкальской складчатости). В то же время они существенно различны по составу слагающих их формаций: снизу вверх последовательно сменяют друг друга три комплекса — миогеосинклинальный, аллювиальный (с той долей условности, о которой говорилось выше) и эоантиклинальный.

Сокращенный тип разреза Курган-Карагоинской структурно-фациальной подзоны сочетается с брахиморфной складчатостью соответствующих отложений (детально эта складчатость не изучалась). Напротив, в таласской подзоне с полным типом разреза господствует линейная складчатость, параллельная ГТР (рис. 33).

**Стратиграфия.** В районе обнажаются лишь карбонатно-терригенные отложения, сформировавшиеся на заключительной 3-й стадии позднерифейского этапа развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали, когда вся Киргизско-Каратауская структурно-фациальная зона стала областью интенсивного прогибания, а в расположенной к северу Киргизско-Терсейской эогеосинклинальной зоне произошла инверсия, и она стала областью относительного (а временами и абсолютного) поднятия. Курган-Карагоинская подзона с сокращенным типом разреза пространственно тяготеет к Киргизско-Терсейской зоне (см. рис. 30). Таласская подзона с полным типом разреза более удалена от названной зоны. Отложения раннего рифея Таласской подзоны объединены под общим названием таласского флишоидного комплекса, так как в этих толщах содержатся группы пород с флишевой ритмичностью. Курган-карагоинский комплекс одноименной подзоны лишен всяких признаков такой ритмичности и имеет меньшую мощность (см. рис. 32); только он содержит органические остатки и является опорным при оценке возраста таласских толщ.

Разрез таласского флишоидного комплекса также неоднороден по мощности. В самом северном, Тагыртауском блоке (а также в изолированном массиве Ичкелетау), расположенном по простиранию структур западу от Курган-Карагоинской подзоны и наиболее приближенном

рис. 32. Таласский (а) и курган-карагоинский (б) типы сводных стратиграфических разрезов западной части Таласского хребта (по А.Г. Малюжину и Н.С. Фроловой):

1 — конгломераты; 2 — брекчии; 3 — плитчатые брекчии известняков; 4 — гравелины; 5 — песчаники; 6 — алевролиты зеленые и серые; 7 — алевролиты красноцветные; 8 — глинистые сланцы и филлиты зеленые и серые; 9 — глинистые сланцы красноцветные; 10 — известняки и мраморы; 11 — доломиты; 12 — песчаники известняки; 13 — алевролитистые известняки; 14 — глинистые известняки и известняки с глинистыми сланцами; 15 — конкреции и другие включения.

Отложения венда на схеме (б) делятся на свиты (снизу вверх): актугайскую, таласскую, курганскую, кумыштагскую и конуртобинскую. R<sub>3kz</sub> — кызылбельская свита; R<sub>3ca</sub> — чаткарагайская свита

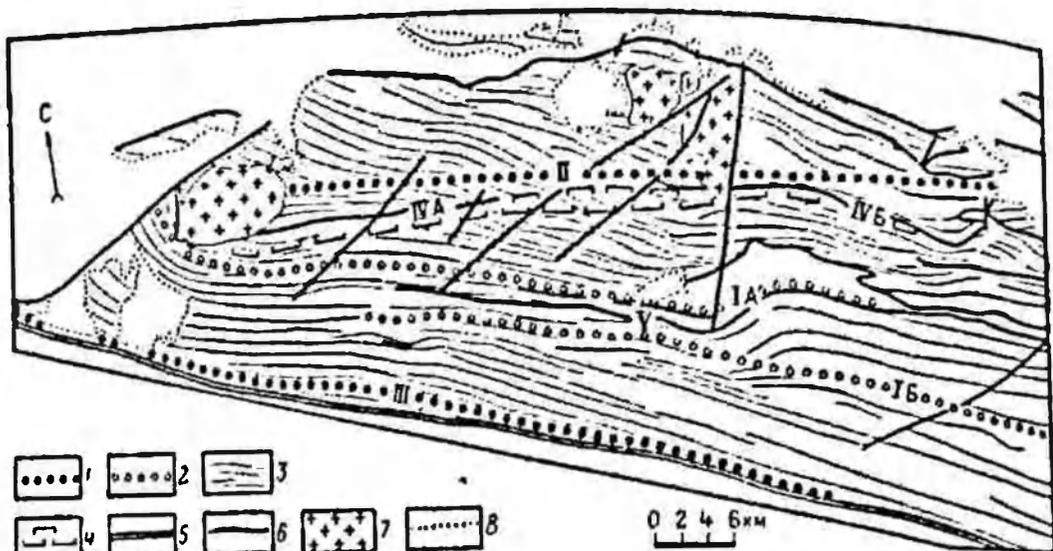


Рис. 33. Тектоническая схема западной части Таласского хребта (по А.Г. Малюжину):

1 – 3 – оси (1 – антиклинорий, 2 – синклинорий, 3 – некоторых крупных складок, характеризующих общее простирание складчатости); 4 – ограничения зоны Джолсайского разлома, где она выражена в виде флексур или серий мелких разрывов; 5 – Главный Таласский глубинный разлом; 6 – крупные разрывы; 7 – интрузии кислого и среднего состава; 8 – границы области выхода верхнепротерозойско-нижнепалеозойских образований.

I – Центрально-Таласский синклинорий (IA – северная ветвь, IB – южная ветвь); II – III – антиклинории (II – Бабаханский, III – Бакаирский); IV – Джолсайский разлом (IVA – западная ветвь, IVБ – восточная ветвь); V – Центрально-Таласский (Кумыштаг-Узунахматский) надвиг

к упомянутой Киргизско-Терской зоне, мощность толщ несколько меньше, а фации грубее, чем в двух более южных блоках. В пределах последних разрез комплекса отличается незначительно.

В разрезе комплекса выделяется несколько свит (см. рис. 31 и 32). Нижняя, тагыртауская, представляет собой флишевое чередование полимиктовых песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев. Подошва свиты не обнажается, видимая мощность свиты – 500–700 м. На ней согласно залегает сарыджонская свита флишевого переслаивания глинистых сланцев, песчаников и известняков общей мощностью от 1100 м в южных выходах до 900 м в северных и до 700 м при приближении к Курган-Карагоинской подзоне. Выше согласно залегает чаткарагайская свита флишевого чередования известняков с подчиненными прослоями глинисто-карбонатных сланцев; в средней части свиты содержится пачка чередующихся сланцев, известняков и песчаников, разделяющая свиту на две подсвиты. В южной части района, вблизи ГТР, обнажается разновозрастная с ней бакаирская свита мраморов.

Чаткарагайская свита благодаря своему стратиграфическому положению в середине таласского флишеидного комплекса, в отличие от всех

других свит, обнажается во всех трех тектонических блоках Таласской подзоны, а также в Курган-Карагоинской подзоне. Это дает возможность получить довольно полную структурно-фациальную характеристику свиты и по ней судить, в первом приближении, об изменчивости по площади всего таласского комплекса.

Мощность свиты возрастает от 300 м вблизи Курган-Карагоинской подзоны до 1000 м в самом южном Узунахматском блоке. Контуры изомощности ограничивают две ветви относительных поднятий, отходящие от Курган-Карагоинской подзоны в западном и северо-западном направлениях. К югу от южной ветви располагается зона значительного горизонтального градиента мощности (порядка 100 м на 1 км). Эта зона по своему расположению и простираению тяготеет в центре района к границе Тагыртауского и Кумыштагского блоков (зоне Джолсайского разлома), на востоке отклоняется к югу, как бы огибая Курган-Карагоинскую подзону. По составу свиты выделяются отчетливые латеральные градации флиша. Характерно, что в зоне вышеуказанного повышенного градиента мощности сформировалась своеобразная фация известняковых брекчий осадочного происхождения (грубый флиш). Она развита в узкой полосе шириной 2–3 км. При движении от этой полосы к югу наблюдается быстрое измельчение обломков, составляющих брекчию. Уже на расстоянии 1–2 км от этой полосы исчезают не только брекчи, но и более мелкая фракция обломков известняков, вплоть до среднезернистой псаммитовой размерности. Ритмично чередуясь со сланцами, эти обломочные известняки образуют здесь нормальный флиш. К северу от названной полосы отлагались не только обломочные, но и автохтонные (омогенно-органогенные) известняки, а в пределах Курган-Карагоинской подзоны — только автохтонные.

Сопоставление мощностей и фаций показывает, что в чаткарагайское время (а также, по менее полным данным, и в предшествовавшее тагыртауское и сарыджонское время) существовало Курган-Карагоинское поднятие в пределах одноименной подзоны, где периодически накапливались и размывались автохтонные известняки. К западу от него в пределах современного Тагыртауского блока располагалась область менее интенсивного поднятия, куда сносились обломки известняков с Курган-Карагоинского поднятия, но которая одновременно поставляла подобные обломки в более южные районы. Эту область можно назвать Северо-Таласской интрагеоантиклиналью (ИГА) и противопоставить ее Южно-Таласской интрагеосинклинали (ИГС), располагавшейся в пределах Кумыштагского и Узунахматского блоков, где происходило только осадконакопление. Еще южнее, за пределами нашего района и к югу от ГТР, в пределах Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны, существовала область хотя и относительного поднятия, но устойчивого абсолютного погружения, которая, в отличие от Северо-Таласской интрагеоантиклинали, не была источником сноса. Это отличие обуслов-

лено близостью последней к активной Киргизско-Терской звезде син-клинальной зоне и пассивным субплатформенным режимом Чаткало-Нарынской зоны в позднем рифее.

На чаткарагайской свите с постепенным переходом, но местами с размывом и угловым несогласием до  $5-10^\circ$  залегает карабурунская (и одновозрастная с ней сагызганская) свита тонкого и очень тонкого („ленточного“) переслаивания известняков и карбонатно-глинистых сланцев, содержащая также массивные быстро выклинивающиеся по латерали слои полимиктовых песчаников. В отличие от трех предыдущих свит ее состав — переходный от флиша к мопассе. Этот переход сочетается с некоторой перестройкой тектонического режима. Минимум мощности наблюдается в пределах Кургана-Карагоинского поднятия (менее 600 м), имеется зона повышенного горизонтального градиента мощности, разделяющая Северо-Таласскую ИГА и Южно-Таласскую ИГС. Однако, в отличие от предыдущего времени, на юге, вблизи ГТР, возникло новообразованное относительное поднятие (минимальная мощность отложений 600 м). Обычно такие поднятия возникают в центре ИГС; в данном случае оно возникло на краю и может быть названо Бакаирским краевым поднятием (КП), поскольку располагается в пределах современного одноименного антиклинория. Между этим КП и Северо-Таласской ИГА сохранился участок прогибания (максимальная мощность отложений 1000 м) — Центрально-Таласский остаточный прогиб (ОП) по названию одноименного современного синклинория. По косвенным данным, в центре этого узкого ОП имелся участок относительного поднятия. Узость и дифференцированность этого ОП сказались на характере фаций рассматриваемой свиты. Слои быстро выклинивающихся по латерали песчаников практически лишены ритмичности и совершенно чужеродны по отношению к вмещающим их известняково-сланцевым пакетам. Для разреза свиты весьма характерны известняковые брекчии. Наблюдаются постепенные переходы от этих брекчий к известковистым и далее к обычным песчаникам. Плиточки известняков галечного размера присутствуют в составе песчаников и сланцев (напоминает олистострому). Подобные образования не могли быть принесены издалека и представляют собой результат размыва недавно отложившихся и быстролитифицированных местных слоев известняка. Главный источник сноса в карабурунское (сагызганское) время по-прежнему находился на севере. Однако вместе с возникновением Бакаирского КП появился и южный источник сноса (обломки кислых вулканитов Чаткало-Нарынской зоны).

Узунахматская (и одновозрастная постунбулакская) свита заканчивает разрез верхнерифейского комплекса. Она иногда с размывом и слабым угловым несогласием залегает на подстилающей карабурунской свите и представляет собой чередование пакетов тонкого переслаивания песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев и пачек толсто-слоистых массивных песчаников с линзами гравелитов, реже конгло-

Свита разделяется на две подсвиты: в нижней сланцы несколько преобладают над песчаниками, в верхней — наоборот. Максимальная мощность свиты в пределах Центрально-Таласского ОП — 1600 м. Этот прогиб по фациям свиты асимметричен. Обломочный материал нижней подсвиты становится грубее в южном направлении (продолжение активного развития Бакаирского КП). Однако в верхней подсвите грубость материала возрастает в северном направлении, так что доминирующее направление северной области сноса — устойчивой Северо-Таласской ИГА — восстанавливается. По регрессивному характеру свиты и обратноградационной ритмичности ее отложений свиту можно квалифицировать как нижнюю молассу, хотя в ней встречаются и флишевые ритмы. Признаки регрессивности заметны в нижней подсвите и весьма отчетливы в верхней. Вверх по разрезу свиты обломочный материал грубеет, в то же время состав песчаников изменяется от полимиктового к олигомиктовому. В этом сказывается как нарастание роли поднятий, так и переход к осмирующему, но более отдаленному, северному, источнику сноса (здесь поднятие располагалось именно на севере). Этот переход запечатлевается в разрезе в виде горизонта кварцевых мелкогалечных конгломератов и гравелитов, разделяющего свиту на две подсвиты.

Курган-карагоинский комплекс (см. рис. 32) развит в основном в пределах одноименной структурно-фациальной подзоны. Поскольку отложения венда и нижнего палеозоя надстраивают разрез верхнего рифея этого комплекса, то они ниже описываются вместе с ним.

Отложения верхнего рифея представлены невыдержанными по составу и мощности образованиями чаткарагайской и кызылбельской свит. Чаткарагайская свита состоит из чередующихся слоев автохтонных известняков и доломитов с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Подошва свиты в изученном районе не обнажается, ее видимая мощность 140 м. Выше с резким, но согласным контактом налегает кызылбельская свита, одновозрастная с вышеописанными карабуринской и гунзахматской (см. рис. 32). Она представлена алевролитами и аргиллитами характерного малинового цвета, с прослоями песчаников, а в нижней части — с прослоями известняков. Мощность этой свиты в изучаемом районе 60 м. В курган-карагоинском комплексе верхнего рифея, в отличие от вышеописанного таласского флишоидного комплекса, отсутствует градационная слоистость и другие признаки флишевых толщ. Это отложение мелководного бассейна, располагавшегося в пределах упомянутого Курган-Карагоинского относительного поднятия.

Отложения венда с размывом, а местами и слабым угловым несогласием залегают на верхнерифейские образования. Эти отложения имеют вид крупных линз и изменчивы по латерали. Они содержат тонко- и грубообломочные терригенные отложения, известняки и доломиты, угли, кремни, туфы кислого состава. Нижняя часть венда имеет черты сходства с вулканогенно-терригенной, а верхняя часть — с верхней молассой. Об-

щая мощность вендского комплекса к востоку от нашего района достигает 700 м.

К нижнему палеозою относится бешташская свита, венчающая разрез. Она залегает с размывом, а иногда со слабым угловым несогласием на разных свитах венда и представляет собой мощную толщу известняков и доломитов. Возраст свиты нижнекембрийский, а в верхней части — среднеордовикский. Верхние горизонты свиты размыты. Ее видимая мощность в нашем районе 1000—1500 м, а восточнее — до 1800 м. Как говорилось выше, эти отложения сформировались в условиях геантиклинального режима, т.е. относительного поднятия. В отличие от позднего рифея, это поднятие не ограничивалось контурами Кургана-Карагоинской подзоны, Северо-Таласской ИГА и Бакаирского КП, а охватило всю Таласо-Каратаускую зону.

Имея в виду, что нас в первую очередь интересуют не фациальный и формационный характер, а деформационные свойства осадочного комплекса, можно дать обобщенную характеристику его разреза. Разрез верхнерифейского структурного подэтажа этого комплекса можно представить в виде трех толщ, отличающихся друг от друга по преобладанию терригенного (песчано-глинистого) или карбонатного материала: 1) нижней терригенной (тагыртауская и сарыджонская свиты, видимая мощность около 2 км); 2) средней известняковой (чаткарагайская и карабуринская свиты, мощность до 2 км); 3) верхней терригенной (узунахматская свита, максимальная видимая мощность до 2 км). Вышележащий вендский подэтаж представлен маломощной (первые сотни метров) толщей пестрого состава. Нижнепалеозойский подэтаж имеет видимую мощность около 1 км и состоит из бешташской свиты массивных известняков. Нижняя терригенная и средняя известняковая флишеидные толщи состоят из тонко- и среднеслоистого чередования пород разного состава. Верхняя терригенная молассоидная толща представлена средне- и толстослоистым чередованием. Наконец, верхняя известняковая — бешташская толща сложена массивными известняками.

**Тектоника.** Курган-Карагоинская структурно-фациальная подзона, расположенная в основном за пределами нашего района, отличается от Таласской подзоны не только сокращенным типом разреза верхнего рифея, но и брахиморфным типом складчатости, которая детально не изучалась. В Таласской подзоне, где господствует линейная полная складчатость, выделяются три тектонических блока. По характеру отложения верхнего рифея самый северный — Тагыртауский блок, в соответствующую эпоху представлял собой Северо-Таласскую ИГА, а два других блока в совокупности — Южно-Таласскую ИГС. Оказывается, что Тагыртауский блок отличается от двух других и в современной структуре. Он сложен главным образом отложениями нижней терригенной толщи (см. рис. 31). Поэтому зеркало складчатости в его пределах поднято (рис. 34), и он может быть выделен в качестве Северо-Талас-

ской структурной ступени, одноименной с соответствующей ИГА. Два остальных блока могут быть объединены под названием Южно-Таласской ступени. Граница этих блоков — Центрально-Таласский разлом — в западной части района затухает, так что эта граница здесь проблематична (см. рис. 30).

Граница выделенных ступеней — зона Джолсайского разлома — в западной и центральной части района представляет собой крутую флексу-ро-осложненную складками и мелкими разрывами. Характерно, особенно для центральной части района, что оси складок располагаются косо по отношению к простиранию зоны Джолсайского разлома, но зато параллельно находящемуся на значительном удалении ГТР (на это впервые обратил внимание А.В. Вихерт). В восточной части района сочленение двух ступеней проходит по разлому, разделяющему полосы выходов существенно разновозрастных тыгыртауской и карабуринской (сагызганской) свит.

В южных частях обеих структурных ступеней по подъему зеркала складчатости фиксируются два антиклинория, простирающиеся параллельно соответствующим южным границам ступеней. Бакаирский антиклинорий расположен в южной части Южно-Таласской ступени в непосредственной близости от ГТР. Его ядро сложено в западной и центральной частях района отложениями одноименной бакаирской (одновозрастной с чаткарагайской) свиты. На юго-востоке района в ядре выходят эти молодые отложения, т.е. антиклинорий постепенно погружается в восточном — юго-восточном направлении. Это довольно типичный приразломный антиклинорий, у которого имеются лишь ядро и только одно крыло.

Бабаханский антиклинорий располагается в южной части Северо-Таласской ступени. В отличие от Бакаирского антиклинория, его ось не параллельна ГТР, а простирается в субширотном направлении, параллельно границе ступеней — зоне Джолсайского разлома. На геологической карте (см. рис. 31) этот антиклинорий опознается не столь отчетливо, как Бакаирский, поскольку осложняющие его складки располагаются косо по отношению к простиранию его оси, в особенности в центральной части района. По положению зеркала складчатости Бабаханский антиклинорий выше Бакаирского, так как именно в его ядре обнаруживается наиболее древняя толща, не выходящая на поверхность в ядре Бакаирского антиклинория. К положительным ундуляциям шарнира Бабаханского антиклинория, обозначенным выходами наиболее древней тыгыртауской свиты, приурочены две крупные гранитоидные интрузии.

Между названными антиклинориями, т.е. в центральной и северной частях Южно-Таласской ступени, располагается Центрально-Таласский (или синклинорий). Он выполнен отложениями карабуринской (сагызганской) и более молодых свит. Из-за пологого, местами почти

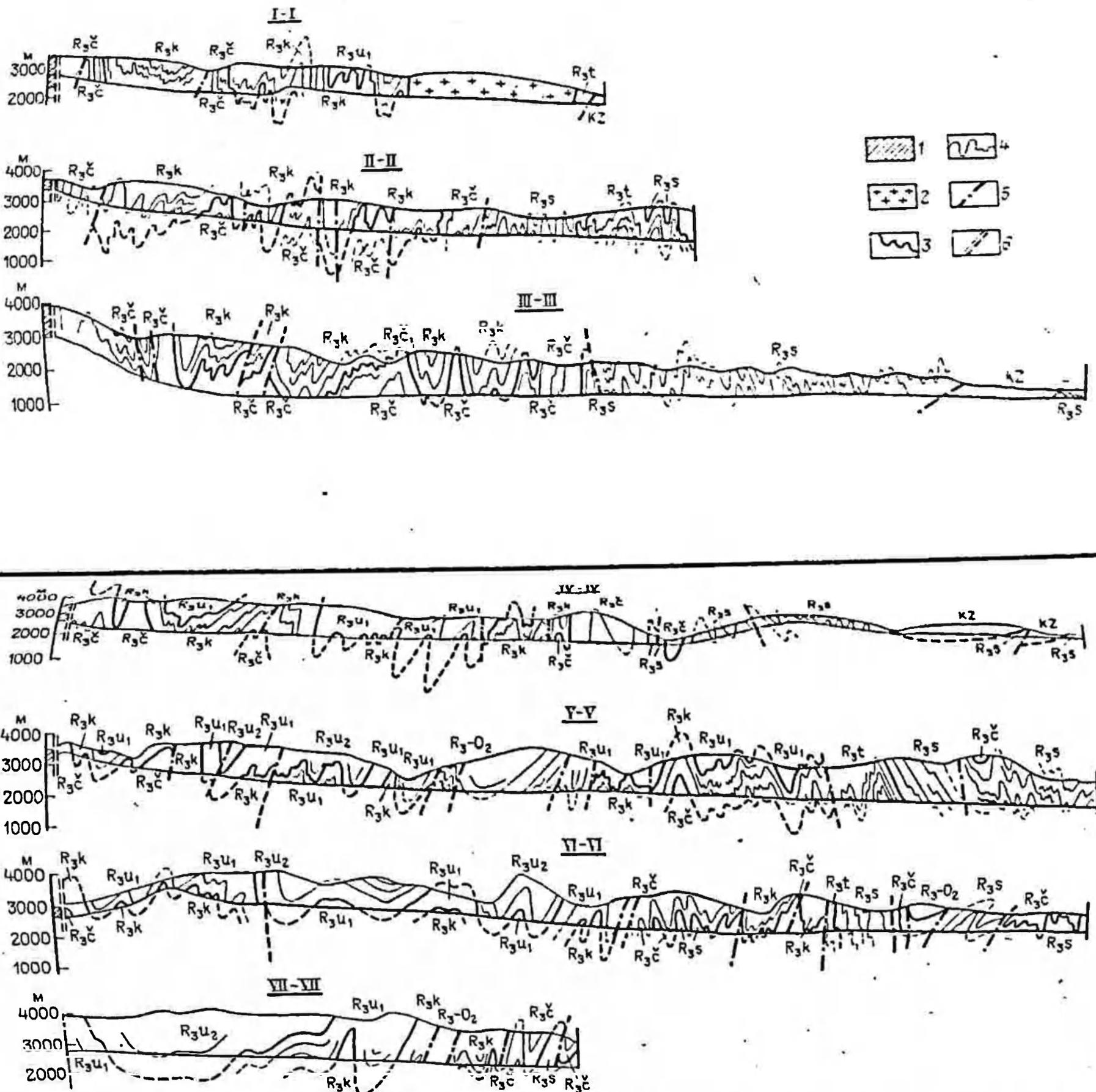


Рис. 34. Геологические разрезы вдоль рек Кашкасу — Куганды — Бабахан (I — II), Бакаир (II — III), Шильбилисай (III — III), Карабура (IV — IV), Кумыштаг (V — V), Чимташ-Урмарал (VI — VI), Бешкель (VII — VII) (составили М.А. Гончаров, А.Г. Малюжинец и Н.С. Фролова с использованием материалов А.В. Вихерта):

1 — рифейско-палеозойские образования Срединного Тянь-Шаня; 2 — интрузии кислого и среднего состава; 3 — 4 — границы (3 — свит, 4 — стратиграфические и маркирующие горизонты внутри свит); 5 — крупные разрывы; 6 — Главный Таласский глубинный разлом

горизонтального залегания зеркала осложняющей его складчатости (недаром это часть структурной ступени!) трудно однозначно провести на карте его ось. С некоторой долей условности выделяются две ветви синклинория — северная и южная (см. рис. 33). Отрицательные ундуляции шарниров этих ветвей обозначены выходами наиболее молодой — узунахмэтской (постунбулакской) свиты. Выход же в ядре северной ветви синклинория еще более молодых отложений венда и нижнего палеозоя производит впечатление наложенной брахисинклинали (см. рис. 31). Отрицательные ундуляции шарнира северной ветви пространственно тяготеют к упомянутым положительным ундуляциям расположенного к северу Бабаханского антиклинория и гранитоидным интрузиям.

Собственно складчатая структура представлена целым спектром складок разного порядка — от имеющих несколько километров в поперечнике до микроскопических. По размерам их можно разделить на три категории. Крупные складки имеют в поперечнике сотни и первые тысячи метров. Их оси показаны на тектонической схеме (см. рис. 33), наиболее крупные из них могут быть опознаны на геологической карте (см. рис. 31). Средние складки, шириной в десятки метров, видны непосредственно в обнажениях, но еще могут отображаться на геологических разрезах (см. рис. 34). Мелкие складки, размером от микроскопических до нескольких метров, отражаются только на зарисовках и фотографиях. Все три категории складок принадлежат к одной системе: шарниры их субпараллельны, а осевые поверхности более мелких складок параллельны непосредственно осевой поверхности осложняемой ими более крупной складки или образуют веер, ось которого параллельна шарниру этой складки.

Шарниры складок погружаются, как правило, в восточном направлении. Эта закономерность нарушается на северном крыле Бабаханского антиклинория, где весьма часты случаи их погружения в противоположном направлении. На южном же крыле антиклинория угол погружения шарниров к востоку иногда достигает  $30-40^\circ$ . Отклонения от общей закономерности имеют место и в участках ундуляций шарнира северной ветви Центрально-Таласского синклинория. На удалении от этих „аномальных“ зон угол погружения шарниров довольно выдержан и составляет  $5-15^\circ$  к востоку — юго-востоку. Это — „фон“ для названных „аномалий“. Таким образом, „аномалии“ явно приурочены к Бабаханскому антиклинорию (как и ундуляции шарнира синклинория), который по существу представляет собой антиклинорий с „чужими“ складками, оси которых ориентированы косо по отношению к его оси. Строго говоря, это не антиклинорий, а просто поднятие.

Размер складок обусловлен в первую очередь строением и составом осложняемых ими осадочных толщ. По этому признаку описанные выше свиты можно расположить в ряд, где знак неравенства отражает тенден-

Таблица 3

Связи между степенью сжатости складок, углом наклона их крыльев и углом между крыльями в прямых симметричных треугольных складках

Степень сжатости	Угол наклона крыльев, градус	Угол между крыльями, градус	Степень сжатости	Угол наклона крыльев, градус	Угол между крыльями, градус
	0	180	4	75	30
1	49	84	5	78	24
2	60	60	6	80	20
3	71	38	7	82	16

до к большему или меньшему размеру складок:

$$R_{3l} \sim R_{3s} > R_{3c} > R_{3k} \ll R_{3u} \sim (R_3 - O_2); R_{3s} < R_{3u}.$$

Другими словами, размер складок вверх по разрезу сначала уменьшает вместе с мощностью „диктующих“ более вязких слоев (песчаников, известняков) и пачек, достигает минимума в карабуринской свите „ленточного“ чередования известняков и сланцев, а затем резко возрастает в связи с появлением в узонахматской свите мощных слоев и пачек песчаников, а также массивных известняков кембро-ордовика, венчающих здесь.

Степень сжатости складок представляет собой отношение длины их, измеренной вкрест простирания складки, к длине его проекции на горизонтальную плоскость, которое А.В. Вихерт называет „избыточной длиной слоев“. В первом приближении эта величина связана с углом наклона крыльев складок и углом между этими крыльями и равна секансу угла наклона крыльев (табл. 3). Снизу вверх по разрезу степень сжатости меняется следующим образом. В нижней терригенной толще в ядре Бабаханского антиклинория в среднем равна 5, а к северу падает до 4. Чаткарагайская (бакаирская) свита: около 6 в Бакаирской антиклинории, 4–5 в остальной части Узонахматского блока. 3–4 в Кумыштагском блоке, 4–5 на южном крыле Бабаханского антиклинория. Карабуринская свита: 4–6 в пределах Узонахматского и 3–4 в пределах Кумыштагского блоков. Узонахматская свита (верхняя терригенная толща); 2–3 в Бакаирском антиклинории в восточной части района. 1–4 в Центрально-Таласском синклинории. Приведенные цифры показывают, что снизу вверх по разрезу все свиты можно сравнить по степени сжатости складок так:

$$R_{3l} \sim R_{3s} \sim R_{3c} \sim R_{3k} > R_{3u}.$$

Другими словами, эта величина примерно одна и та же по всем свитам, кроме верхней — узонахматской, где степень сжатости складок

уменьшается. Эта тенденция отчетливо проявляется и в том, что в верхнеузунахматской подсвите эта величина уменьшается до 2 и менее; аналогичная степень сжатости складок наблюдается в венд-нижнепалеозойских отложениях. Важно отметить, что выполаживание складчатости вверх по разрезу происходит не только в пределах Центрально-Таласского синклинория, но и в Бакаирском антиклинории, т.е. на всей Южно-Таласской ступени. Из тех же цифр видна зависимость степени сжатости складок от их структурной приуроченности: максимальная — в нижней части антиклинориев (тагыртауская, сарыджонская и чаткарагайская свиты); минимальная — в верхней части Бакаирского антиклинория (узунахматская свита).

Исследуя границы между верхнерифейским, вендским и нижнепалеозойским структурными подэтажами, А.Г. Малюжинец по разным признакам (общий кливж, общие мелкие складки, угловые несогласия, как и внутри верхнерифейского подэтажа, не превышающие  $10^\circ$ ) заключил, что современная структура сформировалась в основном в каледонскую эпоху. В байкальскую эпоху происходили предварительные фазы складкообразования, о чем говорилось выше при описании истории тектонического развития более обширного региона.

Вергенция складчатости обнаруживает следующие закономерности (см. рис. 34). В более глубоких горизонтах складчатого чехла она имеет южное направление, а в более поверхностных — северное. Смена направления вергенции в западном и центральном участках района происходит на уровне подошвы карабуринской свиты, т.е. примерно в средней части средней известняковой толщи. В восточной части района в связи с уменьшением мощности всех свит смена направления вергенции складок происходит на более глубоком уровне. Эта довольно простая закономерность не зависит от расположения складок в пределах тех или иных структурных ступеней, анти- и синклинориев. Исключение составляют участки положительных ундуляций шарнира Бабаханского антиклинория с приуроченными к ним гранитоидными интрузиями и отрицательными ундуляциями шарнира Центрально-Таласского синклинория, где эта закономерность нарушается.

Вопрос об асимметрии складок рассматривается в работе в общем аспекте. Вергенция складок — это наклонное положение их осевой поверхности. Асимметрия складок — это несимметричность их крыльев относительно осевой поверхности. Складки могут иметь вергенцию (быть наклонными), но быть при этом симметричными. И наоборот — быть прямыми, но асимметричными. Зеркало одинаковых по размерам симметричных складок перпендикулярно к их осевым поверхностям. Зеркало асимметричных складок образует тем более острый угол с осевыми поверхностями, чем больше степень асимметрии; в предельном случае сильной асимметрии это зеркало почти параллельно осевым поверхностям (см. рис. 6). Автор предложил метод оценки наклона зер-

из складчатости по степени асимметрии отдельных изолированных складок. Этот метод фигурирует в сводках по структурной геологии и в руководствах по геологическому картированию.

Исследования в Таласском хребте показали, что здесь широко распространена асимметричная складчатость. Более детальное ознакомление с складчатой структурой, чем это обычно принято при геологической съемке, обнаружило, что редки, наоборот, симметричные складки. В них нет ничего удивительного. Выше было показано, что асимметрия складок обусловлена тем, что в общем случае ось максимального сжатия располагается косо по отношению к первоначально ровной слоистости. Параллельность слоистости — это скорее исключение, чем правило.

Как и vergенция определенного направления, асимметрия характерна для целой группы складок на значительных по протяженности участках. Стиль асимметрии и связь его с направлением vergенции были показаны на рис. 27. Асимметрия складок может выражаться по-разному (см. рис. 26—27).

В районе исследований ярко выраженной асимметрией обладают, как правило, мелкие складки, расположенные на крыльях осложняемых ими крупных складок. Средние и в особенности крупные складки характеризуются слабой асимметрией, при которой мощности слоев на противоположных крыльях отличаются незначительно, а осевая поверхность практически биссекторна по отношению к углу между крыльями. Асимметрия таких складок выявляется по различному углу кливажа (характер преломления кливажа указывает на пониженную вязкость сланцев по сравнению со сланцами). со слоистостью на противоположных крыльях (рис. 35). Это в особенности относится к тем складкам, которые расположены в пределах структурных ступеней вне осложняемых последних антиклинорий. Зеркало этих складок субгоризонтально и образует с их осевыми поверхностями угол, близкий к прямому. Стиль асимметрии соответствует направлению их vergенции (см. рис. 27).

В большинстве случаев совпадение направления vergенции и стиля асимметрии складок позволяет использовать последнюю для контроля первой. Направление vergенции может быть изменено на противоположное последующее за складкообразованием время (при внедрении поздне- и постскладчатых интрузий, при перекосе блоков в процессе альпийского орогенеза и т.п.). Стиль асимметрии в этом смысле более устойчив.

Разрывные нарушения в основном тесно связаны со складчатой структурой. Крупные разрывы показаны на рис. 31 и 33. О крупнейших разрывах регионального значения (ГТР, Джолсайском и Центрально-Таласском) уже говорилось выше как об ограничениях тектонических блоков в структурных ступенях. К характеристике ГТР прибавим, что в разрывной структуре он является одним из звеньев Таласо-Ферганс-

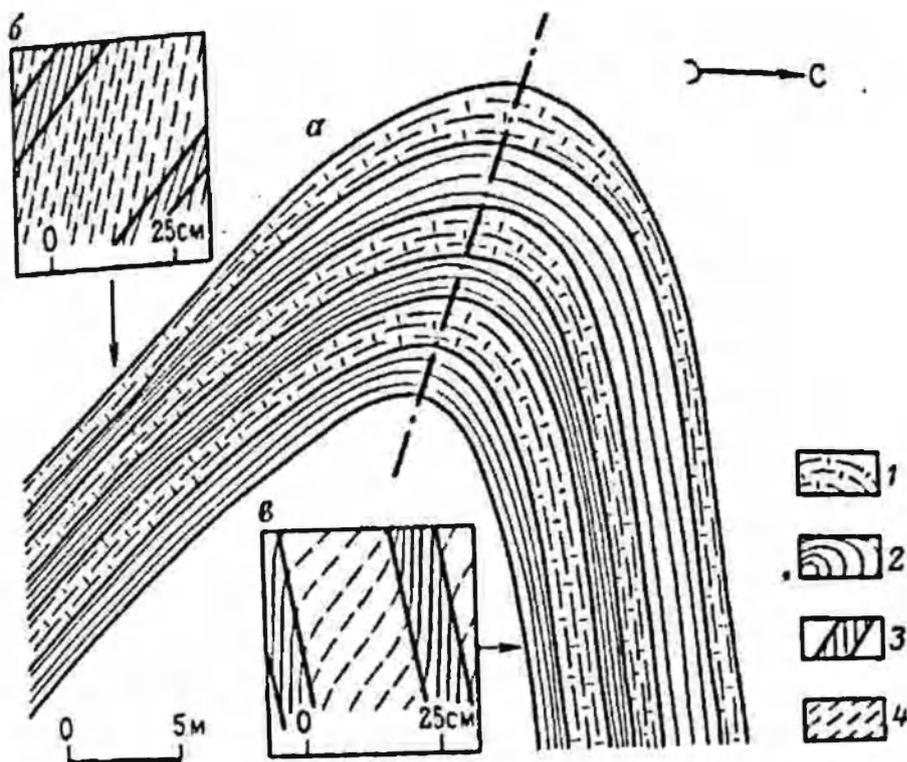


Рис. 35. Асимметричная витиклираль в верхах средней известняковой толщи (а) и преломление кливажа на ее противоположных крыльях (б, в) (по Н.С. Фроловой):

1 — 2 — пакеты слоев с преобладанием (1 — известняков, 2 — филлитовых сланцев); 3 — 4 — кливаж (3 — в известняках, 4 — в сланцах)

кого глубинного разлома и выражен на местности в виде зоны дробления и брекчирования шириной в несколько сот метров. Как сдвиг он начал функционировать в послекаледонское время; следы этих движений не имеют отношения к формированию каледонской складчатой структуры района и поэтому здесь не описываются, равно как и вышеупомянутый Северо-Таласский альпийский разлом.

К характеристике Джолсайского разлома добавим, что на востоке района он представлен крупноамплитудным разрывом (см. рис. 33, IVБ). Поверхность его сместителя приблизительно параллельна осевым поверхностям складок. Направление наклона этой поверхности меняется по простиранию: на востоке это сброс, а ближе к центру района — взброс. Однако в обоих случаях поднято его северное крыло, так что разлом можно квалифицировать как взрез, по терминологии В.В. Белоусова [4], т.е. существенно вертикальный разрыв с устойчиво поднятым одним (в данном случае северным) крылом. Напомним, что зона Джолсайского разлома контролировала осадконакопление, разделяя Северо-Таласскую ИГА и Южно-Таласскую ИГС, так что этот разлом, несомненно, связан с фундаментом. К зоне названного разлома приурочены секу-

... первые сдвиги северо-восточного простирания, которые вместе с  
... Таласо-Ферганским правым сдвигом отражают обстановку  
... для Казахстанско-Тяньшанской области субмеридионального  
... в конце герцинского этапа [19].

К характеристике Центрально-Таласского надвига (см. рис. 33, V)  
... что он представляет собой наиболее крупный разрыв среди  
... Плоскость его сместителя примерно параллельна осевым по-  
... складкам (см. рис. 34), выход на поверхность (в центре опу-  
... Южной-Таласской ступени) приурочен к выходу более молодых  
... в которых преобладает северная vergence складок. Не исключено,  
... в более древних свитах, в которых преобладает южная vergence  
... складок, плоскость сместителя названного разрыва также изменяет  
... направление своего наклона. Поэтому его тоже следует причислить к ка-  
... тегории взрезов. Это тем более справедливо, что имеются факты, сви-  
... дельствующие о его доскладчатой истории, когда он, по всей вероят-  
... сти, был субвертикальным разрывом, контролировавшим метаморфи-  
... ческую доскладчатую зональность. По мнению А.В. Вихерта, этот раз-  
... рыв контролировал также и осадконакопление. Другие соскладчатые  
... нарушения ведут себя аналогичным образом. Некоторые из  
... также контролируют метаморфическую зональность и поэтому  
... имеют „доскладчатую” историю.

Геологические особенности складчатой структуры —  
... фазы истории и кинематики (механизма)  
... складкообразования

Генеральное простирание складчатости к востоку — юго-востоку со-  
... ставляет простирание ГТР (это простирание ниже именуется „субталас-  
... ским”). Тем же простиранием обладает и южный — Бакаирский — при-  
... шитый антиклинорий. Поскольку ГТР контролировал также и мета-  
... морфическую зональность, начало формирования которой немного опе-  
... ждало складкообразование (см. ниже), то есть все основания утвер-  
... ждать, что складчатая структура и Бакаирский антиклинорий возникли  
... в первую, и притом главную фазу складкообразования.

Во время второй фазы возникла структура иного — субширотного  
... простирания. Это граница Южно- и Северо-Таласской структурных  
... ступеней, приуроченная к зоне Джолсайского разлома. Это также север-  
... ный Бабаханский антиклинорий, осложняющий южную часть Северо-Та-  
... ласской ступени. Как уже говорилось, термин „антиклинорий” приме-  
... нять здесь условно, поскольку осложняющие его складки по отноше-  
... нию к нему „чужие”. Они возникли еще в первую фазу складкообразо-  
... вания и обладают иным простиранием — субталасским. О наложенном  
... характере субширотной структуры свидетельствует и описанное выше  
... образование шарниров названных складок через шарнир антиклинория

(подобно перегибанию линейности через шарнир наложенных складок). О том же свидетельствуют вергенция и асимметрия складчатости. В средней части района, где отсутствуют проявления третьей фазы складкообразования (о чем речь пойдет ниже), складки на обоих крыльях Бабаханского антиклинория сохраняют одинаковое направление вергенции и стиль асимметрии.

Третья фаза складкообразования проявилась в ундуляциях шарниров Бабаханского антиклинория и Центрально-Таласского синклинория. К этим ундуляциям приурочены обе гранитоидные интрузии. Это указывает на поздне- или постскладчатый характер последних, что обычно для складчатых областей. Вблизи ундуляций и интрузий имеют место „аномалии“ в положении зеркала складчатости и направлении вергенции складок, если считать за „норму“ структуру центральной части района, где нет ундуляций и интрузий. Названные „аномалии“ появляются и при приближении к Курган-Карэгоинской структурно-фациальной подзоне на северо-востоке района. Непосредственно вблизи этой подзоны происходит резкое погружение шарниров складок в восточном направлении и опрокидывание складок и надвигов в сторону подзоны, а также появление складчатости нескольких генераций. Сама подзона в пределах района выражена структурно в виде брахисинклинали с венд-нижнепалеозойскими отложениями в ее ядре. Возможно, что эта брахисинклиналь сформировалась синхронно с аналогичной структурной формой, расположенной в центре района на участке отрицательной ундуляции шарнира Центрально-Таласского синклинория, т.е. тоже в 3-ю фазу складкообразования.

Реконструкция истории складкообразования может быть произведена путем последовательного „снятия“ результата более поздней фазы. Поскольку третья фаза не проявилась в центре района, то современная структура этого участка (см. рис. 34, III—III и IV—IV) дает представление о структуре всего района до третьей фазы складкообразования, т.е. до появления ундуляций шарниров Бабаханского антиклинория и Центрально-Таласского синклинория и внедрения интрузий. В обобщенном виде эта структура представлена на схеме реконструкции (рис. 36, а).

Чтобы „снять“ результат второй фазы, нужно „ликвидировать“ возникшие в эту фазу Бабаханский антиклинорий и границу Северо- и Южно-Таласской структурных ступеней. После такой „обратной операции“ зеркало складчатости будет приведено на один уровень. В результате мы получим складчатость, параллельную ГТР, с ровным субгоризонтальным зеркалом, воздымающимся вблизи ГТР (Бакаирский антиклинорий) (см. рис. 36, б) и полого погружающимся вместе с шарнирами складок в направлении их простираения к востоку — юго-востоку. На рис. 36, в показана реконструкция предскладчатого состояния таласского осадочного комплекса.

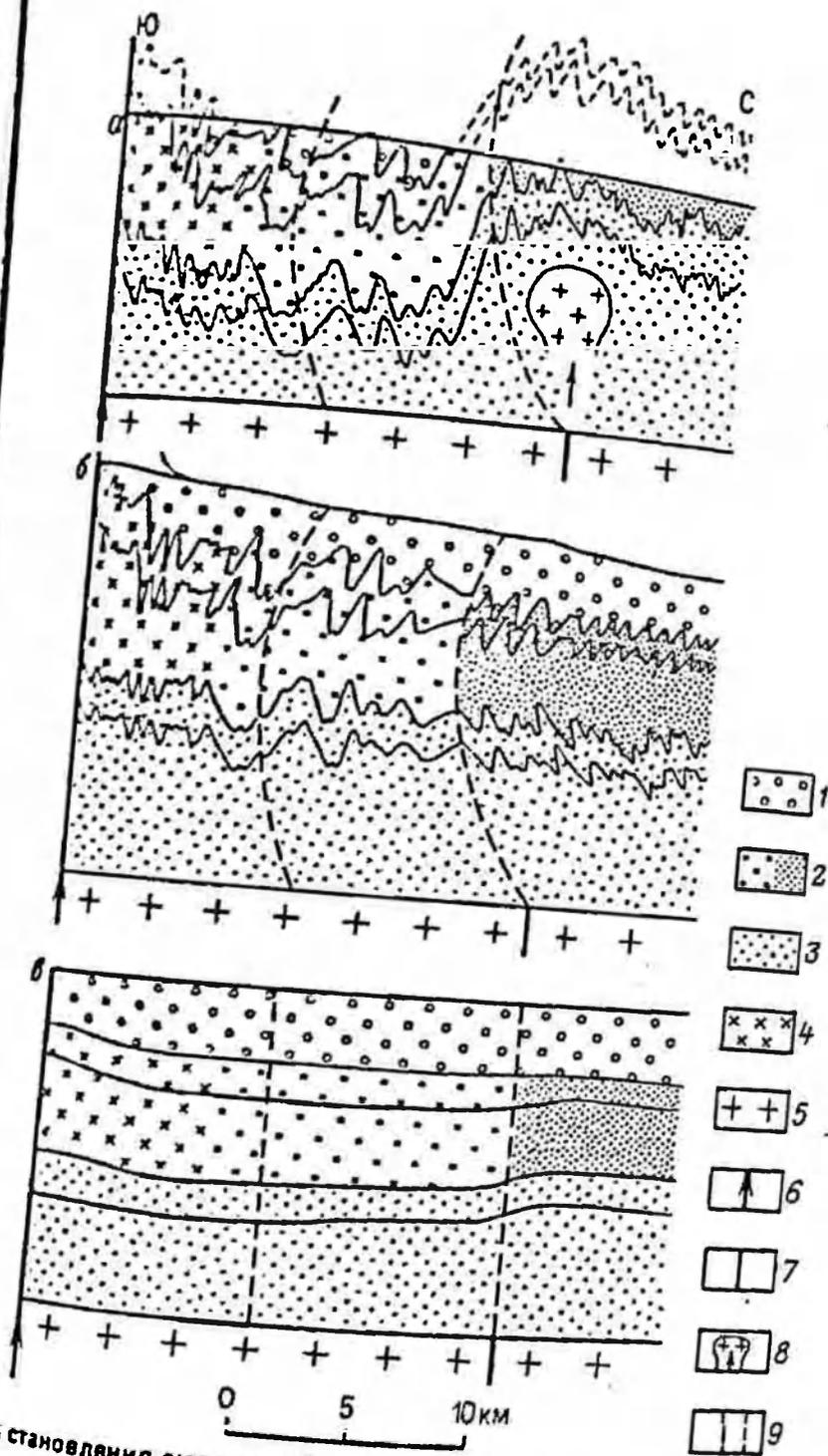


Рис. 5. Этапы становления складчатой структуры Таласского хребта.

1 - терригенные толщи (1 - верхняя, 2 - известняковая, в северной части терригенная, 3 - нижняя); 4 - часть известняковой толщи, в которой в процессе повышенного теплового потока и метаморфизма известняки стали текучими, чем терригенные породы; 5 - кристаллический фундамент миоценового ГТР; 6 - направление повышенного теплового и флюидного потоков в докембрийских фациях и местоположение Бабаханского антиклинория; 8 - аллохтонные гранитоиды, внедрившиеся по разлому (7); 9 - условные первично вертикальные линии - индикаторы горизонтальных перемещений и ориентировки осей складчатости в адвектирующем комплексе

Поскольку складчатость возникла в первую (главную) фазу, а в последующие фазы претерпела лишь только осложнение и некоторое до- оформление, постольку ниже рассматривается механизм ее формиро- вания именно в эту фазу. Ее морфология в конце этой фазы законо- мерно изменяет свой облик во всех трех основных направлениях: вкрест простирания, вверх по разрезу и вдоль простирания.

Вкрест простирания, как говорилось выше, зеркало складчатости субгоризонтально, и лишь вблизи ГТР оно испытывает подъем (Бакаир- ский антиклинорий). При этом зеркало по подошве карабуринской свиты поднимается примерно на 3 км, а ширина антиклинория по той же по- дошве составляет около 4 км. Ширина же субгоризонтального участка зеркала значительно больше — не менее 30 км (все эти цифры относятся к средней части района, где нет „аномалий“).

Вверх по разрезу изменяются направление vergенции и стиль асим- метрии складок — от южного направления в нижней терригенной толще до северного в верхней терригенной и вышележащих толщах. Смена направления происходит внутри средней известняковой толщи, чаще всего на уровне верхнечаткарагайской подсвиты. Весьма характерно то, что эта приуроченность направлений vergенции и асимметрии складок к положению последних в разрезе имеет место не только в области суб- горизонтального зеркала складчатости, но и в Бакаирском антиклино- рии. В верхней терригенной и вышележащих толщах степень сжатости складок минимальна. Однако степень сжатости изменяется не только вверх по разрезу. Весьма характерна противоположная тенденция изме- нения этого показателя вкрест простирания в разных толщах. Если в средней известняковой толще степень сжатости максимальна в ядре Бакаирского антиклинория и убывает по мере удаления от последнего, то в верхней терригенной толще наблюдается обратная картина.

Вдоль простирания происходят те же изменения в морфологии складчатости, что и вверх по разрезу, поскольку в восточном и юго- восточном направлении шарниры складок погружаются и на поверхности обнажаются более молодые толщи. При этом обращает на себя внимание следующая закономерность. В центральной части района оси складок располагаются практически параллельно ГТР. Это относится и к Цент- рально-Таласскому надвигу, который отстоит на этом участке от ГТР на расстоянии около 10 км. К востоку оси складок и линия надвига искривляются в плане, образуя нечто вроде горизонтальной флексуры, постепенно затухающей по мере приближения к ГТР. В результате в восточной части района надвиг отстоит от ГТР на расстоянии в 16—18 км, т.е. почти вдвое дальше, а расстояние между осями смежных складок увеличивается. С этим тесно связано и уменьшение степени сжатости складок.

В этой связи напрашивается предположение о вторичности перечис- ленных явлений. Весьма вероятно, что оси складок в момент зарождения

... были более строго параллельны ГТР. Но впоследствии средняя известняковая толща, обнажающаяся в центральной части района, получила более значительное горизонтальное сокращение, чем верхняя терригенная толща, выходящая ныне на поверхность в восточной части района. Центральнo-Таласский надвиг, будучи вначале субвертикальным (параллельным ГТР (т.е. будучи по существу не надвигом, а взрезом) и отделяя предскладчатую метаморфическую зональность, затем в процессе складчатой деформации сместился на уровне средней известняковой толщи ближе к ГТР, чем на уровне верхней теоретической толщи. В результате он приобрел не только указанный изгиб в плане, но и наклон в разрезе. Более того, этот изгиб в плане как раз и объясняет в горизонтальном срезе наклон разрыва в разрезе, с учетом строения шатриров складок в направлении простираания последних. Блгма характерна морфология Бакаирского антиклинория. В центральной части района его ядро сложено мраморами бакаирской (чатка-турской) свиты. Зеркало складчатости по подошве вышележащей карабурунской свиты имеет здесь гребневидную форму. На востоке ядро в ядре выходят карабурунская свита и нижеузунахматская свита. Зеркало складчатости по кровле первой из них имеет конфигурацию, тяготеющую к коробчатой форме с плоским сводом. Сильно различается и степень сжатости складок в ядре антиклинория — от 6 в бакаирской свите до 2—3 в нижеузунахматской подсвите.

Представление о кинематике главной фазы складкообразования можно объяснить перечисленные морфологические особенности складчатой структуры. Рассмотрим сначала с этой точки зрения различные кинематические схемы, предполагающие воздействие на осадочную чехол внешних сил. Примем во внимание все возможные варианты.

1. Двустороннее горизонтальное сжатие системы, состоящей из осадочного чехла и геосинклинального фундамента. С этой схемой согласен лишь сам факт наличия складчатости в осадочном чехле. Морфология этой складчатости (пологое зеркало складчатости, краевой антиклинорий, вергенция и сжатость складчатости и пр.) не находит объяснения в рамках данной схемы, предполагающей простое сближение „рампы складчатости“ в результате сближения соседних более крупных платформ или срединных массивов, или „коллизии литосферных плит“, по современной терминологии.

2. Одностороннее горизонтальное сжатие системы чехол — фундамент с юга, со стороны Срединного Тянь-Шаня. Эта схема, в отличие от предыдущей, может объяснить возникновение краевого Бакаирского антиклинория, непосредственно прилегающего к „давящему“ блоку, а также уменьшение степени сжатости складок в средней известняковой свите по мере удаления от ГТР и оси антиклинория. Однако с этой схемой невозможно понять уменьшение той же степени сжатости вверх в разрезе и в противоположном — южном — направлении в верхней

терригенной толще, особенности морфологии антиклинория и вергенции складчатости.

3. Сокращение поверхности фундамента в результате его „всасывания“ или субдукции, в южной зоне нисходящего конвекционного потока. Такое сокращение влечет за собой горизонтальное сокращение в осадочном чехле, убывающее вверх по разрезу. С помощью этой схемы можно объяснить уменьшение степени сжатости складок вверх по разрезу и возникновение краевого антиклинория в результате „скупивания“ осадочного чехла в зоне погружения фундамента. Однако остается необъясненной южная вергенция складок в нижней половине осадочного комплекса. Движение фундамента в южном направлении должно было бы вызвать повсеместную северную вергенцию складок.

4. Горизонтальное сжатие осадочного чехла движущимся шарьяжем, не затрагивающее фундамент. В этом случае величина горизонтального сжатия должна убывать вниз по разрезу чехла вплоть до затухания складчатости у его подошвы, если только не происходит срыв подошвы чехла с поверхности фундамента. В эту схему не укладывается уменьшение степени сжатости складок вверх по разрезу, различное направление возрастания этой величины в разных толщах, особенности вергенции складок.

Все четыре вышеназванные схемы представляют собой различные варианты внешнего по отношению к осадочной толще горизонтального сжатия. О малой вероятности такого сжатия говорилось выше при описании местоположения района исследований на фоне более крупных тектонических элементов земной коры. Ниже приведено описание вариантов внешних вертикальных воздействий на осадочную толщу.

5. Воздействие на толщу вертикальных движений по ГТР, вызывающее ее скашивание (простой сдвиг) в вертикальном направлении, как это предполагает Е.И. Паталаха [32]. В этом случае следовало бы ожидать затухания складчатости во всех толщах по мере удаления от ГТР и однообразную вергенцию складок, чего в действительности нет.

6. Глыбовый подъем фундамента под Бакаирским антиклинорием. Такой подъем сформировал бы „антиклинорий без складчатости“, поскольку над поднимающимся блоком создалась бы обстановка горизонтального растяжения. Этот механизм вполне реален лишь во вторую фазу складкообразования, при формировании Бабаханского антиклинория и границы Северо- и Южно-Таласской ступеней.

Все перечисленные варианты, по-видимому, исчерпывают возможные схемы воздействия на осадочную толщу извне, т.е. горизонтальные и вертикальные, нормальные и касательные усилия, приложенные к толще сбоку или снизу.

В этой ситуации не остается иного выхода, кроме как предположить, что подошва и боковые ограничения осадочной толщи оставались в покое, а вся деформация происходила внутри этой толщи. Это возможно

в том случае, когда все движения внутри толщи строго согласованы и не создают „проблемы пространства“. Другими словами, некоторый объем пород при своем перемещении „вытесняет“ один соседний объем и в то же время „уступает место“ другому соседнему объему. Такие перемещения резлыны, если траектории движения элементарных объемов вещества образуют замкнутые линии. При этом нужно сразу отметить то, что часто служит причиной недоразумений. Замкнутость траекторий (в механике они называются более точно — „линиями тока“) не означает, что каждый элементарный объем должен совершить полный оборот по своей траектории. Вся система может лишь ненадолго застыть в движении, подобно карусели, остановленной вскоре после за-

ращения вещества по замкнутым траекториям, когда каждый элементарный объем совершает по ним не более половины полного оборота — то есть адвективные движения (см. предыдущие главы). Покажем, что именно такие движения происходили внутри таласского осадочного комплекса.

Начнем с Бакаирского антиклинория. Несомненно, во время складкообразования здесь имели место восходящие движения. Некоторый объем пород средней известняковой толщи — бакаирская свита мраморизировалась вверх, так что кровля свиты приподнялась над прежним уровнем на 3 км. Если бы такое же смещение испытала и ее подошва, то антиклинория обнажилась бы нижняя терригенная толща. Названный объем при этом не претерпел бы изменения вертикального размера, и при постоянстве объема вещества он не изменил бы и своего горизонтального размера. Другими словами, этот объем не испытал бы деформации, а лишь сместился бы вверх на 3 км.

На самом деле бакаирская свита в ядре одноименного антиклинория испытала интенсивное складкообразование. Это свидетельствует о значительном горизонтальном сокращении и соответствующем вертикальном удлинении рассматриваемого объема. Поэтому существенный подъем подошвы свиты вслед за ее кровлей в процессе складкообразования становится проблематичным. И неудивительно, что эта подошва в пределах антиклинория не выходит на поверхность.

Если предположить, что бакаирская свита имела до складкообразования ту же мощность, что и одновозрастная с ней чаткарагайская, — то 1 км, а при складкообразовании зеркало по ее подошве осталось на том же уровне, что и вне антиклинория, то можно оценить „избыток“ вещества этой свиты в ядре антиклинория. При ширине ядра около 4 км и превышении положения кровли свиты над соответствующим уровнем вне антиклинория на 3 км он составляет около  $10 \text{ км}^2$  площади сечения вкрест простирающихся структур. Это значит, что в процессе складкообразования в ядро антиклинория дополнительно „включено“ все вещество свиты с участка шириной в 10 км, прилегаю-

щего к антиклинорию, или половина этого вещества с участка в 20 км или треть его с участка в 30 км и т.д.

При всей условности таких подсчетов ясно одно — ядро Бакаирского антиклинория, сложенное одноименной свитой, представляет собой типичное ядро нагнетания. Материал для нагнетания поставляло горизонтальное течение вещества одновозрастной чаткарагайской свиты в южном направлении, в сторону антиклинория, происходившее на обширном пространстве, соизмеримом со всей Таласской структурно-фациальной подзоной.

Сказанное не означает, что на всем этом пространстве происходило выжимания вещества в обстановке горизонтального растяжения. Везде, где обнажается чаткарагайская свита, мы наблюдаем складчатость. Зона выжимания, вероятно, располагалась где-то севернее, за пределами Таласской подзоны. В пределах же последней горизонтальное течение вещества чаткарзгайской свиты происходило с неодинаковой скоростью таким образом, что имело место горизонтальное сокращение первоначального объема с максимумом в ядре Бакаирского антиклинория.

Учитывая тот факт, что в названном антиклинории не обнажается не только подошва чаткарагайской (бакаирской) свиты, но и подошва ее верхней подсвиты, и применяя логику предшествовавшего изложения, можно заключить, что максимум горизонтального течения приходился именно на эту подсвиту, т.е. примерно на середину средней известняковой толщи.

Но именно к этой подсвите чаще всего приурочена смена направления vergenции и стилиа асимметрии складок: южное в нижележащих и северное в вышележащих толщах. Это дает возможность понять особенности vergenции и асимметрии, совершенно необъяснимые с позиций всех гипотез внешнего воздействия на осадочную толщу, рассмотренных выше. Горизонтальное течение вещества средней известняковой толщи в южном направлении неизбежно встречает сопротивление со стороны ниже- и вышележащих толщ. В результате эти толщи испытывают касательные усилия и скашиваются в горизонтальном направлении. Складки в верхней терригенной толще приобретают северную, а в нижней терригенной толще — южную vergenцию, в том числе и на значительном удалении от ГТР. Этим же объясняется и асимметрия складок, в частности разный угол кливажа со слоистостью на противоположных крыльях (см. рис. 26 и 35). Выше говорилось в общетеоретическом аспекте, а ниже будет сказано по отношению к району исследований, что кливаж возникает на самой ранней стадии складкообразования. В обстановке горизонтального скашивания он с самого начала располагается косо по отношению к слоистости. В результате на противоположных крыльях он ориентируется по-разному (см. рис. 28).

Мы рассмотрели вопрос о том, к каким последствиям приводит вещество бакаирской свиты в одноименном антиклинории. Словом, откуда поступает вещество, заполняющее „пустоту“, образовалась бы „в тылу“ поднимающегося ядра антиклинория. Теперь посмотрим, что происходит „на фронте“ этого подъема.

Здесь по разрезу выполаживаются как складчатость, так и сам анкерский. Если по подошве карабуриной свиты он возвышается на 3 км, то по кровле этой свиты — только 1-1,5 км. В верхней терригенной толще на своде антиклинория скатности складок уменьшается до 2-3, в то время как на структурной ступени к северу от антиклинория в той же толще она

Складчатость выполаживается вверх по разрезу не только на своде анкерского антиклинория, но и к северу от последнего, в Центральной синклинии, вплоть до значений 2 и менее в верхнеузуловской подсапке и вышележащих венд-нижнепалеозойских отложениях. Такая тенденция дает основания полагать, что уничтоженная денудацией кровля осадочного комплекса к концу складкообразования залегала полого или субгоризонтально. Поэтому подъем верхней терригенной толщи в Бакаирском антиклинории не сопровождался таким же подъемом кровли осадочного комплекса. Факт, что на своде антиклинория верхняя терригенная толща получила вертикальное укорочение и соответствующее горизонтальное удлинение, оказывая распирающее действие на ту часть синклинии, которая располагалась в смежном синклинии. Однако изменение происходило не с самого начала, поскольку даже на структурной толще смята в складки. Вероятно, в начале процесс испытывала горизонтальное сжатие, сменившееся по мере растяжения.

Не исключено, что в вертикальном укорочении верхней части осадочного комплекса принимала участие и денудация. Если это так, то основной материал сносился отчасти к северу, но главным образом в одном направлении, в Чаткало-Нарынскую зону, где как раз в это время, начиная с лландейльского века среднего ордовика, началось накопление терригенного флиша.

Подобное происходило в процессе адвекции в лабораторном образце (см. рис. 20, в). Здесь нижняя темная пачка слоев образует чаткарагайскую свиту, а верхние светлые пачки — вышележащие свиты. На фоне структурной ступени возвышается центральный анкерский, в ядро которого нагнетался материал темной пачки. На этой пачке антиклинорий имеет синвергентную гребневидную складчатость, осложненную тесно сжатыми складками. Кровля пачки в антиклинории значительно приподнята по сравнению со структурной ступенью. Вверху по „разрезу“ образца складчатость выполаживается, а

антиклинорий приобретает антивергентную коробчатую форму. Кровля нижней светлой пачки уже не столь сильно приподнята по сравнению со структурной ступенью.

Таким образом, морфологические особенности структуры Таласского хребта, возникшей в первую (главную) фазу складкообразования, получают удовлетворительное объяснение в рамках развиваемой адвективной концепции.

### Проблема величины горизонтального сокращения таласского осадочного комплекса при складкообразовании

Если предположить, что мощность и длина слоев при складкообразовании существенно не менялись, то за величину продольного сокращения можно было бы принять усредненную вкрест простирания степень сжатости складок. В этом случае пришлось бы считать, что в центральной части района Центрально-Таласский разлом, отстоящий сейчас на уровне средней известняковой толщи от ГТР на 10 км, оказался в 5–6 раз ближе к ГТР, чем до складкообразования. В то же время из-за выполаживания складок вверх по разрезу следовал бы тот вывод, что на уровне кровли осадочного комплекса разлом остался на первоначальном расстоянии от ГТР, равном 50–60 км.

Из этого следовал бы тот вывод, что на уровне средней известняковой толщи разлом в процессе складкообразования приблизился к ГТР на 40–50 км. Средняя современная глубина этой толщи по отношению к кровле комплекса составляет 5–10 км. Это значит, что в верхней терригенной толще должна была произойти деформация горизонтального сдвига с углом сдвига, тангенс которого составляет примерно

$$\frac{45 \text{ км}}{7,5 \text{ км}} = 6. \text{ При этом Центрально-Таласский разлом и приблизительно}$$

но параллельные ему осевые поверхности складок приобрели бы в верхней толще наклон с углом падения около  $10^\circ$  к югу.

Ничего подобного в действительности не наблюдается. Осевые поверхности складок редко падают положе, чем под углом  $60^\circ$ . Значит угол сдвига при деформации горизонтального скашивания верхней терригенной толщи не превышал  $30^\circ$ , а величина смещения разлома на уровне средней известняковой толщи вряд ли была больше, чем 5 км. Другими словами, горизонтальное сокращение к югу от Центрально-Таласского разлома составляло величину не более 1,5, т.е. не превышало 30–35 % от первоначального размера.

Теперь обратимся к Джолсайскому разлому, который также можно считать доскладчатым. В настоящее время он в центральной части района отстоит от ГТР на 15–20 км. Средняя степень сжатости складок между обоими этими разломами составляет 4–5. Если последнюю при-

в качестве меры горизонтального сокращения, то придется допустить, что до складкообразования Джолсайский разлом находился от его настоящего положения к югу на 60–65 км. В этом случае горизонтальное смещение нижней и верхней терригенных толщ обусловило бы еще большее выполаживание осевых поверхностей складок, чем в разобранном примере с Центрально-Таласским разломом.

В нижней терригенной толще на Северо-Таласской ступени действительно имеет место некоторое выполаживание осевых поверхностей складок. Однако последние практически повсюду имеют угол падений, равный  $45^\circ$  и поэтому свидетельствующий о гораздо более значительной величине горизонтального скашивания.

Другой аргумент против значительного горизонтального сокращения осадочного комплекса к югу от Джолсайского разлома вытекает из фактического расположения этого разлома в плане по отношению к основной структуре. В настоящее время его простирание отличается от простирания последней примерно на  $15^\circ$ . Если бы имело место указанное выше горизонтальное сокращение в 4–5 раз, то следовало бы ожидать, что до складкообразования отличие в простирании составляло бы  $50^\circ$ . Однако выше говорилось, что примерно параллельно зоне Джолсайского разлома протягиваются изопахиты и фациальные границы свит, а к самой зоне тяготеют участки повышенного горизонтального градиента мощности отложений. Поэтому трудно представить себе простирание всех этих палеотектонических элементов было бы иным до складкообразования. В этом случае ныне субгоризонтальная граница Северо-Таласской ИГА и Южно-Таласской ИГС простиралась бы в восточном и северо-восточном направлении, выходя за пределы Таласо-Каратауской миогеосинклинали в пределы Северо-Терской эвгеосинклинали.

Известные палеотектонические элементы контролировались Джолсайским разломом, который, несомненно, рассекал на стадии осадкообразования геосинклинали фундамент. Однако этот же разлом существовал на позднекладчатой стадии в расположении Бабаханского антиклиналя и гранитоидных интрузий. Характерно то, что в центральной части района доскладчатые следы влияния разлома (в частности, заметный горизонтальный градиент мощности отложений и известняковые осадочные брекчии грубого флиша чаткарагайской свиты) смещены к югу относительно позднекладчатых (антиклинорий и линейных интрузий) на 4–5 км. Вероятно, эта цифра как раз и отражает истинную величину смещения зоны разлома в главную фазу складкообразования к югу, в сторону ГТР, на уровне средней известняковой толщи. С учетом этой величины и произведена реконструкция

поэтому из этого следует тот вывод, что на уровне названной толщи го-

горизонтальное сокращение составило всего лишь 20 % от первоначального размера. Это согласуется с приведенной выше цифрой 30–35 % для Узунахматского блока к югу от Центрально-Таласского надвига в том смысле, что при адвекции эта величина возрастает по мере приближения к зоне восходящего потока (см. рис. 17). Столь скромная величина горизонтального смещения и горизонтального сокращения приходится в полном соответствии с крутым наклоном осевых поверхностей складок, книзу и кверху от оси горизонтального центростремительного потока, располагавшейся в пределах средней известняковой толщи (см. рис. 36).

Если считать, что при складкообразовании мощность и длина слоев не меняются, то величине горизонтального сокращения толщи в 30–35 % будет соответствовать степень сжатости складок около 1,5. Средний угол наклона крыльев таких складок составит 45–50°. Цифре 20 % будет отвечать степень сжатости 1,25 и угол наклона 35–40°, по А.В. Вихерту (см. табл. 3). Однако выше было указано, что степень сжатости складок в исследуемом районе значительно выше и достигает 6 в ядре Бакаирского антиклинория.

Следовательно, предположение о сохранении мощности и длины слоев при складкообразовании не может быть принято. Более того, слои должны были испытать при складкообразовании удлинение в 3–4 раза, чтобы обеспечить наблюдаемую ныне высокую степень сжатости складок. Следы такого удлинения запечатлены прежде всего в секущем кливаже, о котором будет сказано ниже. В гл. 5 было показано, что увеличение длины слоев, не обусловленное горизонтальным сокращением слоистого массива, может быть объяснено локальными адвективными движениями, стимулирующими рост отдельных складок. В то же время следует подчеркнуть, что эти движения происходят не сами по себе, а в обстановке горизонтального сжатия, обусловленного описанной выше адвекцией в масштабе всей складчатой области.

А.В. Вихерт считает, и автор с этим полностью согласен, что такие морфологические особенности складчатости, как тенденция к гребневидности и частое осложнение мелкими складками замков крупных антиклиналей, трудно объяснить горизонтальным сжатием, но зато они получают удовлетворительную трактовку в рамках локальной адвекции.

Выход об удлинении слоев при складкообразовании в 3–4 раза неизбежно влечет за собой другое заключение — о соответственном уменьшении мощности слоев. Такое соображение учтено при реконструкции процесса складкообразования (см. рис. 36). В результате следует признать, что в пределах Северо-Таласской структурной ступени (и одноименной ИГА) мощность осадочного комплекса составляла около 10 км, а в пределах Южно-Таласской ступени (и одноименной

ИГС) — около 15–20 км. Это вносит следующие коррективы в представления о развитии рассматриваемой миогеосинклинальной зоны.

1. Указанные значения мощности осадочного комплекса ближе к „нормальным геосинклинальным“.

2. При такой мощности легче представить превращение геосинклинали в складчатую область, поскольку фундамент в этом случае располагается на значительной глубине. В то же время при мощности комплекса в 4–5 км, принимаемой без реконструкции, приходится допускать формирование тесно сжатой складчатости при неглубоком залегании фундамента, особенно в пределах Северо-Таласской ступени. Такое залегание фундамента, несомненно, имело место в области Курган-Карагоинского поднятия. Но именно в этой области развита полая брахиморфная складчатость.

3. Реконструируемая мощность „отодвигает“ на большую глубину проявления регионального метаморфизма, вплоть до эпидот-амфиболитовой фации (см. ниже). Это придает большую геологическую реальность тем температурам и давлениям, при которых происходил метаморфизм.

4. При большой мощности осадочного комплекса, в том числе и на Северо-Таласской ступени, вещество гранитоидных интрузий вполне может быть „мобилизовано“ в поверхностных частях фундамента и затем относительно легко внедрено в более податливый осадочный чехол. При малой мощности последние необходимые для „мобилизации“ температуры могут существовать лишь где-то в глубине фундамента, и тогда возникает проблема интрузии сначала к кровле фундамента с риском того, что гранитоидный материал по пути охладится и вряд ли продолжит свой путь в осадочном чехле.

Автор не считает проведенную реконструкцию первичных мощностей осадочного комплекса бесспорной. Однако даже некоторой вероятности подобной реконструкции достаточно для обоснования следующих методических рекомендаций. В общепринятых картах мощностей фигурируют наблюдаемые истинные мощности слоев. Это — одна крайность, когда предполагается, что при последующем складкообразовании мощность и длина слоев не изменялись. В этом случае степень сжатости складок отождествляется с величиной горизонтального сокращения осадочного комплекса при складкообразовании.

Другая крайность — предположение об отсутствии такого сокращения, т.е. неизменность другого параметра — ширины складчатой области при складкообразовании. Логическим следствием этого является допущение об удлинении слоев, величина которого будет равна степени сжатости складок; соответственно удлинению слоев уменьшается их мощность. Сохраняется же неизменной при складкообразовании осевая мощность слоев, т.е. мощность, измеренная параллельно осевой поверхности складок.

В исследуемом районе первичная мощность толщ, в предположении некоторого горизонтального сокращения последних при складкообразовании, заключена в промежутке между истинной и осевой мощностями, в данном случае ближе к осевой. Но из этого следует, что, помимо карт истинных мощностей толщ, для правильного понимания палеотектоники столь же необходимы карты осевых мощностей ей толщ.

В простейшем случае прямых складок подобная карта отражает мощность складчатой толщи, т.е. расстояние между двумя зеркалами складчатости, одно из которых проведено по подошве, а другое — по кровле толщи. В случае вергенции складок необходимо вносить поправки на наклон осевых поверхностей складок.

Построение карт осевых мощностей складчатых толщ наряду с составлением структурных карт по зеркалу складчатой границы между толщами может способствовать лучшему пониманию как тектоники, так и палеотектоники таких толщ. Кроме того, экстраполяция на глубину поможет навести более прочные „мосты“ между складчатыми границами толщ и геофизическими (в первую очередь сейсмическими) границами в земной коре.

**Горизонтально-неоднородный тепловой импульс  
как причина неравномерного снижения вязкости горных пород  
и предвестник складкообразования**

Каледонский тепловой импульс проявился в районе исследований неравномерно (рис. 37–38). Его максимум был приурочен к ГТР. Вблизи ГТР рифейские отложения метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации (а к востоку за пределами района — эпидот-амфиболитовой фации). По мере удаления от ГТР степень постдиагенетических преобразований пород неуклонно снижается, в том числе и в одновозрастных и даже более древних породах, вплоть до глубинного катагенеза. Границы метаморфических зон и изограл в общем параллельны ГТР. Метаморфические изотермические поверхности — крутые вблизи ГТР и выполаживаются по мере удаления от последнего. Другими словами, в этом направлении доминирующая горизонтальная неоднородность метаморфизма постепенно сменяется его более „естественной“ вертикальной неоднородностью, что характерно и для других регионов, по данным Б.В. Петрова.

Все это свидетельствует о том, что метаморфические (в широком смысле, включая мета- и катагенетические, см. гл. 3) преобразования пород не являются результатом погружения последних на глубину, а связаны с термальной антиклиналью, ось которой располагалась вблизи ГТР. Происхождение термальной антиклинали объясняется повышенной проницаемостью зоны ГТР для тепла и метаморфизирующих флюидов по сравнению с другими участками менее проницаемого кон-

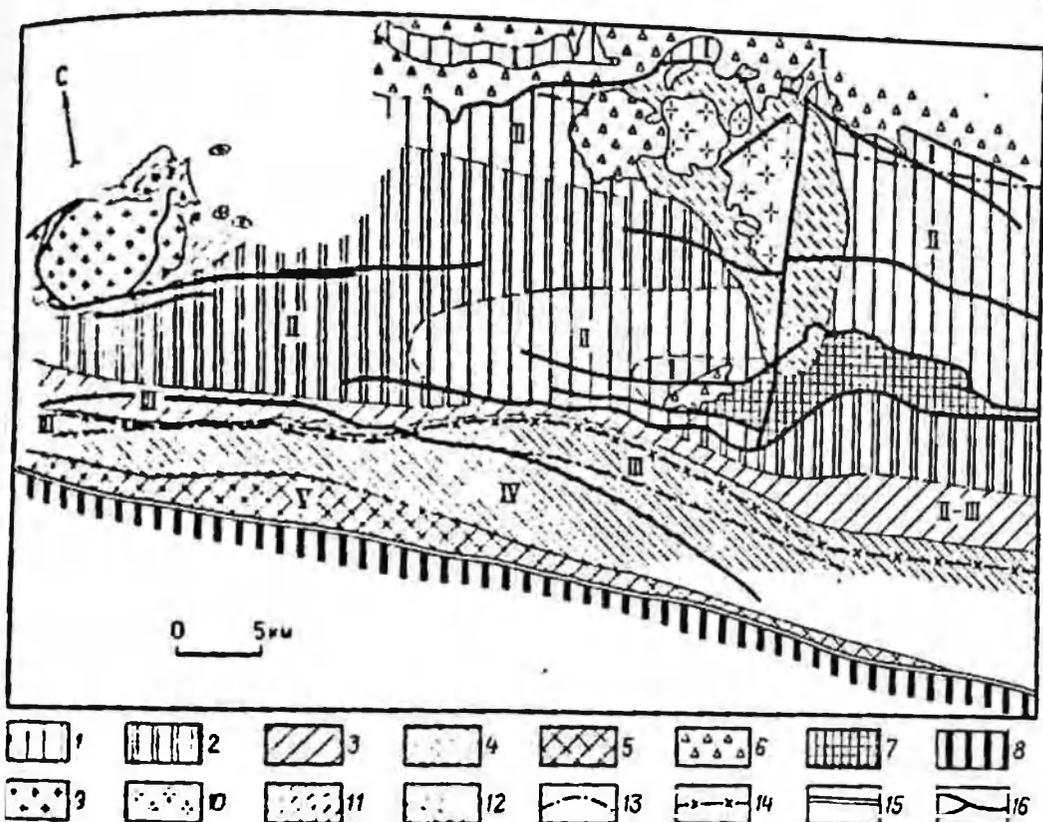
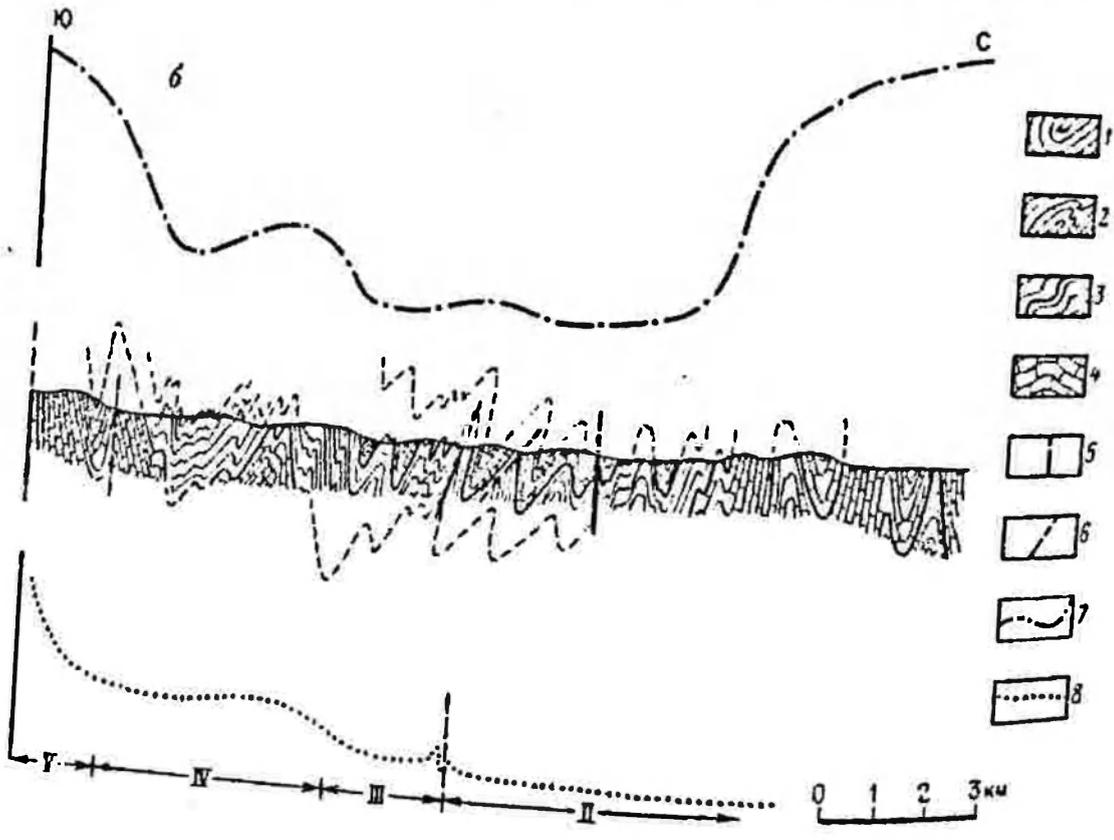
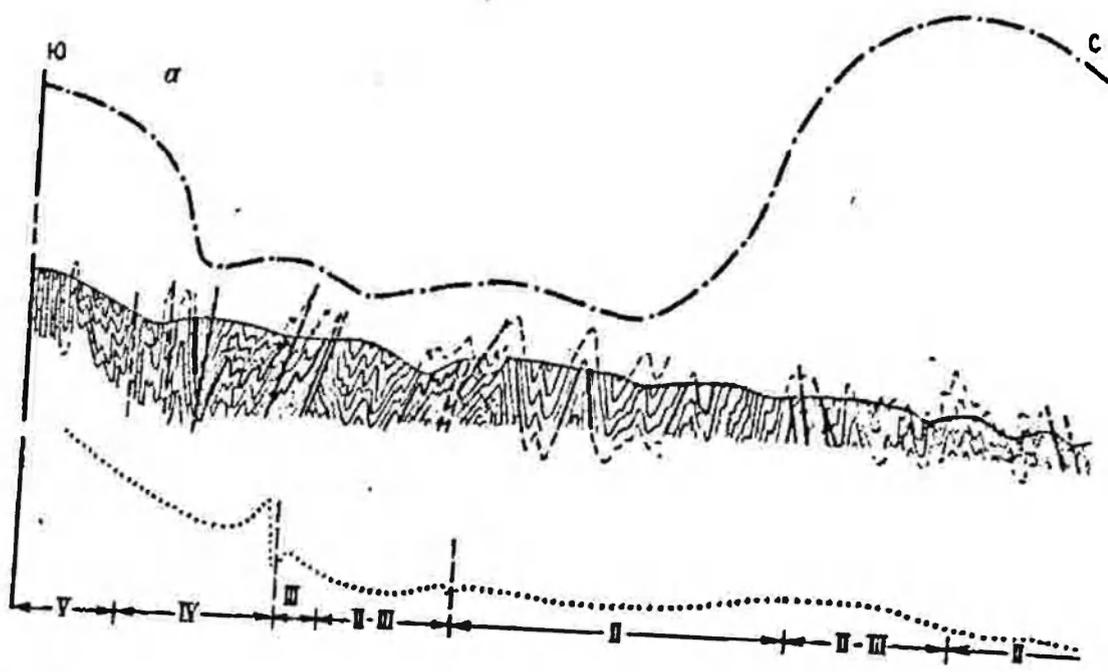


Рис. 37. Схема зональности поддиагенетических преобразований и структурно-деформационной зональности западной части Таласского хребта (по Н.С. Фроловой):

1 – 5 – зоны постдиагенетических преобразований осадочных пород верхнерифейского структурного подэтажа (1 – глубинный катагенез; 2 – ранний метагенез; 3 – поздний метагенез; 4 – зеленосланцевый метаморфизм, зона с мелкозернистыми карбонатами; 5 – зеленосланцевый метаморфизм, зона со средне- и крупнозернистыми карбонатами); 6 – альпийский структурный этап; 7 – нижнепалеозойский и вендский подэтажи и кызылбельская свита; 8 – Срединный Тянь-Шань; 9 – 10 – интрузии (9 – позднескладчатые; 10 – постскладчатые); 11 – 12 – зоны контактового метаморфизма интрузий (11 – позднескладчатых, 12 – постскладчатых); 13 – границы структурно-деформационных зон; 14 – изограда биоклимата; 15 – Главный Таласский разлом; 16 – наиболее крупные разрывы

солидированного фундамента миогеосинклинали. Это подтверждается наличием значительно более слабой термальной антиклинали вблизи более скромного Джолсайского разлома. В то же время к другим разломам района, в том числе и к Центрально-Таласскому, разделяющему Узунахматский и Кумыштагский тектонические блоки, не приурочено никаких термальных антиклиналей. Это еще раз подчеркивает Урочено никаких термальных антиклиналей. Это еще раз подчеркивает доминирующую роль Джолсайского разлома как на стадии осадконакопления, так и при становлении современной структуры района. К другим разломам лишь иногда приурочены небольшие „окашки“ на фоне плавного убывания степени метаморфизма по мере удаления от ГТР.



Вероятно, они служили своеобразным экраном, как бы „дренируя“ излишнее тепло и флюиды при движении последних в северном направлении, что отмечено и в других регионах Б.В. Петровым, А.Е. Довжиковым и др. Подчеркнем, что речь идет лишь о горизонтальной составляющей такого движения, возможность которого подтверждена моделированием, выполненным А.А. Пэком.

Важный индикатор связи метаморфических и деформационных событий — кливаж, чаще всего выраженный в изучаемом районе в виде предпочтительной ориентировки новообразованных минералов. Поражающий на значительном удалении от ГТР лишь наименее вязкие глинистые породы, он по мере своего приближения к ГТР появляется сначала в песчаниках, а затем и в известняках. В том же направлении увеличивается интенсивность кливажа в породах сходного первоначального состава. В слоях разного состава кливаж испытывает преломление, образуя в менее вязких породах меньший угол со слоистостью, чем в более вязких; в 1963 г. автором была дана количественная характеристика этого явления на примере другого региона. По этому признаку удалось установить, что на фоне общего снижения вязкости пород по мере приближения к ГТР известняки становятся менее вязкими, чем сланцы (а тем более песчаники). Это соответствует результатам экспериментов И.В. Лучицкого и других исследователей, изучавших совместную деформацию глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур.

Закономерности преломления кливажа, увеличение его интенсивности с уменьшением угла кливаж — слоистость, наличие в полого залегающих слоях верхней терригенной толщи слабо развитого кливажа подтвердили вывод автора о зарождении кливажа на самой ранней стадии складкообразования. Эти и другие факты не противоречат и концепции Н.Б. Лебедевой, поддержанной автором, о зарождении кливажа в избыточно обводненных породах (см. гл. 3). На этой стадии слои испытывают лишь незначительное продольное укорочение без потери устойчивости. Такое начальное укорочение еще не создает складок,

Рис. 38. Степень раскристаллизации новообразованных зерен вдоль рек Шильбилай (а) и Карабура (б) в сопоставлении с геологическим разрезом и зеркалом складчатости:

1 — 2 — терригенные толщи (1 — верхняя — песчаники, глинистые и филлитовые сланцы в нижней части с известняками, 2 — нижняя — глинистые сланцы, песчаники, редкие известняки); 3 — 4 — известняковая толща (3 — верхняя часть — глинистые редкие известняки); 4 — нижняя часть — известняки, филлитовые сланцы, известняки и редкие песчаники); 5 — Главный Таласский разлом; 6 — разрывные нарушения; 7 — зеркало складчатости по подошве верхней части известняковой толщи; 8 — степень раскристаллизации новообразованных зерен, усл. ед. (по Н.С. Фроловой).

I — V — структурно-деформационные зоны (см. рис. 37)

но вполне достаточно для первого проявления кливажа — расплющивания маловязких флюидных включений и ориентированного роста новообразованных метаморфических минералов перпендикулярно к оси максимального сжатия. На следующей стадии слои теряют устойчивость и изгибаются в складки. „Пассивный” поворот уже возникшего перпендикулярного к слоистости кливажа вместе с содержащими его более вязкими слоями создаст веер кливажа относительно осевой плоскости складки (см. рис. 28, слева). Однако кливаж не просто „консервируется” в слоях. Кливажные пластины испытывают сплющивание и проскальзывание одна относительно другой. Это приводит, во-первых, к совершенствованию кливажа, которое выражается в постепенном слиянии первоначально изолированных его поверхностей и все большей взаимной параллельности последних. Во-вторых, при сплющивании и проскальзывании уменьшается угол кливажа со слоистостью, причем тем больше, чем меньше вязкость пород, что и создает эффект преломления кливажа в породах разного состава.

В однородных (чаще всего глинистых) толщах изгибу подвергаются отдельные редкие прослои более вязких пород. Основная масса пород испытывает продольное сплющивание. Возникшие в ней еще на ранней стадии деформации кливажные пластины сохраняют свою ориентировку и, наряду со сплющиванием, проскальзывают одна относительно другой (в антиклиналях — вверх, в синклиналиях — вниз). В результате кливаж на всех стадиях деформации параллелен осевым поверхностям складок, что иногда трактуется как складчатость скалывания, или как наложение кливажа на поздней стадии деформации.

В совокупности с другими малыми структурными формами (тектоническое разлинзование, будинаж, муллион-структуры и др.) кливаж образует структурный парагенез. По особенностям этого парагенеза удалось выделить (совместно с А.Г. Малюжиным и Н.С. Фроловой) и закартировать (это сделала Н.С. Фролова) несколько структурно-деформационных зон, последовательно сменяющих одна другую по мере приближения к ГТР (см. рис. 37–38). Деформационными эти зоны названы потому, что особенности парагенеза однозначно свидетельствуют о неуклонном снижении главного деформационного свойства пород — вязкости — по мере приближения к ГТР.

Не вдаваясь в подробную характеристику названных зон, отметим главные тенденции. При прочих равных условиях (например, в одном обнажении на крыле складки), для более вязких пород характерны следующие признаки: 1) кливаж может отсутствовать при наличии его в менее вязких породах; 2) кливаж образует больший угол со слоистостью, чем в менее вязких; 3) формируются тектонические линзы, будинаж и муллион-структуры, обтекаемые веществом менее вязких пород. В изучаемом районе кливаж, который в наиболее удаленной от ГТР первой зоне (см. рис. 37) развит только в сланцах, по мере прибли-

жения к ГТР появляется сначала в более вязких песчаниках второй зоны, а затем в еще более вязких известняках третьей зоны, преломляясь в слоях разного состава (первый признак). В четвертой (второй признак) и пятой (третий признак) зонах известняки становятся менее вязкими, чем сланцы и песчаники. Факты преломления кливажа (см. рис. 35) и будинажа сланцевых слоев однозначно свидетельствуют о том, что в процесс деформации породы (в данном случае известняки) вступили, уже обладая пониженной вблизи ГТР вязкостью.

Структурно-деформационная зональность тесно связана с метаморфической (см. рис. 37–38). Это дает основание считать, что как региональный метаморфизм пород, так и снижение вязкости последних — прямые следствия теплового импульса, проникшего в кору из мантии.

Но тот факт, что кливаж и тесно связанный с ним метаморфизм проявились еще на ранней стадии складкообразования — стадии равномерного продольного укорочения неизогнутых слоев — и что в складчатую деформацию вступили породы с пониженной вязкостью, свидетельствует о некотором запаздывании начала складкообразования по отношению к началу прогревания пород и их метаморфизма. Таким образом, основной вывод гл. 3 подтвердился на региональном примере.

#### Горизонтально-неоднородный тепловой импульс как причина адвективных складчатых движений

Исходные посылки для установления генетической связи между тепловым импульсом и складкообразованием следующие.

1. Тепловой импульс предшествовал складкообразованию.
2. Тепловой импульс был горизонтально-неоднородным с максимумом в зоне ГТР.
3. В результате действия теплового импульса вязкость пород понижается по мере приближения к зоне ГТР.
4. В области, прилегающей к зоне ГТР, в результате действия теплового импульса известняки становятся менее вязкими, чем сланцы и песчаники, средняя известняковая толща — менее вязкой, чем нижняя и верхняя терригенные толщи.
5. Складчатые движения имели адвективный характер.
6. Зона восходящего адвективного потока пород, слагающих осадочный комплекс, пространственно совпадала с зоной ГТР — зоной максимума теплового импульса. В этой зоне в главную фазу складкообразования возник Бакаирский антиклинорий.
7. Максимум компенсирующего горизонтального центростремительного (если считать за центр зону ГТР) адвективного потока был приурочен к средней известняковой толще — наименее вязкой вблизи названной зоны. В результате такого течения эта толща образовала ядро нагнетания Бакаирского антиклинория.

Все это происходило в течение каледонского эндогенного цикла. Однако нечто похожее было и в байкальском цикле: в карабуринское время вблизи ГТР возникло Бакаирское новообразованное краевое поднятие на месте будущего каледонского Бакаирского антиклинория. Но существовало это поднятие недолго — только до верхнеузунахматского времени. Кратковременность байкальского теплового импульса „оборвала“ дальнейшее развитие этого поднятия и „отложила“ его до проникновения в кору каледонского теплового импульса. Не исключено, что в байкальском цикле из-за слабости теплового импульса до адвекции дело не дошло и существовал лишь предваряющий адвекцию режим дилатации (см. гл. 4).

Теперь сопоставим приведенные данные о Таласской складчатой области с описанными в гл. 5 моделями адвекции, обусловленной проникновением снизу теплового импульса. Напомним, что простейшая математическая модель адвективных деформаций слоистой толщи (см. рис. 17–18) демонстрирует следующие характерные особенности процесса: затухание складчатости вверх по разрезу в области поднятия, пространственно совпадающего с термальной антиклиналью, тенденцию к гребневидной форме поднятия в нижних горизонтах и к коробчатой в верхних горизонтах, уменьшение степени сжатости первичных квадратов вверх по разрезу и антивергентный наклон первично-вертикальных линий между зонами горизонтального течения вещества: центростремительного — по отношению к оси поднятия — в подошве толщи и центробежного в ее кровле. Все эти особенности характерны для главной фазы складкообразования в толщах Таласского хребта, когда в качестве поднятия фигурировал Бакаирский антиклинорий.

Однако в математической модели отсутствует такой важный атрибут тектоники таласских толщ, как структурные ступени. Это объясняется простотой исходных допущений, позволяющих обойтись без применения ЭВМ. Это, в частности, допущение о бесконечно большой протяженности адвектирующего слоя и изотермичности его границ. В результате имеет место примерное равенство амплитуды вертикальных и горизонтальных адвективных движений и как следствие — сопоставимость расстояния между смежными поднятиями и впадинами с мощностью адвектирующего слоя. В этих условиях не могут возникнуть структурные ступени — протяженные участки субгоризонтального зеркала складчатости.

В экспериментах, так же как и в природе, столь идеальные условия не соблюдаются. При ограниченной ширине зоны адвекции, обусловленной в лаборатории стенками прибора, а в природе — бортами прогибов, выполненных геосинклинальными осадочными толщами, картина оказывается сложнее. Для выяснения этого вопроса был проведен количественный геометрический анализ образцов (см. рис. 20). Результаты сопоставлены с математической моделью (см. рис. 17).

Как и в математической модели, в образцах имеются участки восходящих и нисходящих потоков вещества. Эти потоки осуществляют выжимание материала из-под прогибов и нагнетание его в зоны поднятий (см. рис. 20).

Однако, в отличие от математической модели, где все прогибы тождественны, в лабораторных образцах кровля темной пачки слоев расположена в центральных прогибах выше, чем в краевых. Это означает, что вещество слоев участвует не только в адвективных движениях, обозначенных пунктиром, но также и в адвективных движениях, показанных сплошной линией (см. рис. 20, а, в). Эти движения образуют нисходящий поток вблизи боковых границ образца и восходящий — в его центральной части. Суммирование движений, обозначенных пунктиром, и движений, показанных сплошной линией, дает полную картину адвективных движений.

Движения, обозначенные пунктиром, как и в математической модели, приводят к возникновению поднятий и впадин, которые можно сопоставлять с природными анти- и синклиноориями. Эти движения предлагается именовать „частными адвективными движениями“. В противоположность последним, движения, показанные сплошной линией, можно назвать „общими адвективными движениями“. В отличие от частных, в которых вертикальные и горизонтальные компоненты равноправны, в общих адвективных движениях резко преобладает их горизонтальная составляющая. Об этом свидетельствует форма ячеек адвекции, обозначенных на рис. 20 изометричными линиями тока для частных адвективных движений и сильно вытянутых по горизонтали — для общих.

Благодаря общим адвективным движениям выжимаемый из-под краевых прогибов материал нагнетается не только в зоны смежных поднятий, как в процессе частных адвективных движений, но и в центральные участки образца. Структурные формы, создаваемые в процессе общих адвективных движений, можно сопоставлять с природными краевыми прогибами, мегантиклиноориями и структурными ступенями (см. рис. 20, в). На этом же рисунке видно, что центростремительный нижний поток вещества компенсируется верхним центробежным. В результате возникает резкая асимметрия краевых поднятий и их „заваливание“ в сторону краевых прогибов, лежащая складчатость, тенденция к формированию шарьяжей.

Геометрический анализ образца, изображенного на рис. 20, в, также показал, что в пределах структурной ступени, над которой возвышается описанный выше центральный антиклинорий, мощности темной пачки и вышележащей светлой пачки слоев увеличены примерно вдвое по сравнению с первоначальными, что компенсируется горизонтальным сокращением и мелкой складчатостью в этих пачках. Это позволяет понять, почему в Таласском хребте складчатость возникает в пределах не

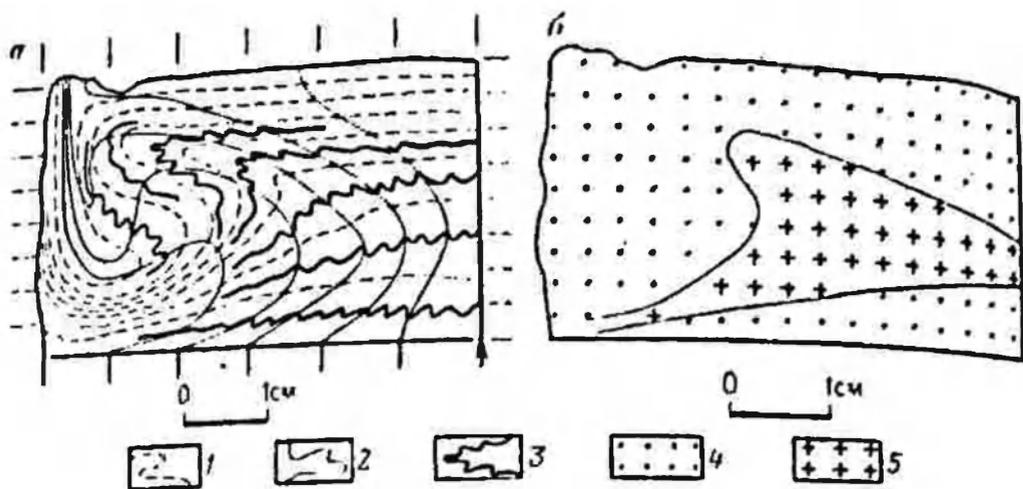


Рис. 39. Особенности адвективных деформаций при неравномерном подогреве снизу:

*а* — реконструкция искажений первоначально прямоугольной сетки в левой половине образца методом равноплощадных секций; *б* — зоны кристаллизации. 1 — 2 — линии сетки (1 — первично-горизонтальные — границы слоев, 2 — первоначально-вертикальные); 3 — мелкая складчатость, формирующаяся в секциях, испытавших горизонтальное сжатие; 4 — наименее интенсивная кристаллизация первоначально аморфной канифоли; 5 — более интенсивная кристаллизация, приуроченная к участкам продольного по отношению к слоистости сжатия.

Стрелкой обозначена зона максимального теплового потока

только Бакаирского антиклинория, но и соседней структурной ступени.

В описанных экспериментах тепловой импульс и региональный метаморфизм имитировались путем прогрева тонкослоистых образцов эквивалентного материала. Прогрев осуществлялся таким образом, чтобы температура на нижней поверхности образца была выше, чем на верхней, т.е. чтобы в образце возникали вертикальный температурный градиент и инверсия плотности. При этом обе названные обстановки были изотермическими. Этой ситуации в природной обстановке отвечают горизонтально-однородные тепловой импульс и региональный метаморфизм. Однако в районе исследований тепловой импульс и региональный метаморфизм были горизонтально-неоднородными.

Теория тепловой конвекции [10] утверждает, что при неоднородном подогреве снизу, приводящем к неизотермичности подошвы и кровли горизонтального слоя жидкости, возникают конвективные движения с резко преобладающей горизонтальной компонентой, т.е. общие по принятой выше терминологии. С целью конкретизации этого теоретического положения автором была поставлена серия экспериментов. В них тепло к слоистому образцу подавалось снизу через теплопроводящую щель, имитировавшую глубинный разлом [14]. Особенности адвективной деформации представлены на рис. 39.

Вертикальный подъем вещества над зоной подогрева вызывает более значительное компенсирующее центростремительное течение вещества в нижней части модели и центробежный поток в ее верхней части. Подошва тонкослоистого образца как бы прилипает к „фундаменту“ — дну прибора. Поэтому максимум горизонтального центростремительного течения имеет место не в подошве толщи, как в математической модели (см. рис. 17), а несколько ниже ее середины. В результате в нижней части толщи складки обладают центростремительной, а в верхней части — центробежной вергенцией. Степень сжатости складок максимальна в средней части толщи, причем тем больше, чем ближе они к зоне максимального прогрева и восходящего потока. Вверх по разрезу степень сжатости складок убывает.

Таким образом, структура этой модели, как и описанной выше (см. рис. 20, в), обнаруживает большое сходство со складчатой структурой Таласского хребта, сформировавшейся в главную фазу складкообразования. Максимум центростремительного горизонтального течения должен был наблюдаться в средней части осадочного комплекса. Он и оказался приуроченным к средней известняковой толще, которая в процессе прогрева и метаморфизма стала более текучей, чем подстилающая и перекрывающая терригенные толщи.

Вопрос о возможности термофлюидного разуплотнения средней известняковой толщи не может быть решен столь определенно, как для названных терригенных толщ. Однако сам факт ее сплошной мраморизации в зоне ГТР свидетельствует об обводненности этой толщи при метаморфизме. Она не могла остаться „сухой“ при наличии ниже- и вышележащих избыточно обводненных терригенных толщ, а будучи „сухой“, она не могла бы оказаться более текучей, чем терригенные толщи.

Реконструкция складчатой структуры показана на рис. 36. Ее основные элементы, возникшие в первую (главную) фазу складкообразования, — складчатость с субгоризонтальным зеркалом, воздымающимся лишь в зоне ГТР (Бакаирский антиклинорий), — сформировались в процессе общих адвективных движений, обусловленных горизонтально-неоднородным тепловым импульсом с максимумом в зоне ГТР. В последующие фазы, описанные выше и показанные на рис. 36, а, произошло лишь некоторое дооформление складчатой структуры главной фазы. Для суждений о механизме и генезисе этих движений, возможно, охватывавших и фундамент геосинклинали, данных недостаточно.

О генезисе локальных адвективных движений, обеспечивающих значительное удлинение слоев при складкообразовании (так же как и об их кинематике), говорилось в гл. 5. Необходимо лишь напомнить о неравномерности течения замкнутых ламинарных струй, о „подъемной силе“ высоконапорных флюидов, а также о том, что

именно в связи с важной ролью последних рассматриваемая адвекция относится к термофлюидному типу. Как говорилось выше, в качестве следов бывшего избыточного обводнения геосинклинальной осадочной толщи трактуется широко распространенный в районе, в первую очередь в глинистых породах, кливаж.

## ГЛАВА 7

### НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ГЕОТЕКТЕНИКЕ

Состоятельность любой геотектонической концепции определяется перспективами ее дальнейшего развития в четырех аспектах — теоретическом, экспериментальном, региональном и практическом (прикладном). Рассмотрим под этим углом зрения термофлюидную адвективную концепцию геосинклинального складкообразования.

#### Область применимости концепции

Область применения термофлюидной адвективной концепции определяется совокупностью ключевых слов, приведенных ниже: „термофлюидная“, „адвективная“, „геосинклинальное складкообразование“.

Как было показано выше, адвекция происходит в некоторой толще, имеющей кровлю и подошву, — адвектирующей толще. Фундамент этой толщи в адвекции не участвует. Это значит, что вниз по разрезу толщи адвективная складчатость должна выполаживаться и затухать.

Термофлюидная природа инверсии плотности и возбуждаемой ею адвекции были рассмотрены применительно к геосинклинальной осадочной, преимущественно глинистой толще. Последняя, подвергаясь действию теплового импульса (и сопутствующего регионального метаморфизма) на инверсионной стадии, не только сохраняет, но и увеличивает свою избыточную обводненность.

Термофлюидный эффект может быть ослаблен в толщах: 1) платформенных (слабый тепловой поток, малая обводненность из-за низкой скорости осадконакопления); 2) орогенных, выполняющих переходовые и межгорные прогибы (умеренный тепловой поток, слабая обводненность из-за мелководного или континентального осадконакопления); 3) биохеогенных карбонатных и кремнистых мезосинклинальных (слабая обводненность); 4) осадочно-вулканогенных эвгеосинклинальных (слабая обводненность).

Особого рассмотрения требует вопрос о возможности термофлюидного или иного инверсионно-плотностного эффекта в геосинклиналь-

ном фундаменте. Подробнее об этом будет сказано в следующем разделе главы.

Однако для толщ, перечисленных в п. 1—4, не характерна типичная геосинклинальная складчатость. Для платформенных и орогенных толщ характерна складчатость прерывистого и промежуточного типов. В соленосных толщах она часто имеет адвективный генезис со всеми его атрибутами, в частности выполаживанием и затуханием к подошве солевого комплекса. Для биохеомогенных карбонатных, кремнистых миогеосинклинальных и осадочно-вулканогенных эвгеосинклинальных характерна складчатость хотя и полного типа, но небольшой интенсивности. Так, Е.И. Паталаха, с помощью разработанного им метода оценки степени деформированности складчатых сооружений по характеру тектонофаций, показал, что для типичной эвгеосинклинальной толщи, в составе которой преобладают песчаники и вулканиты, характерна низкая дислоцированность (величина деформации около 25 %).

Таким образом, по „адвективному“ критерию складчатость в подошве толщи должна выполаживаться и затухать. По „термофлюидному“ критерию это должна быть мощная осадочная, преимущественно глинистая толща, сформированная при быстром осадконакоплении. Резкая дисгармония складчатости по отношению к слабо деформированному (в ту же эпоху складкообразования!) геосинклинальному фундаменту характерна для миогеосинклиналей, по В.Е. Хаину. Но для них же характерны мощные осадочные, преимущественно глинистые толщи.

Итак, главная сфера действий концепции — осадочные толщи миогеосинклиналей. В эвгеосинклиналях и в некоторых миогеосинклиналях в складкообразовании принимает участие не осадочный комплекс (базиты и гипербазиты, гранитно-метаморфический фундамент). Инверсия плотности может иметь здесь иной генезис (проникновение снизу мантийных флюидов, метаморфические реакции гидратации, гранитизация и т.п.). Это тем более справедливо, если в адвекцию вовлечена вся тектоносфера. Чем больше мощность адвектирующей геосферы, тем масштабнее становятся адвективные движения, но одновременно меньшую часть этой геосферы мы видим на поверхности. Не исключено, что лишь шарьяжи представляют собой видимый результат таких движений, а все более глубокие деформации скрыты от наших глаз (об этом подробнее см. в следующем разделе).

По ряду признаков, сформулированных В.Е. Хаиным, — ограниченному развитию океанической коры, отчетливой тектонической цикличности, рифтогенному происхождению, наличию коровой субдукции, ограниченному характеру спрединга и субдукции, континентальному генезису гранитоидов и вулканитов орогенного этапа, редкости парных метаморфических поясов и преобладанию гемипелагических тэригенных осадков над собственно пелагическими биохеомогенными — термо-

флюидное адвективное складкообразование должно быть более свойственно межконтинентальным, нежели окраинно-континентальным, геосинклинальным поясам.

Концепция не претендует на объяснение генезиса складок (осадочного чехла), происхождение которых заведомо обусловлено вертикальными или горизонтальными движениями блоков подстилающего фундамента. В качестве наиболее очевидного примера можно привести системы складок, расположенных кулисообразно в зонах разломов сдвигового типа („эшелонированные“ складки) — это как бы „локальная“ складчатость. Однако в менее очевидных случаях, когда складчатость „региональна“ и лишь увеличивает свою интенсивность по мере приближения к разлому, возможна трактовка ее генезиса в свете термофлюидной адвективной концепции (см. гл. 6).

Особого рассмотрения требует вопрос о соотношении адвективного складкообразования с фазами общепланетарного сжатия, обусловленного изменением радиуса Земли. Если такое сжатие возможно, то по самой своей сути величина соответствующей деформации невелика и поэтому не должна нарушать „константу складчатости“ (см. гл. 4). Но в таком случае внешнее боковое сжатие выступает в качестве катализатора, а не альтернативы процесса адвекции, по данным А.К. Егорова, Ж.Ш. Жантаева, обеспечивая синхронизацию складкообразования в глобальном масштабе. „Каталитическое“ сжатие может действовать и в более скромном масштабе, например в рамках геосинклинальной области, если в центре последней происходит ограниченное расширение [19].

### Теоретические перспективы концепции

Всякая концепция создается для объяснения некоторого ограниченного круга фактов или более частных обобщений. После этого встает вопрос об отношении концепции к множеству других факторов или частных обобщений; степень научной перспективности концепции определяется вероятностью вовлечения в ее орбиту значительного количества таких фактов и обобщений при минимуме изменений в положениях самой концепции.

Одно из положений адвективной концепции гласит: горизонтально-неоднородный тепловой импульс может быть причиной общих адвективных движений, т.е. адвективных движений с преобладающей горизонтальной компонентой. В то же время существенно горизонтальные тектонические движения обычно создают тектонические покровы, играющие значительную роль в строении многих складчатых областей. Имеются ли у покровообразующих движений „адвективные“ черты?

В последнее время шарьяжеобразование трактуется в рамках более общего механизма глубинного поддвига, или „коровой субдукции“.

В.Е. Хаин считает, что геосинклинальная складчатость и значительная часть шарьяжей сформированы под действием общего сжатия, направленного на глубине к оси складчатых сооружений, а в приповерхностной зоне — в сторону платформ. И.И. Белостоцкий указывает, что при всей сложности обстановки шарьяжеобразования могут быть достаточно четко определены его ведущие факторы: 1) глубинный поддвиг под геосинклиналь, 2) сильнейшее тангенциальное сжатие „корневых зон“ шарьяжей. Поддвиговый механизм сочетается с приповерхностным движением шарьяжей к периферии геосинклинальной системы. При этом важная роль отводится перишарьяжным депрессиям, куда „обрушается“ материал шарьяжей. Сходного мнения придерживаются С.В. Руженцев, Г.Д. Ажгирей и В.Н. Ларин.

А.И. Суворов, отмечая, что амплитуда наиболее крупных горизонтальных перемещений всюду сохраняет один и тот же порядок — десятки, реже первые сотни километров, считает, что эти перемещения — явление не глобальное, а очаговое, обусловленное глубинными физико-химическими процессами в каждом отдельном регионе. Основываясь на данных по многочисленным регионам, он приходит к выводу, что ведущий механизм деформаций — латеральное глубинное перераспределение вещества земной коры и верхней мантии, т.е. его отток из-под депрессий и нагнетание в поднятия. В результате в зонах поднятий происходит горизонтальное сжатие с формированием линейной складчатости, взброснадвигов и покровно-надвиговых структур, а в зонах депрессий — горизонтальное растяжение при доминирующей роли сбросовдвигов и сбросораздвигов. Сходные взгляды о единых тектонодинамических системах развивает И.И. Чебаненко. Тектонические покровы, прежде чем „сжучиться“ в зоне горизонтального сжатия, зарождаются и несут в себе следы горизонтального растяжения, по В.С. Буртману, Д. Дерни, Дж. Рамсею, А.В. Лукьянову [28].

Таким образом, механизм глубинного поддвига и его частный элемент — шарьяжеобразование — имеют определенные „адвективные“ особенности (см. рис. 39, а). Сходные выводы об адвективном покровообразовании содержатся в работах Кр.Дж. Толбота и Х. Рамберга [34] и отражены на рис. 40.

Шарьяжи в сочетании с вергентностью складчатости представляют собой поверхностное отражение глубинной асимметрии геологических структур, выявляемой геофизическими методами, по А.В. Чекунову и В.Г. Кучме. Асимметрия складчатых сооружений в разных регионах проявляется по-разному. Имеются указания на антивергентность антиклинорий на умеренных глубинах и их синвергентность на больших глубинах (т.е. в более древних толщах), а также на характерную вергентность складок, составляющих огромные расплывшиеся глубинные диапиры в метаморфических комплексах, по В.И. Шульдинеру. В центральных частях некоторых складчатых областей антиклинории во-

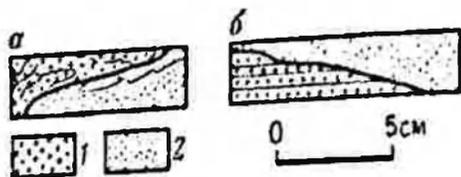


Рис. 40. Глубинный подвиг и шарьяжобразование (а) при первоначально наклонной (б) границе более легкого (1) и более тяжелого (2) эквивалентных материалов (по Кр. Дж. Толботу).

Ширина сечений зависит от их близости к центру круглого в плане центрифугируемого образца

обще отсутствуют, однако наблюдается антивергентность складок, образующих пологое или даже слегка прогнутое зеркало, по данным А.Е. Довжикова, Б.В. Петрова и др. Это сочетается с наличием в центре областей (при максимуме метаморфизма) сильно сжатых диапироподобных антиклиналей и тектонических покровов на их периферии, по А.Е. Довжикову и др. Все эти особенности также характерны для адвективных структур (см. рис. 39, а).

В литературе имеются указания на определенную связь „тектонической асимметрии“ складчатых областей с их „тепловой асимметрией“, отраженной в горизонтальной неоднородности метаморфизма; это данные Н.Г. Судовикова, В.А. Глебовицкого, Р.Я. Блевцева, Г.Д. Ажгирей и др. В частности, характерно направление движения шарьяжей от внутренних частей складчатой области с высокоградиентным андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма к внешним частям, где проявился среднеградиентный метаморфизм кианит-силлиманитового типа [31]. Происхождение горизонтально-неоднородного теплового импульса С.И. Шерман, В.В. Хлестов, А. Миясиро, В.В. Ревердатто, Г.Д. Ажгирей и другие исследователи связывают с субвертикальными глубинными разломами.

Приведенные соображения, основанные на данных по многим регионам, свидетельствуют, по мнению автора, о перспективности комплексного подхода к выявлению генетической связи между тектоническими структурами и тепловыми импульсами на основе адвективной концепции. Разумеется, последняя требует дальнейшего развития. Многие из описанных в цитированных работах структур выходят за рамки геосинклинальной осадочной толщи и участвуют в строении геосинклинального фундамента, всей земной коры в целом или даже верхов мантии. Ясно, что трансформация тепловой энергии в тектонические движения здесь имеет иную форму, чем при термофлюидной адвекции.

Вполне вероятно многоступенчатость процесса, т.е. протекание его на разных уровнях мантии и коры [5, 44]. Этому отвечают разные уровни раздвигов и шарьяжей, по А.В. Пейве, А.Л. Книпперу, В.Е. Хайну и др.

Судя по обширной новейшей литературе, в тектоносфере происходит довольно много процессов с „адвективными“ особенностями. В.Б. Бу-

рьянов, В.В. Гордиенко, Н.М. Якоби и другие исследователи построили модель адвекции на примере Карпатской геосинклинали. Предполагается мантийный диапиризм в разных тектонических зонах [5, 19, 33, 34, 44]. Амплитуда шарьяжей растет вместе с их глубиной, а продвижение в одних местах сочетается с компенсирующим раздвижением в других, по данным А.И. Суворова, А.В. Пейве, И.И. Чебаненко и др. Поднятие мантийных диапиров сопровождается складчатостью; общая направленность деформационных процессов аналогична деформационному циклу метаморфических комплексов; поднятие происходит как в линейной, так и в купольной форме; вниз по разрезу происходит смена структур растяжения структурами сжатия, причем с глубиной складчатость усложняется, по данным А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой. В качестве движущей силы мантийного диапиризма предполагается инверсия плотности в мантии [1, 4, 5, 34]. Механизм создания инверсии плотности — нагревание и отделение менее плотной жидкой фазы, в данном случае основной магмы [5], которая находится под сверхвысоким давлением, производит расширение пор и фильтруется по закону Дарси сквозь твердый релит, по А.В. Каракину и Л.И. Лобковскому. Горизонтально-неоднородный тепловой импульс возбуждает в мантии движения с преобладающей горизонтальной компонентой, по Ж.-К. Бремекеру, т.е. общих адвективных движений.

Если бы была уверенность в геологической реальности движений, постулируемых концепцией тектоники плит в форме „конвейерной ленты“, то можно было бы идентифицировать эту ленту с общими адвективными движениями. Однако не всякому срединно-океаническому хребту соответствует своя зона Вадати—Заварицкого—Беньофа, трактуемая как зона субдукции, и наоборот. Имеются данные о том, что островные дуги представляют собой результат спрединга в окраинных морях. Поэтому представляют интерес две модели [14], сходство которых состоит в приуроченности повышенного теплового потока к узкой линейной зоне, а отличие — в горизонтальной протяженности адвектирующей тектоносферы. Первую модель, когда эта протяженность значительно превосходит мощность тектоносферы, можно сопоставлять со срединно-океаническими хребтами, формирование которых сопровождается спредингом, но без компенсирующей субдукции. Компенсирующее скучивание при этом рассредоточено на значительной территории, возможно, в форме пакета тектонических покровов, а также в виде системы периокеанических прогибов.

Вторая модель, при протяженности адвектирующей тектоносферы, соизмеримой с мощностью последней, имеет черты сходства с континентальными окраинами тихоокеанского типа, зонами Вадати—Заварицкого—Беньофа, с элементами субдукции, никак не связанной со спредингом срединно-океанических хребтов. При этом субдукция направлена в сторону оси теплового потока и диапира. Физическая реальность

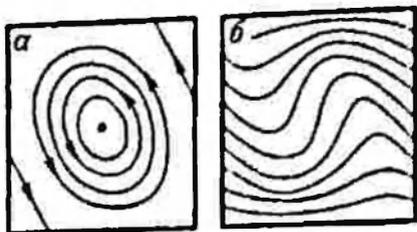


Рис. 41. Конвекция в условиях равенства ширины и высоты конвектирующей зоны (по Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкому) [10]:

а — траектории движения частиц жидкости;  
б — изотермы

этого процесса показана теоретически (рис. 41) и подтверждена экспериментально (см. рис. 20, в, г). Близкую по генезису схему механизма формирования зон Вадати—Заварицкого—Беньофа предложил В.В. Белоусов.

Представляются перспективными выход за рамки геосинклинального режима и рассмотрение в свете адвективной концепции других эндогенных режимов, для которых тоже характерно тепловое возбуждение астеносферы, орогенного и рифтового [5]. Вызывает интерес сравнение этих режимов с доинверсионной стадией геосинклинального режима и выявление условий, при которых в одном случае преобладает вертикальное поднятие, в другом — горизонтальное растяжение, а в третьем — вертикальное погружение.

Подразделение адвективных движений на общие (преобладание горизонтальных движений из-за вытянутости адвективной ячейки в горизонтальном направлении) и частные (примерное равноправие горизонтальных и вертикальных движений из-за изометричности ячейки), возможно, не ограничивается рамками геосинклинальной осадочной толщи, а характерно и для других геосфер. Размеры ячеек, а вместе с ними и масштабы движений определяются мощностью адвектирующей геосферы. Не исключено, что извечный вопрос геотектоники — о соотношении вертикальных и горизонтальных движений — при таком подходе можно будет свести к форме и размеру конкретной адвективной ячейки и к вопросу о том, чем обусловлены эти параметры ячейки.

Возвращаясь к термофлюидной адвекции в геосинклинальных осадочных толщах, следует отметить, что часто в ядрах антиклинорий и куполов обнажается геосинклинальный фундамент, который вместе с осадочным чехлом участвовал в складчатых деформациях. Возникает вопрос о возможности инверсии плотности и адвекции не только в чехле, но и во всей системе фундамент — чехол. Для его решения необходимо отдельно рассматривать разные типы фундамента.

1. Консолидированный фундамент (кристаллический континентального или океанического типа, складчатый и т.п.). Сюда же можно отнести неглинистые, кварцито-кремнистые формации низов осадочного чехла.

2. Неконсолидированный фундамент, сложенный осадочными толщами, которые в течение предыдущих тектонических циклов не были интенсивно метаморфизованы и смяты в складки. Эти толщи формируются

валясь в платформенных условиях, по А.Е. Шлезингеру и А.Л. Яншину, и подвергались метаморфизму и складкообразованию совместно с вышележащим геосинклинальным чехлом. В качестве примера такого фундамента можно привести рифейские толщи западного склона Южного Урала и Мугоджар, по В.В. Баранову, И.А. Пелевину, К.С. Иванову и др., а возможно, и более обширные регионы Урала и Сибири, по С.Н. Иванову, Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (см. гл. 6), а также палеозойские толщи Сванетского антиклинория на Большом Кавказе [45]. Продолжая аналогию с современными внутренними морями, можно считать нижнюю доолигоценую (главным образом мезозойскую) часть их осадочного слоя „фундаментом” по отношению к верхней олигоцен-антропогенной части, достаточно обводненным (см. гл. 2) для последующего участия в термофлюидной адвекции.

3. „Псевдофундамент” [14], когда тепловой импульс сначала проникает только в нижнюю часть геосинклинальной осадочной толщи, вызывая в ней прогрессивный метаморфизм, адвективное складкообразование и гранитизацию, а затем распространяется на верхнюю часть толщи (рис. 42).

Концепция термофлюидной адвекции требует существенной корректировки лишь в случае фундамента первого типа, о чем говорилось выше. Здесь возможны следующие варианты.

1. Пассивное участие более тяжелого, чем вышележащая осадочная толща, но в то же время разогретого пластичного фундамента в адвективных движениях чехла. Как показал экспериментально Х. Рамберг [34], нижний центростремительный адвективный поток, обуславливая рост поднятия в чехле, одновременно вовлекает в движение верхнюю часть пластичного фундамента. Кровля последнего также образует в зоне восходящего потока поднятие. В этой зоне верхняя часть фундамента испытывает совместно с нижней частью чехла горизонтальное сжатие.

2. Активное участие гранитно-метаморфического фундамента в адвекции, если в нем содержится остаточная вода. Наличие такой воды доказывалось результатами бурения Кольской скважины. Напомним, что, по данным изотопного анализа, эта вода сохранялась в породах в течение более 1 млрд лет.

3. Эвгеосинклинальный фундамент может подвергаться метаморфизму натрового профиля, в результате чего слагающие фундамент гипербазиты и базиты испытывают разуплотнение, сопровождающееся инверсией прогибов и складкообразованием [30].

Целенаправленное исследование деформаций системы чехол — фундамент приведет со временем к решению дискуссионного вопроса о роли частной инверсии прогибов в тектонической эволюции геосинклиналей. Доинверсионные прогибы создаются в результате общекоро-

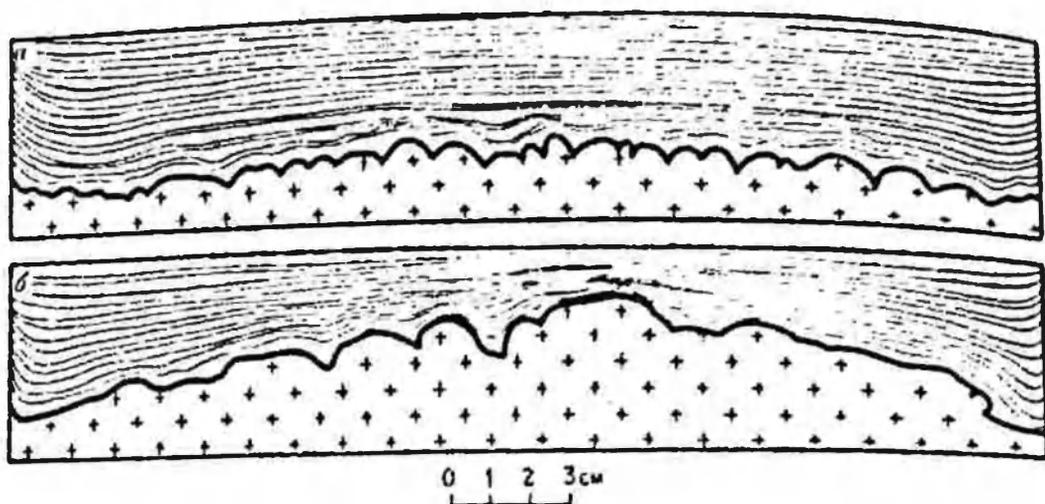


Рис. 42. Прогрессирующий подъем изотерм и фронта адвекции в лабораторных слоистых образцах (по В.Г. Талицкому):

*а* — адвекция в нижней части образца при подогреве снизу в течение 3 ч; *б* — вовлечение в адвекцию верхней части образца при увеличении продолжительности подогрева до 5 ч. Крестами помечена зона, в которой в результате адвекции возникла очень сложная складчатая структура

вых тектонических движений [4]. Поэтому полноценная частная инверсия, т.е. превращение прогибов в поднятия того же ранга („выворачивание“ прогибов) возможна лишь тогда, когда в этом процессе участвует вся система чехол — фундамент или вся литосфера. Если же в адвекцию вовлекается лишь верхняя часть литосферы, а тем более один только чехол, то адвективные антиклинории неизбежно представляют собой структуры более мелкого ранга, чем осложняемые ими доинверсионные прогибы. Крайний случай — это вообще отсутствие частной инверсии. При этом продолжается развитие доинверсионных поднятий, которые производят горизонтальное сжатие толщ в смежных прогибах так, как это показано на рис. 17 (верхняя половина модели). Это сжатие применительно к осадочному чехлу можно квалифицировать как внешнее, но и в системе чехол — фундамент оно внутреннее. На убывание роли частной инверсии при движении от центра к периферии Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области указывает Ю.А. Зайцев [19].

Концепция открывает новые возможности изучения физических свойств горных пород во время складкообразования при соответствующих  $P-T$ -условиях. Если речь идет только о вязкости и других механических свойствах, то это — палеореология. Однако посредством числа Рэлея в анализ вовлекаются не только механические свойства, но и такие как теплопроводность, проницаемость и др. Выше говорилось о том, что с помощью числа Рэлея была получена оценка характерной вязкости адвектирующей толщи. В гл. 4 было показано, что критерий

Рэля определяет форму выноса тепла к поверхности Земли, дополняющую обычную кондуктивную — адвективную (посредством самих движущихся горных пород) при малой проницаемости толщи и конвективную (посредством фильтрующихся сквозь породы флюидов) при повышенной проницаемости. Интенсивность первого процесса определяется, при прочих равных условиях, коэффициентом температуропроводности пород ( $10^{-7} \div 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с), а второго процесса — коэффициентом отвердевания  $< 10^{-8}$  при малой „доскладчатой“ проницаемости толщи и  $> 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с при значительной „постскладчатой“ проницаемости (см. гл. 3). Представляет интерес близость значений этих двух совершенно разных показателей физических свойств, обладающих лишь одинаковой размерностью. Возникает вопрос — почему горные породы характеризуются именно этими значениями? Другими словами, только ли свойства пород влияют на ход геологического процесса (в данном случае адвекции и фильтрации) или вся совокупность процессов в Земле „организует“ именно данные значения свойств? Если это так, то принцип относительности в физике (не только масса влияет на процесс движения тела, но и, наоборот, скорость движения тела влияет на массу последнего), возможно, со временем будет утверждена и в геологии.

Концепция адвективного термофлюидного складкообразования находится на стыке различных областей геологии. Выше указывалось на причинно-следственную цепь различных событий, порождаемых в геосинклинальной осадочной толще тепловым импульсом из мантии. Ни один из перечисленных процессов нельзя считать установленным с абсолютной достоверностью. Процессы, предшествующие адвекции, относятся к сфере морской геофизики, гидрогеологии, литологии, нефтяной геологии и петрологии, а начиная с возникновения адвекции — входят в сферу геотектоники, структурной геологии и тектонофизики.

#### Экспериментальные перспективы концепции

Название концепции — „термофлюидная“ — предполагает активное участие тепла и флюидов в складкообразовании. Но это означает, что и при воспроизведении складчатости в лаборатории названные агенты должны играть соответствующую роль. В опытах, проведенных в лаборатории геотектоники и тектонофизики геологического факультета МГУ, впервые в истории экспериментальной тектоники удалось получить складчатость в модельных слоистых образцах за счет действия одного только теплового фактора. Роль флюидов выполняли пузырьки воздуха, насыщающие эквивалентный материал и резко увеличивающие способность этого материала к тепловому расширению (см. гл. 4, 5).

Этот новый подход к проблеме складкообразования стимулировал поиск особых эквивалентных веществ и разработку принципиально новых приборов и технологии эксперимента.

В качестве эквивалентного материала использовался сплав канифоли с машинным маслом. Разные пропорции этих веществ в сплаве позволили варьировать вязкость последнего. Эта вязкость также весьма чувствительна к изменению температуры. Это неплохо имитирует зависимость вязкости горных пород от главных факторов — состава пород и температуры.

Однако этим аналогия с горными породами не ограничивается. Сопоставим технику приготовления модельных слоистых образцов с процессом формирования терригенных осадочных толщ. Эта техника осуществляется путем выполнения следующих операций в сопоставлении с природными этапами формирования толщ.

1. Раздробление холодного сплава в порошок (дезинтеграция пород при денудации).

2. Засыпка холодного порошка разного состава и цвета в виде слоев (осадконакопление).

3. Слипание отдельных частиц порошка при комнатной температуре и удержание в межзерновых пустотах пузырьков воздуха (диагенез с удержанием флюидной фазы).

4. Уплотнение слоистого образца под прессом с частичным удалением воздушных пузырьков (катагенез с частичным удалением флюидов).

5. Нагревание образца (тепловой импульс в осадочной толще, приводящий к региональному метаморфизму). При этом сплав канифоли с маслом не испытывает метаморфизма до тех пор, пока мы находимся в рамках тектонофизики.

Таким образом, попытка воспроизвести лишь одну сторону процесса эволюции осадочной толщи — термофлюидную адвекцию — привела к имитации других характерных особенностей этой эволюции, относящихся к сфере литологии и петрологии.

Приведем другой пример неожиданного „побочного“ результата моделирования термофлюидной адвекции. В одном из опытов тепло подавалось к нижней части слоистого образца через „косую щель“ — алюминиевую теплопроводящую пластинку, расположенную по диагонали прямоугольной подошвы образца. При этом возникла линейная складчатая структура, параллельная длинной стороне образца. Это означает, что ориентировка осей термальной аномалии (и соответствующих изотерм) и складчатости не совпадает. Но из этого следует сделать тот вывод, что косое расположение изоград метаморфизма по отношению к простиранию складчатости еще не означает, как это обычно предполагают, что процесс метаморфизма — более поздний, чем складкообразование. Ориентировка изоград подчиняется одним законам

(распространения тепла), а ориентировка складчатости — другим (механическим) закономерностям. И нет оснований ожидать их параллельности даже при синхронности обоих процессов.

После экспериментов, проведенных с целью выяснения принципиальной возможности воспроизведения геосинклинальной складчатости и описанных выше, автор совместно с Ю.М. Гореловым осуществил еще несколько серий опытов. Ниже дается краткое изложение их результатов, демонстрирующих большие перспективы этого нового направления в экспериментальной тектонике.

В одной из серий опытов образцы были аналогичны вышеописанным. Отличие состояло лишь в создании в образцах вертикальных плоских зон пониженной вязкости посредством разрезания образцов тонкой нагретой металлической нитью. Эти зоны имитировали доскладчатые разрывы и в то же время играли роль меток, образуя вместе со слоистостью ортогональную сетку (см. рис. 17, 20, б и 39, б). После адвекции по сближению или удалению вертикальных зон было подтверждено наличие того поля адвективных деформаций, о котором говорилось выше: обстановка горизонтального сжатия в одних частях моделей и растяжения в других.

В этих и предыдущих экспериментах по подогреву образцов чередующиеся слои последних были различно окрашенными и легко распознаваемыми в сложной структуре. Однако контраст вязкости соседних слоев был невелик.

В следующей серии опытов образцы были созданы посредством чередования слоев разной вязкости — сплава канифоли с маслом в процентном отношении 90/10 у более вязких и 85/15 у менее вязких слоев. Линейная зона повышенного теплового потока была расположена у левого края образца. Над этой зоной сформировалось диапировидное линейное поднятие. В ядре этого диапира получила развитие сложная мелкая складчатость, на периферии — более простая линейная складчатость, которую можно по сближению первоначально вертикальных меток считать складчатостью общего смятия (рис. 43). Эта складчатость имеет плоское, почти плоское зеркало. В нижней части модели вергенция складчатости направлена в сторону диапира, а в верхней — в противоположном направлении. Это подтвердило соответствующий вывод, сделанный по результатам опытов предыдущей серии, где складчатость только подразумевалась, но не наблюдалась (см. рис. 39). Модель наглядно демонстрирует схему В.В. Белоусова [4] об одновременном формировании сложной глубинной складчатости в нижележащем метаморфическом комплексе и более простой складчатости общего смятия в вышележащей слабометаморфизованной толще. Складчатость общего смятия обусловлена распирающим действием глубинного диапира. Последний же при своем внедрении испытал интенсивную деформацию. Результаты эксперимента предостерегают от поспешного заключения о „несогласном“ за-

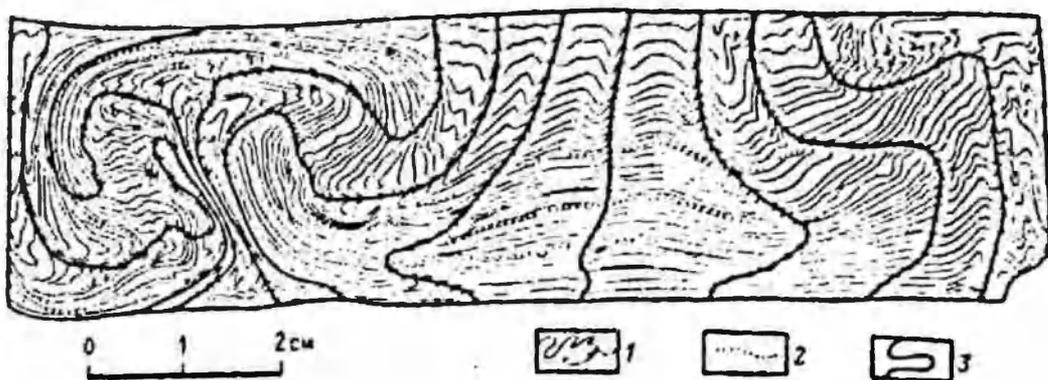


Рис. 43. Модель глубинного диапира со сложной складчатостью в ядре (по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову):

1 — слоистость; 2 — границы пачек слоев; 3 — доскладчатые разрывы, которые до начала эксперимента располагались вертикально и равномерно на расстоянии 1 см друг от друга

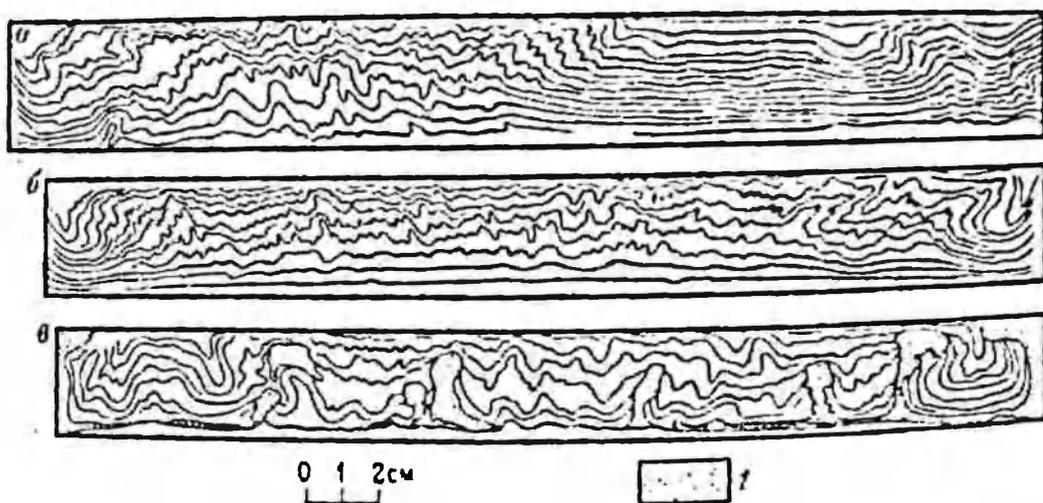


Рис. 44. Формирование в слоистых образцах широкой складчатой зоны при равномерном подогрева снизу (по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову):

1 — наименее вязкий нижний слой, который „всплыл“ и сформировал интрузии, внедрявшиеся в складчатую толщу

легании природных толщ, различающихся степенью метаморфизма и дислоцированности.

В другой серии опытов, в условиях равномерного подогрева снизу, последовательно увеличивался контраст вязкости смежных слоев (рис. 44). Сначала разница в содержании масла в сплаве составляла 10% (см. рис. 44, а). В результате адвекции в образце возникла одна очень широкая зона поднятия и более узкая зона погружения, ограниченные краевыми впадиной и поднятием; деформации в последних явно зависят от близости боковых стенок прибора, и на них мы останавливаться не

будем. Что же касается „внутренних“ поднятия и впадины, то их структура оказалась резко различной. В нижней части впадины слои разной вязкости испытали только горизонтальное удлинение, в верхней — равномерное укорочение с последующим формированием весьма пологих складок. Напомним, что равномерное укорочение слоев разной вязкости — это первая стадия деформации продольного сжатия слоистого массива (см. выше).

В области поднятия вторая стадия (собственно складкообразование) продвинулась значительно дальше. Более того, в складки оказались смяты даже слои верхней части поднятия, которые на первой стадии подверглись горизонтальному удлинению. В результате область поднятия представляет собой сплошную широкую складчатую зону.

В следующем эксперименте (см. рис. 44, б) разница в содержании масла в сплаве составила у смежных слоев 15 %. В результате адвекции возникло одно очень широкое и пологое поднятие, ограниченное узкими краевыми впадинами. В области этого поднятия возникла, как и в предыдущем опыте, практически повсеместная складчатость с пологим и ровным зеркалом.

В последнем эксперименте (см. рис. 44, в) этой серии в нижней части образца имелся слой, который из-за добавления парафина имел резко пониженную вязкость. Адвекция в этом образце происходила в два этапа. Сначала возникла продольная по отношению к длинной стороне прибора линейная складчатая структура. Затем нижний слой парафина внедрился в складчатую толщу в виде изометричных в плане интрузий, имитируя аллохтонные позднекладчатые гранитные плутоны. Такая аналогия представляется более естественной, чем дуалистическое объяснение, согласно которому линейная складчатость возникает при сближении литосферных плит, а затем неожиданно на поздней стадии складкообразования формируются гранитные интрузии, обусловленные совсем иным энергетическим источником.

В следующей серии опытов, в отличие от всех предыдущих, в основании слоистых образцов располагался пластичный, но более тяжелый, чем слоистая пачка, „фундамент“. В процессе адвекции он участвовал пассивно, т.е. вовлекался в движение „прилипшей“ к нему подошвы адвектирующей пачки. В результате поверхность „фундамента“ в областях поднятий оказалась приподнятой, а под впадинами — опущенной. Это — имитация деформации природного пластичного кристаллического фундамента, более тяжелого, чем геосинклинальный чехол (рис. 45, а).

В опытах со ступенчатым „фундаментом“ и залегающим поверх него „чехлом“ с разной мощностью в разных участках образца и с более грубой слоистостью в участках приподнятого „фундамента“ можно было наблюдать асимметрию адвективной складчатости (см. рис. 45, б). А именно — как бы разваливание поднятых участков, что наблюдается и в природе.

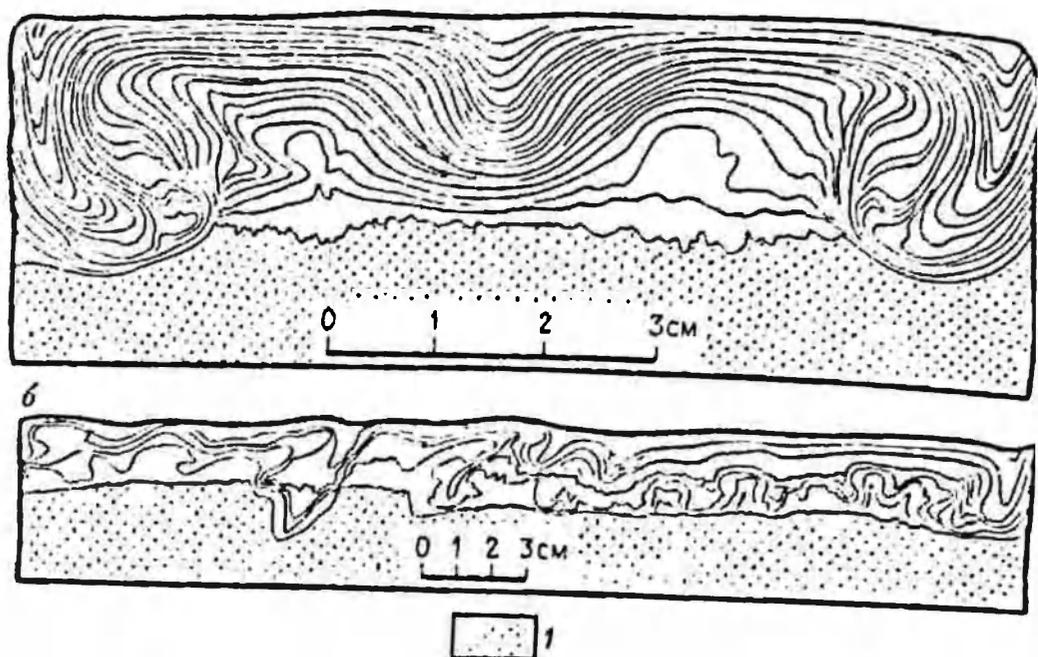


Рис. 45. Адвективная складчатость в слоистой толще, подстилаемой пластичным более тяжелым фундаментом (1) (по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову)

Во всех описанных выше экспериментах из-за малой разности температур в подошве и кровле образцов и специфики режима прогрева (в термокамере) процесс адвекции был близок к стационарному. Однако это лишь первое приближение к природным условиям. Из-за низкой теплопроводности горных пород тепловой импульс охватывает геосинклинальную толщу постепенно. Другими словами, на инверсионной стадии геосинклинального режима подъем геозотерм происходит достаточно медленно. Поэтому и предполагаемый процесс адвекции должен быть нестационарным.

С учетом этого обстоятельства В.Г. Талицкий провел в лаборатории геотектоники и тектонофизики МГУ серию экспериментов по выявлению связи эволюции теплового режима с адвективными движениями. В отличие от описанных выше экспериментов в этих опытах слоистые образцы подогревались только снизу (см. рис. 42). Из-за низкой теплопроводности сплава канифоли с маслом подъем изотерм происходил достаточно медленно. В некоторый момент в нижней части образцов начиналась адвекция. Их верхняя половина в адвекции не участвовала. Поэтому в нижней части сформировалась сложная складчатая структура при отсутствии деформаций в верхней части. При беглом взгляде на образец создается впечатление „углового несогласия“ (см. рис. 42, а).

Затем, по мере подъема изотерм, в адвекцию вовлекается и верхняя часть образцов. В этой части возникает более простая складчатая струк-

тура (см. рис. 42, б). В конце концов структура образцов предстает в виде сочетания сложно построенного „фундамента“ и более простого по структуре „чехла“. Не исключено, что и в природе возможна подобная ситуация с „псевдофундаментом“. Ее неправильная трактовка может повлечь далеко идущие выводы о двух этапах складкообразования и т.п.

Разработанная и описанная выше техника экспериментов позволяет принципиально по-новому подойти к сравнительному моделированию геосинклинальной складчатости. В разное время исследователи проводили эксперименты для проверки предположений о возможных механизмах формирования такой складчатости. Во всех случаях была получена складчатость, морфология которой в общих чертах похожа на природную. Однако сравнивать между собой результаты этих экспериментов, устанавливать характерные черты, связанные с конкретным механизмом складкообразования, не представляется возможным, так как применялись разные материалы, разная методика изготовления образцов и пр.

Для воспроизведения разных механизмов складкообразования при максимуме одинаковых условий в лаборатории геотектоники и тектонофизики геологического факультета МГУ был сконструирован специальный прибор. Он позволяет одинаковые по свойствам эквивалентных материалов тонкослоистые образцы деформировать как под действием внешнего бокового сжатия, так и посредством подогревания снизу. Прибор представляет собой ящик, две стенки которого, будучи нагруженными, могут двигаться друг другу навстречу, сжимая помещенный между ними образец. Но эти стенки могут быть и закреплены. Дно прибора сделано из алюминиевой плиты, которая может перемещаться вверх и вниз для регулирования подачи тепла к образцу и создания в последнем нужной расчетной температуры и ее градиента. Необходимо подчеркнуть, что для соблюдения максимума равных условий образец разогревается и в случае бокового сжатия, чтобы его вязкость была такой же, как и при возбуждении в образце адвекции.

Эксперименты на этом приборе только начинаются. Если при их проведении выявятся отличия в морфологии мелкой складчатости, созданной разными механизмами, то это будет способствовать более фундаментальной проверке „жизнеспособности“ термофлюидной адвективной концепции геосинклинального складкообразования на природных объектах. Напомним, что выше был констатирован лишь сам факт возникновения мелкой складчатости при моделировании адвекции, но не особенности морфологии этой складчатости. Такие особенности можно установить лишь при сравнительном моделировании разных механизмов складкообразования.

## Региональные перспективы концепции

В гл. 6 были изложены результаты интерпретации особенности структуры и истории развития конкретной складчатой области — Таласского хребта Северного Тянь-Шаня — в свете разработанной концепции складкообразования. Однако эта складчатая область не уникальна. Обращение к литературе по некоторым другим областям, в которых разными лицами проводились специальные исследования по проблеме складкообразования, показало следующее.

Складчатые области Северо-Западного Каратау (Южный Казахстан), западного склона Южного Урала и Западных Альп обладают следующими особенностями структуры, сближающими их с Таласским хребтом [14]:

1. Ограничение с одной стороны глубинным разломом.
2. Региональный метаморфизм, усиливающийся по мере приближения к глубинному разлому.

3. Следы глубинного диапиризма в приразломной зоне как отражение восходящего адвективного потока.

4. Вергенция и асимметрия складчатости в более глубоких и древних толщах, направленные в сторону глубинного разлома, а также увеличение деформации горизонтального сжатия толщ по мере приближения к разлому как отражение нижнего горизонтального центростремительного адвективного потока, „питающего“ глубинный диапиризм.

5. Вергенция и асимметрия складчатости в более поверхностных и молодых толщах, направленные в противоположную от глубинного разлома сторону, а также тектонические покровы с тем же направлением перемещения как отражение верхнего горизонтального центробежного потока вещества, „вытесненного“ глубинным диапиризмом.

6. Передовые прогибы и периферийные депрессии как отражение нисходящего адвективного потока, замыкающего „карусель адвекции“.

Многие из перечисленных особенностей характерны и для других складчатых областей. Так, Г.С. Сенченко и Э. Шредер усматривают общие черты в строении упомянутого Южного Урала и герцинид Средней Европы, в частности смену направления вергенции складчатости при переходе от более молодых толщ Реногерцинской зоны к более древним толщам Среднегерманской кристаллической зоны. Эту особенность удалось воспроизвести экспериментально в слоистых образцах, подвергнутых „искусственной“ адвекции [50], когда верхние части образцов механически сдвигались по латерали относительно нижних, а в нижних под действием силы тяжести осуществлялся компенсирующий противоток.

Другой пример — палеозойская структура Спасского антиклинория и его обрамления (Центральный Казахстан). На одном из этапов струк-

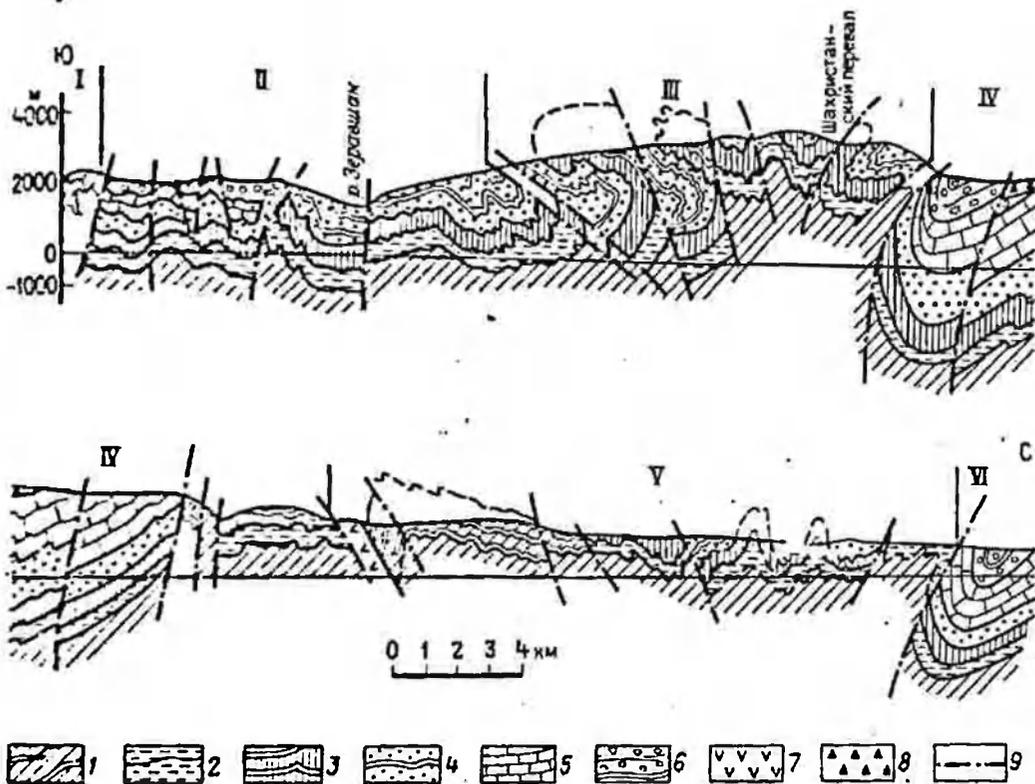


Рис. 46. Геологический разрез через Туркестанский хребет в районе Шахристанского перевала (по Е.А. Рогожину):

1 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 — 4 — нижний силур (2 — глинистые сланцы, 3 — алевролиты, 4 — песчаники); 5 — известняки от верхнего силура до среднего карбона; 6 — флишевые и молассовые образования среднего и верхнего карбона; 7 — дайки габбро-диоритов; 8 — терригенные отложения кайнозоя; 9 — разломы.

I, III, V — антиклинории (I — Зеравшанский, III — Зеравшано-Туркестанский, V — Мальгузарский); II, IV, VI — синклинории (II — Кштут-Урметанский, IV — Туркестанский, VI — Зааминский)

турной эволюции этого региона, установленной А.Ф. Читалиным, присутствуют все четыре взаимосвязанные кинематические компоненты адвекции — восходящий поток вещества в зоне Спасского антиклинория, нисходящий поток в зоне смежного Карагандинского синклинория и два горизонтальных потока противоположного направления. Верхний из последних формирует лежащие складки и покровы, а нижний представляет собой компенсирующее противотечение, нечто вроде „коровой субдукции“.

Еще один пример складчатой области, в которой морфологические особенности складчатости, по данным Е.А. Рогожина, сходны с вышеописанными характерными чертами слоистых моделей — палеозойды западной части Туркестанского хребта.

Складчатая структура этого региона отображена на рис. 46 и сопоставляется с моделью на рис. 20, в. При этом сопоставлении отмечается не только поразительное сходство общей структуры природного объекта и фотографии экспериментальной модели, но и соблюдение основных пропорций складчатых зон, отдельных складок разных порядков, распределения складок разных морфологических типов и т.д. Крупную верообразную антиклиналь в центре модели Е.А. Рогожин сопоставляет с подобной же антиклиналью в ядре Зеравшано-Туркестанского антиклинория. По обе стороны антиклинали, так же как и в Туркестанском хребте, наблюдаются крупные опрокинутые в направлении от нее синклинальные складки. В крупных антиклиналях на модели отмечается развитие более мелких осложняющих складок, чем в синклиналях. Правее центральной антиклинали в модели расположена крупная синклиналь; по форме она сходна с Туркестанским синклинорием. Еще правее наблюдается широкая зона в общем пологого антиклинального строения, осложненная многочисленными мелкими складками. Она обнаруживает сходство с Мальгузарским антиклинорием. Наконец, в самой правой части модели имеется крупная опрокинутая синклиналь — аналог Заминского синклинория. Таким образом, по мнению Е.А. Рогожина, на модели устанавливаются аналоги всех крупных структурных подразделений района.

Многочисленные данные, свидетельствующие о наличии следов адвективных движений в структуре Большого Кавказа, приведены в работе В.Н. Шолпо [45]. Особенности строения Восточных Карпат и Канадских Скалистых гор, выявленные путем сравнительного анализа Д.П. Резвым, а также Южного Тянь-Шаня, по А.Е. Довжикову, предоставляют возможность трактовать и эти складчатые области в плане адвективной концепции. Об адвективном генезисе многих других складчатых областей, сравнивая их строение со структурой центрифугированных слоистых моделей, пишет Х. Рамберг [34].

#### Практические перспективы концепции

Перспективы термофлюидной адвективной концепции геосинклинального складкообразования намечаются в разных областях. Прежде всего это выявление конкретного механизма складкообразования вместо общих соображений о внешнем сжатии геосинклинальных толщ, который предопределяет условия образования и размещения полезных ископаемых. Другие возможные области применения концепции:

1. При геологическом картировании, построении геологических разрезов и тектоническом районировании, особенно в связи с появлением нового типа геолого-съёмочных работ — объёмного геологического изу-

чения и картографического изображения складчатых комплексов. Выявленные особенности генезиса и механизма формирования складчатости определяют специфику ее изменчивости как по вертикали, так и по латерали.

2. При палеотектонических реконструкциях, имея в виду, что непосредственное измерение мощностей слоев затруднено вследствие недостаточной обнаженности, а фиксируемые ныне мощности слоев были изменены при складкообразовании. Первоначальная мощность толщи, которая подверглась адвективному складкообразованию, соизмерима с расстоянием между соседними анти- и синклиориями.

3. Выявление мощных высокопористых глинистых толщ в современных внутренних морях (см. гл. 2) важно не только для обоснования адвективной концепции, но и из-за их потенциальной нефтегазоносности [8]. Последняя обусловлена высокой скоростью осадконакопления, по Б.А. Соколову, низким геотермическим градиентом [40], „самоочищением“ глин от органического вещества с отдачей последнего в коллекторы при гидрослюдизации монтмориллонита, по В.Н. Холодову, высокой пористостью толщ, которая в породах, содержащих углеводороды, в 1,5-2 раза выше, чем в породах без углеводородов, по И.Д. Зхусу и В.В. Бахтину. Из этого неполного перечня видно, что нефтегазоносность увеличивается в толщах благодаря действию тех же самых факторов, которые обуславливают избыточную обводненность последних, способствуя последующей термофлюидной адвекции (см. гл. 2 и 3).

4. В качестве причины адвекции и складкообразования предполагается избыточное обводнение геосинклинальных толщ, а в качестве следствия — специфическое поле напряжений, где чередуются фазы горизонтального сжатия и растяжения. Указанные факторы важны и сами по себе [37], а их сочетание в одной концепции может способствовать совершенствованию теории гидротермального рудообразования [14]. С концепцией можно увязать и такие установленные закономерности, как связь рудогенеза с регрессивным метаморфизмом и деформационным циклом, по данным Б.В. Петрова, М.Е. Салье, Ю.М. Соколова, В.Н. Сазонова и А.С. Таланцева, приуроченность оруденения к зонам усиления складчатости, по А.П. Шмотову, и гранитогнейсовым куполам, по В.А. Буряку, возникновение рудоносных кварцевых жил вдоль кливажа, по В.А. Степанову, улучшение качества промышленных руд при переходе от зон сплошного кливажа к зонам складчато-разрывного структурного парагенезиса, по А.И. Иванову, формирование мощных пегматитовых поясов при сохранении высокого флюидного давления, по В.А. Макрыгиной. Актуальность исследований в этом направлении возрастает в связи с установлением В.И. Смирновым недостаточности для гидротермального рудообразования тепловой энергии, высвобождающейся при остывании интрузивов, слабой изученностью проблемы зарождения и развития

источника рудообразующих растворов [41], а также в связи с появлением новой классификации геологических структур месторождений полезных ископаемых на тектонической основе Г.Ф. Яковлева.

Суммируя сказанное в п. 3 и 4, можно заключить, что на доинверсионной геосинклинальной стадии „горячей“ мантии и „холодной“ коры осадочные толщи потенциально нефтегазоносны. Однако на инверсионной стадии, при передаче теплового импульса в кору, региональном метаморфизме и адвективном складкообразовании эта тенденция из-за высоких температур не реализуется и в толщах остаются только следы углеводородов (графитизация, углефикация, органическое вещество вдоль поверхностей кливажа и т.п.). В конце этой стадии происходит значительное обезвоживание толщ и гидротермальное рудообразование, структурно „подготовленной“ складко- и последующим разрывообразованием.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Складчатость, возникающая на инверсионной стадии геосинклинального режима в осадочной толще, накопившейся на предыдущей доинверсионной стадии, может рассматриваться как следствие процесса адвекции (ограниченной конвекции), т.е. „всплывания” нижних, более легких частей этой толщи, и компенсированного погружения верхних частей. К адвекции приводит цепь последовательных событий, составляющих эндогенный геосинклинальный режим: избыточное обводнение толщи как следствие быстрого осадконакопления; проникновение теплового импульса из мантии в кору и подъем геоизотерм; увеличение объема и инверсия плотности в толще. Совокупность всех этих взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов отражена в разработанной автором термофлюидной адвективной концепции геосинклинального складкообразования. Ниже перечисляются основные положения концепции, которым соответствуют реальные или предполагаемые другими исследователями разнообразные геологические явления.

1. При прогреве избыточно обводненной толщи, обладающей низкой гидравлической проницаемостью, содержащиеся в толще флюиды создают обстановку сверхвысокого давления (до 1000 МПа на глубинах 10–20 км). Обусловленный тем же тепловым импульсом, прогрессивный метаморфизм, при котором преобладают реакции дегидратации, усиливает этот эффект. При различной податливости вмещающих пород в вертикальном и горизонтальном направлениях это вызывает „автостресс” и зарождение упорядоченной ориентировки как новообразованных минералов (сланцеватость), так и самих флюидных включений (кливаж). Сверхвысокое давление вынуждает флюиды к расширению, при этом возрастает общий объем пород (максимум на 20–25 %), но зато само флюидное давление снижается до равновесного литостатического уровня. Неуклонное понижение давления при отнюдь не всегда снижающейся температуре — характерная особенность эволюции  $pT$ -условий метаморфизма. Увеличение объема пород сопровождается уменьшением плотности последних, этот эффект возрастает с глубиной по мере увеличения температуры и степени метаморфизма, что означает возникновение инверсии плотности в толще — механически неустойчивое состояние.

2. Начало и форма осуществления адвективного процесса определяются безразмерным числом Рэлея  $R$ , которое тем больше, чем больше мощность осадочной толщи и чем выше палеогеотермический градиент. При  $R < R_1 \sim 10^3$ , несмотря на увеличение объема пород (дилатацию), адвекция отсутствует, при  $R_1 < R < R_2 \sim 10^4$  она происходит в линейной, а при  $R > R_2$  — в купольной форме, обеспечивая генетическое един-

ство линейной и купольной складчатости. Последняя сочетается лишь с высокоградиентным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа. По характерным значениям параметров, входящих в число Рэлея — степени инверсии плотности, ускорению силы тяжести, мощности и температуропроводности осадочной толщи, — определены характерные вязкость толщи ( $10^{18}$  Па·с), время (миллионы лет) и скорость (первые миллиметры в год) адвективного процесса, величина адвективных скоростей деформации ( $10^{-14}$  с $^{-1}$ ) и напряжений, измеряемых сотыми долями мегапаскала. Эти оценки находятся в соответствии с независимыми геотектоническими и тектонофизическими оценками тех же величин. Для независимой оценки складкообразующих напряжений автор ввел понятие о „константе складчатости” — безразмерном параметре, связывающем эти напряжения с длительностью складкообразования и вязкостью толщи.

3. Главное следствие адвекции — возникновение в слоистой осадочной толще системы сопряженных антиклинориев и синклинориев, осложненных складчатостью общего смятия. Последняя формируется потому, что в нижней части антиклинориев и в верхней части синклинориев существует обстановка горизонтального сжатия. В верхней части антиклинориев и в нижней части синклинориев происходит компенсирующее растяжение. Однако эти участки растяжения при росте антиклинориев попадают в область денудации, а при погружении синклинориев становятся недоступными для наблюдения. Кроме того, в процесс адвективного сжатия постепенно вовлекаются все более периферические участки антиклинориев и синклинориев. В результате складкообразование охватывает практически всю осадочную толщу. Наиболее интенсивная складчатость развивается в ядрах антиклинориев. Она затухает как вверх, так и вниз по разрезу, а также по латерали. Концентрация флюидного потока в антиклиналях способствует механизму относительного проскальзывания кливажных пластин („скальвания”), поэтому умеренной величине горизонтального сокращения слоистого массива может соответствовать интенсивная по своей амплитуде складчатость.

При ограниченной ширине зоны адвекции и (или) горизонтальной неоднородности обусловившего ее теплового импульса происходят существенно горизонтальные адвективные движения. В результате в геосинклинальной области имеют место два горизонтальных потока вещества — глубинный центростремительный („глубинный поддвиг”, „коровая субдукция”) и компенсирующий его поверхностный центробежный. В этой ситуации формируются мегантиклинории и структурные ступени, складчатость в которых имеет центростремительную в глубоких горизонтах и центробежную в поверхностных горизонтах вергенцию и соответствующую асимметрию. При далеко зашедшем процессе адвекции этого типа развиваются шарьяжи и значительное горизонтальное сжатие в зоне их „корней”.

Верхний горизонтальный адвективный поток может происходить в двух формах: при отсутствии деформации кровли адвектирующей толщи это горизонтальное растекание на сводах поднятий в сочетании с латеральным перемещением вещества в твердом состоянии (шарьяжи) и со скупиванием его во впадинах; при значительной деформации кровли это денудация на сводах поднятий, латеральная транспортировка и осадко-накопление во впадинах. Сочетание обеих форм может приводить к олистостромо-олистолитовой седиментации в перишарьяжных депрессиях.

Специфика глубинной складчатости состоит в том, что при ее образовании процесс адвекции заходит достаточно далеко, к поверхности „всплывают“ высокометаморфизованные комплексы, а их складчатая структура сильно усложняется (лежачая и наложенная складчатость, крутое залегание шарниров складок и т.п.). Это усложнение обусловлено тем, что участки, испытавшие складкообразование, в процессе адвекции попадают в зоны с иной ориентировкой напряжений, чем в начале процесса. Здесь, вместо денудации, сокращение вертикальных размеров складчатого массива осуществляется на глубине в виде сжатия, направленного параллельно вертикально ориентированным осевым поверхностям складок предшествующего этапа.

Различные этапы деформационного цикла могут интерпретироваться как последовательная смена режимов дилатации, линейной адвекции и купольной адвекции, происходящая при увеличении теплового потока из земных недр и уменьшении вязкости метаморфических толщ. Автохтонная гранитизация занимает свое строго обозначенное место в более общем процессе адвекции: ее максимум приурочен к этапу дилатации (изотермическое уменьшение флюидного давления происходит параллельно с увеличением объема пород) и на собственно адвективном этапе к тем участкам, где господствовало сжатие вдоль слоистости и формировалась мелкая складчатость (главным образом в ядрах адвективных поднятий), а минимум — к зонам растяжения. Однако и после многократной переработки первичная стратификация метаморфических толщ не утрачивается, поскольку сложность структуры не распространяется на наиболее крупные формы — антиклинории, синклинории и купола. Эти формы всегда более просты, чем осложняющая их складчатость.

4. В свете развиваемой концепции находят естественное объяснение данные петрологии и структурной геологии метаморфических комплексов, свидетельствующие о том, что тепловой импульс и региональный метаморфизм начинаются несколько раньше, чем инверсионные восходящие тектонические движения, складкообразование и гранитизация. Эти данные весьма разнообразны: изобарическая зональность метаморфизма; совместное изгибание изоград (в частности, батоград) метаморфизма и структурных поверхностей в одни и те же складки; запаздывание главной фазы складкообразования и гранитизации по отношению к первому этапу метаморфизма; участие в складчатой деформации пород,

вязкость которых понижена предшествовавшим тепловым импульсом и метаморфизмом; метаморфизм пород аллохтона, предшествовавший шарьяжеобразованию и др.

5. Адвекция и складкообразование прекращаются на „хрупком“ этапе последнего. Возникновение трещин и разрывов резко (на два-три порядка) увеличивает проницаемость геосинклинальной складчатой толщи, и последняя быстро „осушается“, что ликвидирует причину инверсии плотности и адвекции. К коровому флюидному потоку присоединяется мантийный, способствуя аллохимическому гранитообразованию, в то время как предшествовавший региональный метаморфизм был существенно изохимичен. Бывшая осадочная толща наращивает или формирует консолидированный складчатый гранитно-метаморфический слой. Таким образом, с единых позиций „саморазвития“ процесса адвекции решается вопрос о причине не только его начала, но и окончания.

6. Энергия теплового импульса, обусловившего все перечисленные выше события, расходуется примерно в равной пропорции (примерно по  $10^{13}$  Дж на  $1 \text{ м}^2$  площади геосинклинали) на нагревание осадочной толщи, с одной стороны, и ее метаморфизм — с другой. Лишь один процент этой энергии затрачивается на возникновение в толще инверсии плотности и всего 0,1 % — на адвективные складчатые деформации. Процесс адвекции не потребляет глубинное тепло, а переносит его к поверхности, существенно „помогая“ в этом механизму теплопроводности. Адвективный тепловой поток составляет около половины кондуктивного, а последний — около  $40-75 \text{ мВт/м}^2$  и более. При прекращении адвекции прекращается и адвективный тепловой поток, но вместо него возникает существенный конвективный вынос тепла нагретыми флюидами (более  $10 \text{ мВт/м}^2$ ) и магмами. Таким образом, в энергетическом балансе инверсионной стадии эндогенного геосинклинального режима кондуктивный, адвективный и конвективный тепловые потоки занимают свое строго обозначенное место.

7. Особенности структуры и истории развития конкретной складчатой области (Таласского хребта Северного Тянь-Шаня), ограниченной с одной стороны глубинным разломом, получают удовлетворительное объяснение на базе представлений об адвективных движениях как сочетании глубинного диапиризма в зоне разлома с центростремительным глубинным и центробежным поверхностным потоками вещества. Причиной адвекции послужил горизонтально-неоднородный тепловой каледонский импульс с максимумом в зоне разлома. Мощность импульса и время его проникновения из мантии в кору оценены количественно. Они согласуются как с данными „поверхностной“ геологии, так и с гипотезами „исплывания“ порций легкого вещества с границы ядра и мантии по вертикальным мантийным каналам в результате гравитационной дифференциации вещества Земли. Высказано предположение о функционировании в течение каледонского цикла Джунгаро-Балхашского ман-

тийного канала в центре овальной в плане Казахстанско-Северо-Тянь-шаньской геосинклинальной системы, устье которого обозначено выходами на поверхность мантийных гипербазитовых валов.

8. На примере математической модели адвекции устанавливается точное соотношение таких фундаментальных понятий геодинамики, как „тектоническое течение“, „горизонтальные движения, деформации и напряжения“. Течение представляет собой сочетание поступательного движения, вращения и деформации некоторого элементарного объема; при этом поступательное движение может перенести этот объем в область иного поля напряжений, вращение этого объема также приводит к смене в нем плана деформаций. Горизонтальное сжатие и складчатость происходят главным образом в нижней части поднятий и в верхней части впадин; здесь горные породы на ранних стадиях адвекции участвуют в вертикальных движениях. Горизонтальные движения (в частности, в виде шарьяжей) имеют место главным образом между поднятиями и впадинами, вблизи подошвы и кровли адвектирующего слоя. Шарьяжи зарождаются в обстановке горизонтального растяжения, но затем, после горизонтального перемещения, попадают в обстановку горизонтального сжатия. Деформации горизонтального растяжения может отвечать сжимающее напряжение, обусловленное активным расклинивающим внедрением в зону растяжения флюидов или магмы, находящихся под сверхвысоким давлением.

9. Опыт проведенного исследования свидетельствует о перспективности гипотетико-дедуктивного метода развития теоретической геотектоники, предполагающего комплексный подход к рассматриваемому явлению в рамках более широкого круга явлений и процессов, а также не столько построение, сколько исследование модели этого явления с целью выведения эмпирически проверяемых следствий. Этот метод прочно утвердился в передовых физико-математических науках и рекомендуется современной гносеологией к более широкому применению. В проведенном исследовании он состоял в выдвигании гипотезы об инверсии плотности в земной коре на базе данных различных отраслей геологии (морская геофизика, нефтяная геология, гидрогеология, литология и петрология), воплощении гипотезы в модель адвективных складчатых деформаций в рамках конвективной гидродинамики, прогнозе на основе этой модели характерных значений параметров адвекции (вязкость, длительность, величина деформаций и напряжений) и особенностей складчатости, с тем чтобы сравнить эти параметры и особенности с соответствующими параметрами и чертами природного геосинклинального складкообразования, зафиксированными в других отраслях геологии (структурная геология, тектонофизика и геотектоника). Взаимная независимость данных разных отраслей геологии резко увеличивает степень достоверности результатов, полученных с применением этого метода.

10. Главная сфера действия концепции — осадочные преимущественно терригенные толщи миогеосинклиналей. В толщах другого типа — платформенных, орогенных, биохемогенных миогеосинклинальных и осадочно-вулканогенных эвгеосинклинальных — термофлюидный эффект ослаблен из-за менее значительных теплового потока и (или) обводненности. Но для этих толщ не характерна и типична для геосинклиналей интенсивная складчатость. Термофлюидное адвективное складкообразование более свойственно межконтинентальным, нежели окраинно-континентальным, геосинклинальным поясам. Особого рассмотрения требует вопрос о возможности инверсионно-плотностного эффекта в геосинклинальном фундаменте, верхи которого нередко дислоцированы согласно с вышележащим чехлом. В других толщах и геосферах инверсия плотности и возбуждаемые ею складчатые адвективные движения вполне вероятны и в зависимости от мощности геосферы даже более крупномасштабны, но их термофлюидная природа проблематична.

11. Практические перспективы концепции намечаются в разных областях. Прежде всего это выявление конкретного механизма складкообразования вместо общих соображений о внешнем сжатии геосинклинальных толщ, который предопределяет условия образования и размещения полезных ископаемых. Другие возможные области применения концепции — геокартирование и тектоническое районирование, реконструкция первичных мощностей складчатых толщ, нефтегазоносность при высокой скорости осадконакопления, гидротермальное постскладчатое рудообразование.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика, М., Наука, 1979.
2. *Бакиров А.В.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1978.
3. *Белоусов В.В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1969, т. 44, № 4, с. 5—23.
4. *Белоусов В.В.* Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976.
5. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.
6. *Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М., Недра, 1985.
7. *Белоцерковец Ю.И.* Закономерность уплотнения морских осадочных толщ. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 389—392.
8. *Буряковский Л.А., Джафаров И.С., Джеваншир Р.Д.* Прогнозирование физических свойств коллекторов и покрышек нефти и газа. М., Недра, 1982.
9. *Вихерт А.В.* О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ (по экспериментальным данным). — Геотектоника, 1980, № 3, с. 27—34.

10. *Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М., Наука, 1972.
11. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
12. *Глебовицкий В.А.* Геодинамические режимы регионального метаморфизма. — В кн.: *Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1982, с. 3—4.
13. *Гольмшток А.Я., Золотарев В.Г.* Глубинный тепловой поток Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 956—959.
14. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979.
15. *Гончаров М.А.* Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Избыточное обводнение толщ перед их метаморфизмом и складкообразованием (статья 1). — Вестн. МГУ. Геология, 1983, № 2, с. 14—24.
16. *Гончаров М.А.* Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Метаморфогенная инверсия плотности в толщах (статья 2). — Вестн. МГУ. Геология, 1983, № 4, с. 16—25.
17. *Гуревич А.Е.* Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. Л., Недра, 1980.
18. *Гутерман В.Г.* О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: *Тектоносфера Украины и других регионов СССР*. Киев, Наукова думка, 1980, с. 89—97.
19. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М., Недра, 1984.
20. *Захаров С.А.* Генезис покровной складчатости. Душанбе, Дониш, 1979.
21. *Казakov А.Н.* Цикл структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов. — В кн.: *Проблемы тектоники раннего докембрия*. Л., Наука, 1980, с. 91—102.
22. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение складчатости. М., Наука, 1981.
23. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1981.
24. *Кольская сверхглубокая.* Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/ Под ред. Е.А. Козловского. М., Недра, 1984.
25. *Кропоткин П.Н.* Дегазация Земли и геотектоника. — В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. М., Наука, 1980, с. 7—13.
26. *Лебедев Л.И., Томара Г.А.* О некоторых особенностях распределения теплового потока в Южном Каспии. — В кн.: *Геотермометры и палеотемпературные градиенты*. М., Наука, 1981, с. 156—161.
27. *Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В.* Динамические аспекты метаморфической петрологии. — Геология и геофизика, 1986, № 7, с. 59—65.
28. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных

пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1980, с. 105—146.

29. *Махсумова Р.А.* Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе, Илим, 1980.

30. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и структурная эволюция земной коры. — Вести. МГУ. Геология, 1984, № 4, с. 6—24.

31. *Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л., Наука, 1982.

32. *Петалеха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981.

33. *Пейве А.В., Савельев А.А.* Структура и движения в литосфере. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—24.

34. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М., Недра, 1985.

35. *Разанов И.А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М., Недра, 1980.

36. *Рогожин Е.А., Яковлев Ф.П.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа. — Геотектоника, 1983, № 3, с. 87—98.

37. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М., Недра, 1982.

38. *Тектоносфера Земли*/Под ред. В.В. Белоусова. М., Наука, 1978.

39. *Трубицын В.П., Васильев П.П., Карзев А.А.* Тепловая конвекция в верхней мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10, с. 3—13.

40. *Усанов Г.М., Маркова Е.В.* Об эффективности поисков залежей углеводородов на больших глубинах в Каспийском море. — В кн.: Термобарические условия и геологоразведочные работы в сверхглубоких депрессиях. М., Наука, 1981, с. 57—61.

41. *Фэйф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.

42. *Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.* Структурный муар — новый тип структурного узора в гнейсовых куполах. — Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 5, с. 1202—1206.

43. *Фертль У.Х.* Аномальные пластовые давления. М., Недра, 1980.

44. *Хэин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1985.

45. *Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра, 1978.

46. *Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978.

47. *Эз В.В.* Складкообразование в земной коре. М., Недра, 1985.

48. *Яковлев Ф.Л.* Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1978, т. 53, № 5, с. 43—52.

49. *Carmichael D. M.* Metamorphic bathozones and bathogrades: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on the regional scale. — Amer. Jour. of Science, 1978, v. 278, N 6, p. 769—797.

50. *Murata H.* Scale model experiments on the tectonic process in the Rheinische Schiefergebirge of the European Variscides. — Jour. of the Geol. Soc. of Japan, 1983, v. 89, N 10, p. 559—573.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адвективный поток восходящий 129, 135, 136
- горизонтальный 138, 164, 247
  - верхний (центробежный) 138, 226
  - нижний (центростремительный) 136, 218
  - нисходящий 129, 136, 163
- Адвективных тектонических движений скорость 104, 105, 109
- Адвектирующий слой (толща, геосфера) 96, 97, 102
- Адвекция 4, 12, 23, 24
- термофлюидная 80–81, 85, 87
- Антиклинали термальные 53, 83, 84
- Антиклинории антивергентные 216, 233
- синвергентные 215, 233
- Асимметрия складок (асимметричные складки) 148, 150, 164
- складчатых сооружений 233, 234
- Будинаж 132, 161, 163
- Вергенция складчатости (складок) 165–167, 169
- Вертикальный градиент вязкости 92
- давления 46
  - плотности 38, 78
  - температуры 36, 37, 58
- Волновое число 85, 86, 88
- Вязкость (горных пород, толщ, флюидов, эквивалентных материалов) 49
- Гидроразрыв 67
- Гидротермальное рудообразование 249, 250
- Глубинные разломы 175, 176, 180, 246
- Глубинный поддвиг 232
- Гравитационный тектогенез 24
- Гранитизация (ультраметаморфизм) 8, 25, 27, 50
- Давление литостатическое 39, 48, 60
- общее 66
  - сверхвысокое 40, 48, 60
  - флюидное 39, 41, 43, 60
- Дегазация мантии 90
- Денудация (в связи с адвекцией) 138, 140, 143
- Диапиризм (диапиры) 23, 96, 120, 138, 233
- Диафорез 50, 161
- Дилатация (увеличение объема) 23, 60, 65, 66
- Длительность процесса термофлюидной адвекции 106, 107, 109
- Зеркало складчатости (складок) 102, 146, 159, 166, 170
- Избыточное обводнение (горных пород, толщ) 33, 34, 48
- Инверсии плотности степень 84, 85, 93, 126, 154
- Инверсия тектоническая (тектонических движения) 237, 238
- Интрагеосинклинали устойчивые 52
- Кливаж 55, 56, 70, 75, 76
- Конвекция тепловая 30–33, 80
- Кризис теплового потока 86
- Купола 23, 24, 31, 72, 92
- Мегантиклинории 227
- Метаморфизм высокоградиентный (низкого давления) 59, 93, 108
- горизонтально-неоднородный 148, 220, 228
  - начальный 27, 50, 54
  - неоднородный (зональный, полифациальный) 51, 53, 146, 150
  - низкоградиентный (высокого давления) 59, 149

- однородный (монофациальный) 51, 148, 150
- прогрессивный 29, 50, 51, 53
- региональный 5, 8, 8, 10, 21
- регрессивный 50, 51, 55, 57
- среднеградиентный (среднего, умеренного давления) 59, 148, 234
- Метаморфическая зональность вертикальная 51
  - горизонтальная 51
- Механизмы складкообразования:
  - изгибы слоев 134, 135
  - скалывания вдоль поверхностей кливажа 134, 136
  - сплющивания кливевых пластин 134, 135
- Моделирование (модель) адвекции 81, 94, 128
  - математическое 5, 6, 94, 95
  - физическое 5, 6, 95, 102, 124
- Объемного теплового расширения коэффициент 84, 85
- Осадконакопление (в связи с адвекцией) 138, 140, 143, 164
  - олистростромо-олистолиитовое 139, 140
- Отвердевания коэффициент 42, 66, 239
- Плотность (горных пород, толщ, флюидов, эквивалентных материалов) 37, 38
- Покровы тектонические (шарьяжи) 56, 131, 138, 140
- Поле адвективных деформаций 94, 97, 102, 119
  - скоростей адвективного движения 95, 96
- Полосчатость (метаморфическая) 54, 76, 145
- Пористость (горных пород) 37, 41, 43
- Поток тепловой 22, 49, 59
  - адвективный 122, 123, 239
  - конвективный 85, 120, 127
  - кондуктивный 85, 120, 122
- Проницаемость (горных пород) гидравлическая 29, 40, 41
- Разлинование слоев (тектоническое) 163
- Растяжение горизонтальное 132
- Режим дилатации (отсутствие адвекции) 88, 90, 110
  - линейной адвекции (формирование линейных структур) 89, 91, 105, 108
  - купольной адвекции (формирование купольных структур) 88, 91, 93, 94
  - эндогенный геосинклинальный (геосинклиналь) 4, 5, 16, 25
  - многосинклинальный (миогосинклиналь) 17, 180, 209, 221
  - орогенный 90, 138, 141, 238
  - парагеосинклинальный (парагеосинклиналь) 93
  - эвгеосинклинальный (эвгеосинклиналь) 17, 182, 183, 185
- Ритм эндогенных процессов 184
- Рэлея числа критические 84, 85, 87, 91
- Сжатие вертикальное 111, 147, 151, 155
  - горизонтальное 75, 89, 102, 132, 173
  - реактивное (дилатационное, автостресс) 65, 66, 147, 149
- Сжимаемость (горных пород, воды, флюидов) 63
- Складчатость (складчатая структура, складки) 202, 207, 229, 248
  - геосинклинальная 8, 26, 92, 108, 128
  - глубинная 241
  - изоклинальная 144
  - лежащая 104, 144, 146
  - мелкая 128, 130, 132, 133
  - наложенная (несколько генераций) 54, 133, 144, 151
  - общего смятия 165, 241
- Складчатости интенсивность 133, 134, 148
  - эволюция 103, 151, 152
- Сланцеватость 54, 65, 69, 70, 76

- Сокращение (сжатие) слоистого массива горизонтальное 165, 211, 213
- косое (по отношению к слоям) 165, 166, 169
  - поперечное 165, 173
  - продольное 165, 173, 243
- Стадия геосинклинальная доинверсионная 4, 8, 17, 18, 29
- инверсионная 4, 7, 8, 17
- Стокса закон всплывания 105
- Структурные парагенезы 161, 165, 224
- ступени 199, 202, 205, 215
  - ячейки 161, 164, 173, 174
- Тектоника плит 235
- Тектонические движения адвективные (адвекция) 138, 213
- общие 130, 227, 229
  - частные 130, 137, 227, 238
  - локальные 136, 137, 218, 229
- Тектонофашии 161, 162, 165
- Температуропроводность (горных пород эквивалентных материалов) 36, 42, 52, 58
- Тепловой импульс 4, 6, 7, 29, 32
- Теплоемкость удельная (горных пород эквивалентных материалов, 42, 83, 84
- Теплопроводность (горных пород, эквивалентных материалов) 42, 82, 84
- Траектории движения частиц (при адвекции) 96, 97, 138, 213
- Устойчивости критерий Рэлея (число Рэлея) 84, 146, 154, 238
- Фаз складкообразования миграция 139, 153, 179
- Фаза складкообразования (складчатости) 54, 57, 80
- Фациальная серия метаморфическая 64, 161
- андалузит-силлиманитовая 58, 60, 64, 93
  - жадеит-глаукофановая 58
  - кианит-силлиманитовая 58, 59, 64, 93
- Физического подобия условия 125, 126
- Фундамент геосинклинальный 36, 73, 79, 96
- Функция тока (для плоско-параллельного движения) 97, 135
- Центральные поднятия 137, 139
- Цикл деформационный 17, 63, 55
- эндогенный 50, 184, 185, 187
- Эквивалентные материалы (вещества) 75, 124, 127
- Эллиптический интеграл первого рода 97

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>ЧАСТЬ I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕРМОФЛЮИДНОЙ АДВЕКТИВНОЙ КОНЦЕПЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ.</b>	<b>8</b>
<b>Глава 1. Обоснование подхода к разработке концепции геосинклинального складкообразования . . . . .</b>	<b>8</b>
Объект исследования . . . . .	8
Современное состояние проблемы геосинклинального складкообразова- ния . . . . .	8
Складкообразования как составная часть эндогенного геосинклинального режима . . . . .	16
Дилемма: внешние или внутренние складкообразующие силы . . . . .	19
О возможной природе внутренних сил, вызывающих внутрикорпусные складчатые тектонические движения . . . . .	22
Необходимость комплексного подхода к разработке концепции геосин- клинального складкообразования . . . . .	25
Принципы, положенные в основу разработки концепции геосинклинально- го складкообразования . . . . .	26
Гипотеза, положенная в основу концепции геосинклинального складко- образования . . . . .	29
О термине „адвекция“ . . . . .	30
<b>Глава 2. Избыточное обводнение геосинклинальных осадочных толщ перед их метаморфизмом и складкообразованием . . . . .</b>	<b>33</b>
Модель геосинклинальной осадочной толщи на стадии, предшествующей региональному метаморфизму и складкообразованию . . . . .	34
Взаимосвязь и взаимообусловленность параметров геосинклинальной осадочной толщи . . . . .	44
<b>Глава 3. Тепловой импульс как причина инверсии плотности в избыточно обводненных геосинклинальных осадочных толщах . . . . .</b>	<b>48</b>
О временных соотношениях между региональным метаморфизмом и складкообразованием . . . . .	49
Физическое состояние геосинклинальных осадочных толщ в эпоху регио- нального метаморфизма и складкообразования . . . . .	57

Глава 4. Моделирование адвективных тектонических движений, возбуждаемых инверсией плотности в земной коре . . . . .	80
Тепловая конвекция как физический аналог термофлюидной адвекции . .	80
Три режима тепловой конвекции и термофлюидной адвекции . . . . .	85
Простейшая математическая модель поля адвективных деформаций . . . .	94
Физическая модель из эквивалентных материалов . . . . .	124

## ЧАСТЬ II. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ АДВЕКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ . . . . . 128

Глава 5. Особенности структуры и эволюции тонкослоистых адвективных моделей в сравнении с природной геосинклинальной складчатостью . . . . .	128
--	-----

Общие черты структуры и эволюции адвективных моделей и природной складчатости . . . . .	128
Две формы поверхностного горизонтального переноса вещества при адвективных движениях . . . . .	137
Вклад адвективного процесса в становление структуры континентальной земной коры . . . . .	141
Специфика адвективного складкообразования в высокометаморфизованных толщах . . . . .	144
Понятие о структурных ячейках и перспективы структурных исследований в складчатых областях . . . . .	161
Асимметрия складок и ее происхождение . . . . .	165

Глава 6. Опыт интерпретации особенностей структуры и истории развития конкретной складчатой области в свете термофлюидной адвективной концепции складкообразования . . . . .	175
--	-----

Таласский хребт Северного Тянь-Шаня как опорная складчатая область .	175
Местоположение района исследований на фоне более крупных тектонических элементов земной коры . . . . .	176
История тектонического развития Киргизско-Чаткальской геосинклинали в позднем докембрии и раннем палеозое . . . . .	179
Ритм эндогенных процессов и тепловые импульсы в Киргизско-Чаткальской геосинклинали в позднем докембрии и раннем палеозое . . . . .	184
Краткий очерк геологического строения района исследований . . . . .	190
Морфологические особенности складчатой структуры — индикаторы истории и кинематики (механизма) складкообразования . . . . .	207
Проблема величины горизонтального сокращения таласского осадочного комплекса при складкообразовании . . . . .	216
Горизонтально-неоднородный тепловой импульс как причина неравномерного снижения вязкости горных пород и предвестник складкообразования . . . . .	220

Горизонтально-неоднородный тепловой импульс как причина адвективных складчатых движений . . . . .	225
<b>Главе 7. Новое направление в геотектонике . . . . .</b>	<b>230</b>
Область применимости концепции . . . . .	230
Теоретические перспективы концепции . . . . .	232
Экспериментальные перспективы концепции . . . . .	239
Региональные перспективы концепции . . . . .	246
Практические перспективы концепции . . . . .	248
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>251</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>256</b>
<b>Предметный указатель . . . . .</b>	<b>259</b>