

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ<sup>1</sup>

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, [yak@ifz.ru](mailto:yak@ifz.ru), <http://www.ifz.ru/~yak/>

**Введение.** Основные цели исследований структур линейной складчатости. Проблема механизма складкообразования существует уже очень давно, с конца 18 века, когда в Альпах и в английском Уэльсе были закартированы складки. С течением времени стало понятно, что вся континентальная земная кора хотя бы один раз должна была пройти через этот процесс, и наше понимание всех закономерностей геологического развития планеты зависит от понимания процесса складчатости, стоящего по значимости в одном ряду с двумя другими – метаморфизмом и магматизмом. Поскольку с эволюцией коры связано возникновение и размещение полезных ископаемых, решение проблемы механизма складкообразования может иметь и практическое значение, хотя, возможно, не прямое.

К тематике происхождения складчатости последние десятилетия большинство тектонистов проявляют откровенно слабое внимание. Тем не менее, все теоретические (геодинамические) построения относительно континентальной коры, так или иначе, используют геометрические модели структур разного объема. Как будет показано ниже, существующие представления о складчатых процессах могут потребовать значительных уточнений. Это означает, что геометрия структур коры также может потребовать коррекций. Если исходить из обычной логики научных исследований, то геометрию природной структуры можно получить только из исходных природных данных о ее геометрии и данных о деформациях в этой структуре. Любая другая информация (о полях напряжений, палеомагнитные данные, теоретические или экспериментальные модели и др.) может иметь только вспомогательное значение. В этом смысле наличие большого числа мелких складок в структурах линейной складчатости обеспечивает такие исследования наиболее полным и достоверным материалом.

При анализе складчатых структур необходимо иметь в виду их две особенности методологического характера, отличающие их от разрывов, которыми занимается большинство тектонофизиков.

1) В отличие от разрывов, которые самоподобны, морфология и происхождение складчатых структур очень сильно зависит от их размера. Если физические законы образования разрывов в первом приближении являются универсальными и для сантиметровых трещин и для тысячекilометровых разломов, то морфология складок в многослойных средах, равно как и их кинематические модели и действующие механизмы существенно отличаются для структур разного размера. Это означает, что разрывы в принципе могут изучаться каким-то одним методом, а для складок нужно использовать серию специфических методов.

2) Для исследования разрывов или их совокупностей используется методы исследования полей напряжений. Это хорошо разработанная область науки, связанная с механикой, особенно – конструкционной. Основной материал здесь – ориентировка трещин и направление смещений по ним (или фокальные механизмы землетрясений). Для структур линейной складчатости исследования полей напряжений по ряду причин неэффективны. Здесь необходимо определение типа и величины деформаций, причем в механике этот раздел называется «большие деформации», и считается сложным. Если добавить, что теории складчатых деформаций многослойных сред практически нет (в отличие от теории образования и развития трещин), то понятно, что методологически исследования складчатых структур является более сложным, чем исследования разрывов.

Нельзя не заметить специально, что количество работ по геометрии и деформациям складчатости (и число активных исследователей) является неоправданно низким, однако это же дает возможность начинающим исследователям быстро получать интересные и значимые результаты.

К истории развития методологии. В рамках данной статьи будет полезно указать очень коротко на основные работы, имеющие большое значение для развития методологии исследования складчатых структур, и на основные полученные в разное время результаты.

Первые попытки в 18-19-х веках понять складчатость были связаны с экспериментами, правда, довольно грубыми – сжимались слои тканей и железные листы. Первые фиксации и верное понима-

---

<sup>1</sup> Более полное изложение материалов по методам и результатам исследований складчатости: Яковлев Ф.Л. *Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости* / Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 149 – 188. Настоящая статья для «Тектонофизической Школы» подготовлена по этой публикации.

ние существования деформаций в горных породах на основе наблюдений деформированной фауны появились еще в середине и конце 19-го века. В конце тридцатых годов прошлого века уже предпринимались попытки оценить такие деформации (Альберт Гейм, 1919-1922). Большое значение имела работа Эрнста Клооса по складкам гор Мэриленд, в которой он оценивал деформации по форме оолитов (1947), что можно считать началом современного стрейн-анализа. В это время начало возникать понимание того, что умозрительные идеи следует заменять использованием в тектонике строгих физических законов. Появились предпосылки к возникновению тектонофизики.

В нашей стране примерно в 40-х годах В.В. Белоусов начинал ставить задачи по моделированию складчатых деформаций (работы И.М. Кузнецовой, Л.И. Чертковой) и образовал первую лабораторию тектонофизики в ГЕОФИАНЕ (ИФЗ РАН). На рубеже 50-х годов им были инициированы первые систематические работы по сбору структурного материала в природных складчатых системах (на Кавказе – А.А. Сорский, И.В. Кириллова, А.В. Вихерт, Н.Б. Лебедева, А.М. Шурыгин; в Зилаирском синклинии – группа В.В. Эза; в Байджансайском антиклинории – группа М.В. Гзовского; метаморфическая складчатость начинала изучаться в Приольхонье и Карелии группой В.В. Эза). Несколько позже для крупных складок М.В. Гзовским было показано важное отличие в напряженном состоянии пород при действии продольного и поперечного изгибов. Детальное исследование полей напряжений позволило ему достоверно восстановить историю развития Байджансайского антиклинория.

В 60-х – 70-х годах 20-го века в СССР и в других странах появляется уже несколько лабораторий (групп исследователей) которые, используя законы физики, начали систематически исследовать процессы формирования складок и разрывов. К этому времени уже возникло несколько гипотез возникновения складчатых систем, что позволило как развивать теоретические исследования, так и более направленно моделировать структуры и собирать природный структурный материал.

Появление теории подобия позволило более строго, чем это делалось ранее, проводить работы по моделированию складчатости. С использованием центрифуги моделировались складки разного генезиса Г. Рамбергом, Дж. Диксоном, А.М. Сычевой-Михайловой, В.Г. Гутерманом. Структуры тепловой конвекции моделировались М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым. Эффектные (но не строгие) опыты по «засасыванию» фундамента в центре складчатого сооружения проводил В.Н. Ларин. Результаты этих работ опубликованы в отдельных важных статьях и в обобщающих монографиях.

Важные продвижения были получены при использовании механики сплошной среды. М. Био и Г. Рамберг в 1960-65 гг. показали зависимость формирования складок с определенным отношением длины волны к мощности слоя от вязкости этого слоя и среды. В нашей стране А.С. Григорьевым и В.П. Ионкиным был сделан важный обзор работ по механике сплошной среды в приложении к проблемам тектоники. В 1970-х годах началось использование метода конечных элементов для вычисления деформаций в складках продольного изгиба и для исследования структур всплывания.

В 1965-1985 гг. продолжались работы по сбору структурного материала в складчатых сооружениях. В Туркестанском хребте Южного Тянь-Шаня собрал обширный материал Е.А. Рогожин, в Таласском хребте Северного Тянь-Шаня – группа МГУ (А.В. Вихерт, М.А. Гончаров, Н.С. Фролова, А.Г. Малюжинец). Исследования структур Большого Кавказа продолжили В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожин, Т.В. Гиоргобиани. Ряд палеозойских структур Казахстана был исследован Е.И. Паталахой. Большинство результатов этих работ опубликованы в статьях и монографиях.

Начиная с 1987 г. в западных странах издается серия фундаментальных учебников по структурной геологии, в которых с тем или иным уровнем использования физических законов затрагивались вопросы морфологии и механизмов формирования складчатых структур. В этом ряду важными являются учебники Дж. Рэмзи (J.G. Ramsay) с соавторами (1983 – 2000), в которых затрагиваются вопросы стрейн-анализа, морфологии складок и моделирования методом конечных элементов.

Понятие «механизм формирования структуры». Прежде чем приступить к последовательному изложению всего материала, важно разобрать детально это важное понятие, с которым очень тесно связаны все работы по генезису складчатых структур. Точное определение механизма формирования структуры, в том числе – складки или системы складок, дать затруднительно, поскольку в рамках структурной геологии в значительной мере это – термин свободного пользования, который имеет исторически возникшую и не всегда удачную практику использования. С позиций механики сплошной среды механизмом следует называть описание тела конечного объема, имеющего определенную геометрию, определенные реологические свойства и находящегося под воздействием совокупности внешних нагрузок и внутренних сил. Применение законов механики в этом случае позволяет показать распределение параметров поля напряжений в объекте и прогноз изменения формы тела (т.е. дать картину распределения деформаций). Тектонофизика стремится именно к такому решению задачи. Однако в настоящее время нет возможности получить необходимые точные данные по любому

природному объекту, механизм формирования которого нужно определить, поскольку объект, особенно крупный, может быть очень сложным. Поэтому для многих объектов описать механизм корректно с позиций механики пока нельзя. Кроме того, часть общеупотребимых сведений в структурной геологии возникла на таком историческом этапе, когда физический подход к геологическим объектам не практиковался. В этих случаях в понятие «механизм» может входить любая информация, поясняющая способ приложения сил или источник энергии наблюдаемых преобразований объекта. Разумеется, заметная часть этой общепринятой в настоящий момент информации является неточной и должна быть выведена из обихода. Другие «механизмы» носят в значительной мере умозрительный характер и должны в дальнейшем получить корректное физическое описание или от них также следует отказаться. В этом смысле к информации, предлагаемой в очень многих учебниках по тектонике и структурной геологии, следует относиться с большой осторожностью.

Для описания отдельных складок чаще всего используются *продольное укорочение, продольный изгиб, складки скальвания, поперечный изгиб, общее сплющивание* [Ажгирей, 1966; Белоусов, 1985; Ярошевский, 1981; Гзовский, 1962]. Для описания структур больших, чем отдельные складки, применяются *внедрение глубинного диатрипа, гравитационное соскальзывание, боковое сжатие, «А»-субдукция, тектоническое течение* и др. (например: [Белоусов, 1976; Гзовский, 1962; Хаин, 2001]).

Дополнительная сложность касается механизмов формирования крупных объектов, поскольку здесь добавляются еще и соотношения их с существующими классификациями складок и складчатости. О том, как много такого рода классификаций существовало и активно использовалось в недавнем прошлом, косвенно можно судить, если открыть Геологический Словарь [Геологический..., 1978], в котором на слова «складка», «складки», «складчатость» приводится 110 статей, связанных с их морфологией или условиями (механизмом) формирования. Это можно объяснить только отсутствием системности и «нефизичностью» подходов к объяснению возникновения складчатых структур разного размера, существовавших в структурной геологии в десятилетия, предшествовавшие появлению и становлению тектонофизики.

С позиций тектонофизики следует указать, что в используемых в настоящий момент понятиях «механизм» формирования складчатых структур существуют по меньшей мере три неясных момента:

1) все представления о механизмах формирования отдельных складок носят качественный «нефизичный» или умозрительный характер и их список фактически открыт, т.е. нет общепризнанного набора механизмов, необходимых и достаточных для объяснения происхождения структур.

2) отсутствует представление о том, что механизмы формирования отдельных складок и механизмы формирования крупных структур являются разными по масштабу явлениями.

3) в литературе фактически отсутствует представление о том, что механизмы деформирования слоя компетентного и некомпетентного должны быть разными, а соответственно, не осознается разница между складками подобного и параллельного типа.

Разумеется, все три момента связаны с тем, что общепринятые «механизмы» являются сугубо качественными понятиями и служат только для приблизительного объяснения явлений. Все необходимые точные определения могут быть даны только в ходе создания численных физических моделей формирования структур (в рамках кинематики или динамики), что и составляет суть тектонофизического подхода. Соответственно, ниже мы будем обсуждать исследования механизмов формирования складчатых структур именно с позиций тектонофизики, поэтому обычные «механизмы» не будут рассматриваться. Предельно жесткой формулировкой относительно применимости обычных умозрительных «механизмов» может быть следующая: *если механизм не имеет корректного описания в рамках механики (динамики или кинематики), позволяющего количественно фиксировать изменение формы слоя (или, для слоистой толщи – изменение основных параметров геометрии ее структур), связанное с величиной (амплитудой) его действия, то такой механизм не может быть идентифицирован. Следует считать, что такой механизм не существует.*

В связи с вышесказанным мы даем краткое описание только таких количественных методов анализа складчатой структуры, которые связаны с механизмами, выделяемыми при физическом (тектонофизическом) подходе.

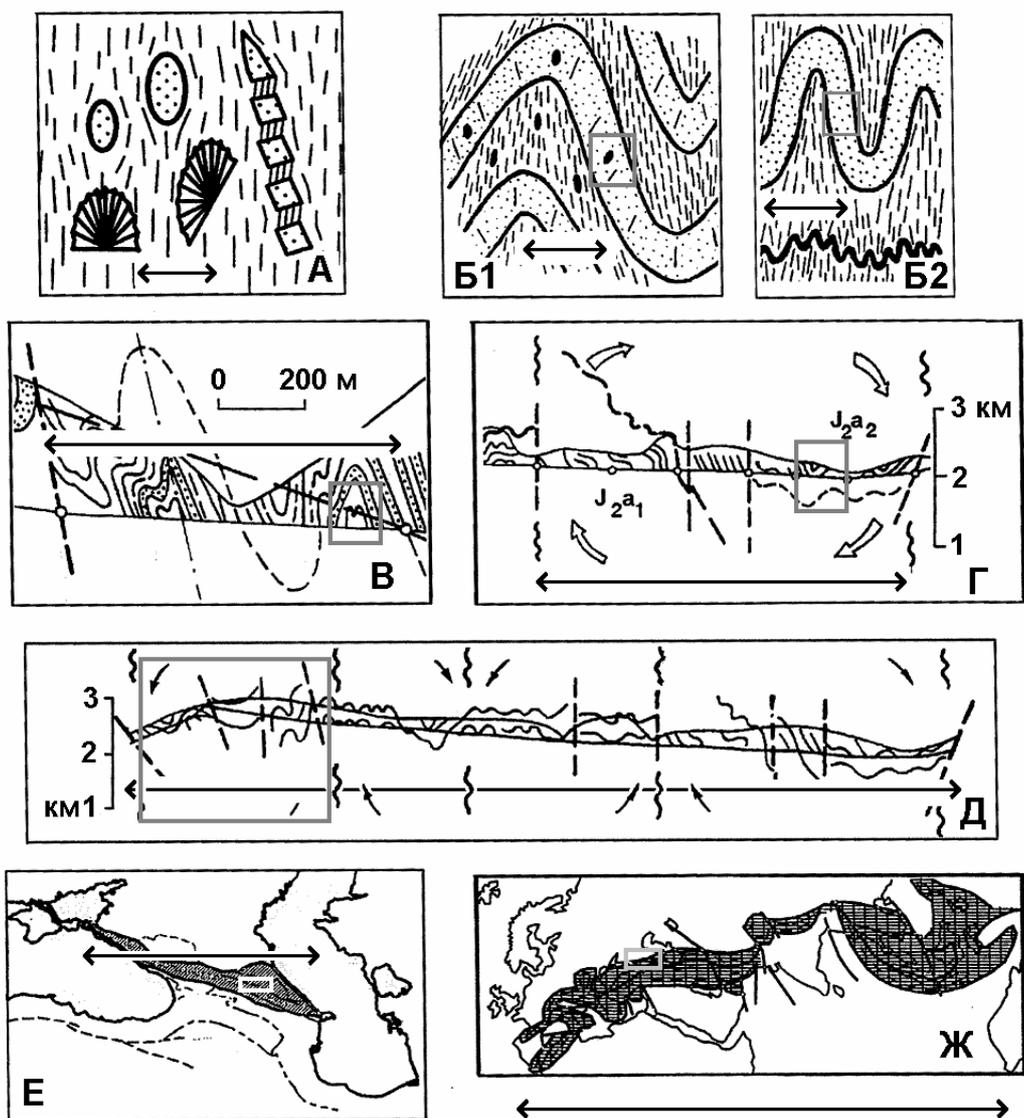
Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости. Анализ ситуации с описанием и объяснением возникновения складчатых структур показал, что необходима коррекция самого принципа выделения объекта [Яковлев, 2008а]. Если обсуждать это коротко, то все традиционные объекты структурной геологии выделялись с целью геологического картирования и были удобны для коммуникации (в рамках профессионального метаязыка структурных геологов). Границы объектов при этом выделялись таким образом, что объем структуры мог не совпадать с тем объемом

массива, в котором корректно с физической точки зрения можно было описать механизм его деформирования. Например, для описания механизма (для численной кинематической или динамической модели изгибов слоя) надо иметь замок складки и ее крыло отдельно для компетентного и некомпетентного слоя, мощности и наклоны слоев, величины и ориентировку эллипсоида деформаций в слоях. Стандартное описание структуры в терминах складка антиклинальная, синклиналиная, наклонная и т.д. не дает достаточно информации. Только для складок единичного вязкого слоя и, отчасти, для тектонической зоны объекты «тектонофизические» и объекты «картировочной» структурной геологии совпадают. Весьма вероятно, что недоучет именно этого аспекта не позволял столь длительное время разрешить проблему складкообразования.

Система иерархии складчатых структур. Поскольку, как очевидно, невозможно с помощью одного и того же механизма (модели) описать структуры размером от сантиметров (от одного слоя) до десятков и первых сотен километров (весь осадочный чехол и вся кора), то необходимо иметь полный комплект структур разного размера и соответствующих моделей их формирования. С этих позиций была предложена система иерархических уровней складчатых структур, объекты в которой выделяются по критерию объема слоистости, охватываемой тем или иным классом механизмов [Рубецкий и др., 2004]. Такая система позволяет не искать в каждой структуре любые механизмы, а разделяет их по масштабу проявления. В иерархическую систему входит семь уровней (рис. 1). Это I) уровень внутрислойных деформаций (искажение формы зерен и включений, предмет стрейн-анализа), II) уровень отдельных складок (отдельные слои), III) уровень складчатых доменов (серия складок в пачке слоев, крупные части осадочного чехла), IV) уровень структурных ячеек (структуры от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, осадочный чехол целиком), V) уровень тектонической зоны (обычная структура, охватывает часть коры или всю кору), VI) уровень крупной складчатой системы (например, мегантиклинории, уровень охватывает всю литосферу), VII) весь складчато-разрывной пояс (глубина охвата, вероятно, превышает толщину литосферы). Изложение материала в данной статье строится с учетом этой иерархии и продвигается от показа исследований мелких структур к методам изучения крупных.

Складчатые структуры, внутрислойные деформации и стрейн-анализ. Описание деформированного состояния горной породы является важным аспектом характеристики природных деформированных объектов, в том числе – складок. Этому разделу структурной геологии и тектонофизики посвящено очень большое количество работ, в основном зарубежных, а обзор методов и современного состояния исследований является предметом специальной публикации. Из доступных сейчас источников на русском языке следует упомянуть учебные пособия или статьи А. Николя [1992], А.И. Родыгина [1996], А.К. Худолея [2004], В.Н. Войтенко [Войтенко, Худoley, 2008], из наиболее важных зарубежных, включая общие руководства и ключевые статьи – [Ramsay, Huber, 1983; De Paor, 1988; Erslev, Ge, 1990; Fry, 1979]). В данной статье этот раздел не рассматривается.

**Уровень 2 «отдельные складки». Механизмы формирования складок параллельного типа (складчатость предгорных прогибов).** Наиболее простая морфологическая классификация отдельных складок состоит в выделении «параллельных» и «подобных» типов. Складки параллельного типа описаны во всех руководствах по структурной геологии, они представляют собой изгибы пачки слоев неизменной мощности с проскальзыванием между слоями. Предполагается, что реологические свойства слоев одинаковы. Чередование антиклиналей и синклиналей осуществляется в ограниченной по высоте структуре, за пределами которой геометрия слоев меняется на гребневидную. Можно считать, что складчатость параллельного типа в комбинации с надвигами широко распространена в предгорных и межгорных прогибах. Главные механизмы ее формирования связаны с изгибными моделями. Основная часть публикаций по складчатости в западной литературе посвящена именно параллельным складкам в этих структурах. В последние десятилетия получили широкое распространение методы построения сбалансированных профилей, которые используются для анализа геометрической непротиворечивости построенного сечения, вычисления амплитуды смещения отдельных дуплексов и определения последовательности их перемещения. Из западной литературы этого направления следует упомянуть работы по построению сбалансированных разрезов [Ramsay, Huber, 1987; Dahlstrom, 1969], в отечественной наиболее полный обзор есть в [Прокопьев и др., 2004]. Для небольших серий складок, в которых есть данные по стрейн-анализу для какого-то слоя, применяется F-функция Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] (стр. 549). Основной смысл этой методики состоит в том, чтобы учесть увеличение или уменьшение длины слоя, определяемое по стрейн-анализу, и подсчитать горизонтальное укорочение структуры, исходя из современной ее длины и скорректированной доскладчатой длины образующего эту структуру слоя, в котором были отобраны образцы для стрейн-анализа.



**Рис. 1.** Схема иерархических уровней структур линейной складчатости (по [Ребецкий и др., 2004] с изменениями). Показаны линейные размеры объектов (стрелки) и положение в структуре объектов предыдущего уровня (серые прямоугольники). А – уровень I, внутрислойные объекты; Б – уровень II, отдельные складки, слои (Б1 – пачек слоев, Б2 – единичного вязкого слоя); В – уровень III, домены, пачки слоев; Г – уровень IV, структурные ячейки, осадочный чехол целиком, Д – уровень V, тектонические зоны, кора целиком; Е – уровень VI, мегантиклинорий, астеносфера (?); Ж – уровень VII, подвижный пояс.

Различия механизмов и обстановок формирования складок параллельных и подобных. В рамках проблемы механизма складкообразования существует очень важный аспект, который практически не упоминается в литературе. Дело в том, что складки параллельные и подобные имеют, как правило, разные размеры и встречаются в разных тектонических ситуациях. Например, в учебнике Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] вся информация о поведении слоев в отдельных складках касается главным образом складок параллельных. Для описания механизмов формирования последних привлекается несколько слабо формализованных механизмов: изгиб продольный (*buckling*) и изгиб поперечный (*banding*), «изгибное течение» (*flexural flow*). Складки подобные здесь только упоминаются в рамках рассмотрения многослойных систем (стр. 405), а их геометрия как сочетание компетентных и некомпетентных слоев с разным поведением в замках складок специально не анализируется. В результате у читателя может возникнуть впечатление, что совокупность упомянутых механизмов формирования складок параллельных достаточна для описания складчатой структуры любой сложности, в том числе – складок подобных.

Между тем реально складки параллельные характерны в основном для структур предгорных прогибов, в которых накапливаются молассовые комплексы относительно небольшой (3-6 км) мощности,

состоящие из слоев и пачек большой мощности и однородной литологии. Эти толщи сминаются в крупные (первые километры) складки параллельного типа, охватывающие едва ли не весь осадочный слой. Считается, что такие структуры формируются на жестком недеформируемом фундаменте, который отделен от осадков поверхностью срыва (детачмента). Поскольку складки параллельные имеют естественное ограниченное распространение по высоте, то таким верхним ограничением является кровля осадочного чехла, а нижним – подошва, она же – поверхность базального срыва. Сокращение всей структуры и смещение ее тыльной части в сторону платформы в рамках обычных моделей обеспечивается давлением со стороны хинтерланда.

Структура самого хинтерланда образуется мощными (до 10-15 км) толщами тонкослоистых сланцев или флишоидного чередования сланцев с песчаниками или известняками. Пластическая пликативная деформация всей толщи обеспечивается возникновением очень большого числа мелких (до первых метров и сантиметров) складок, которые образуют структурные комплексы с единообразно ориентированными осевыми поверхностями. Разумеется, при многокилометровой толще и большом числе мелких складок они могут иметь форму только складок подобных, в которых слои многих соседних ритмов образуют почти одинаковые структуры, неограниченно распространяющиеся вверх и вниз по разрезу. Более крупные структуры (складки более низких рангов) могут быть выявлены на геологической карте или путем тщательного отслеживания общего наклона зеркала складок при составлении структурного профиля непосредственно при полевых работах. Многими исследованиями установлено, что фундамент структур хинтерланда является пластичным и деформируется совместно с осадочным слоем (например, М.Л. Сомин [2000]). В связи с этим можно утверждать, что по «механическим» свойствам как самого осадочного чехла, так и фундамента, структуры форланда и хинтерланда различаются радикально. Тем не менее – весьма обычной практикой является никак не аргументированное использование хорошо изученного тектонотипа форланда для описания структуры хинтерланда как серии моновергентных надвигов-чешуй с общим субгоризонтальным детачментом.

Механизмы формирования складок подобного типа (линейная складчатость внутренних частей складчатых сооружений). «Подобные» складки являются одним из уровней сложной структуры внутренних частей складчато-надвиговых поясов и должны иметь специальные модели формирования, не сводимые к моделям образования складок параллельных.

Теоретические разработки в рамках механики сплошной среды для изучения складчатых структур существуют, но касаются только структур относительно простых [Ramberg, 1963; Biot, 1961]. Обзор этих работ, в целом и сейчас не потерявший значения, приводится в работе [Григорьев, Ионкин, 1972]. Часть складчатых структур моделируются методами конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973], и далее будет показано, как это может быть использовано. Напряженное состояние многослойных сред при значительных величинах деформаций было изучено Ю.Л. Ребецким [Ребецкий, Гуценко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002]. Однако большинство этих разработок пока не могут в полной мере описывать геометрию сложных складок «подобного» типа и быть использованы для сопоставления моделей и природных структур и изучения тем самым механизмов их формирования. Наблюдения за природными структурами показали, что форма складок подобных может быть описана в рамках четырех типичных структур, отличающихся по соотношению мощностей компетентных и некомпетентных пород и по степени их компетентности [Яковлев, 2008б]: 1) пологие складки и складки единичного вязкого слоя в них, 2) складки с широкими замками (складки пачек слоев), 3) шевронные складки, 4) складки с призамковыми надвигами. Похожая зависимость формы складок от соотношения мощностей компетентного и некомпетентного слоев ранее была описана в ([Ramsay, Huber, 1987] с. 413).

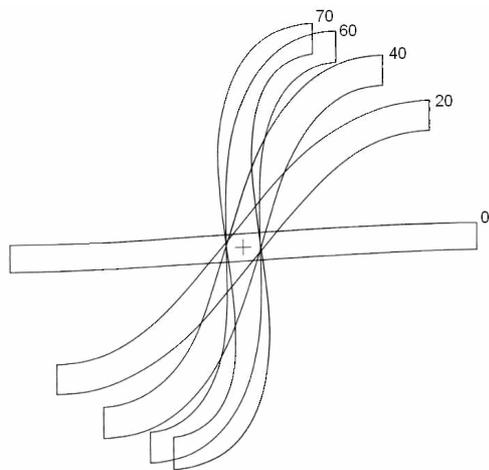
Специально рассматривать механизмы формирования и методы исследования мы будем только для складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев.

Складки единичного вязкого слоя являются наиболее удобными объектами для определения величины укорочения структур линейной складчатости, поскольку имеют корректную с точки зрения механики модель своего образования. Лежащая в основе метода модель П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] была создана на основе конечно-элементного метода. Соотношение между двумя действующими механизмами – изгибом и «сплющиванием» в модели на каждой итерации подбиралось такое, которое было наиболее выгодно энергетически. Были рассчитаны три варианта развития с разным соотношением вязкостных свойств слоя и среды (контраст вязкости) – 10, 100, 1000. В статье приведены рисунки полученной формы изогнутого в складку слоя для величин укорочения ( $\epsilon = (L_1 - L_0) * 100\% / L_0$ ) от 0 % до 70-80 % (рис. 2). Для сопоставления природных и модельных структур

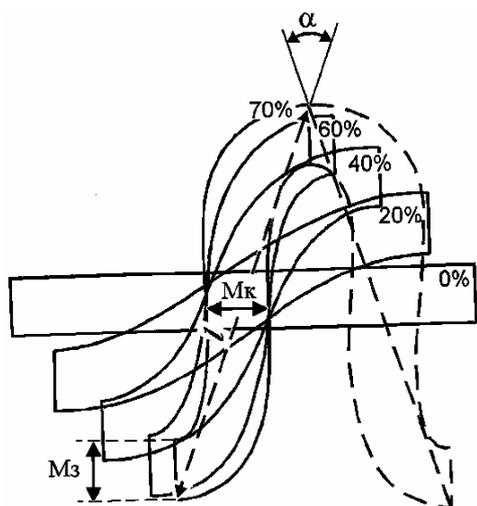
по их геометрии была использована специальная система замеров формы слоя (рис. 3), параметры которой существенно менялись для всех трех моделей и для их стадий. По результатам замеров были построены две диаграммы (номограммы), которые связывали форму слоя в складках с их величиной укорочения и контрастом вязкости (рис. 4). С помощью этого метода были исследованы несколько десятков серий складок единичного вязкого слоя в Чиатурской зоне Большого Кавказа (примеры, рис. 5). Было показано [Яковлев, 1978; Yakovlev, 2008], что распределение величины укорочения в складках связано с характером структуры в отдельных частях зоны и лежало в пределах от 25% до 82% со средним значением 56%. Контраст вязкости для песчаников (слой) и аргиллитов (среда) лежал в пределах от 2 до 20 (до 60 для кварцевых жил) со средним значением 10 (рис. 6).

Таким образом, проблема определения действующих механизмов формирования для складок единичного вязкого слоя отсутствует при предложенном подходе. Эти механизмы заменяются численной (конечно-элементный метод) моделью, корректной с точки зрения механики сплошной среды и для определенных условий задачи. Природные структуры сравниваются с модельными по форме смятого в складки слоя; в результате сравнения определяются *величина укорочения* и *контраст вязкости* слой/среда.

**Складки пачек слоев.** Рассмотрим возможные механизмы их формирования. Физический подход к решению деформационных задач предусматривает рассмотрение необходимого и достаточного количества параметров, которые могут быть измерены в природных структурах. Этому правилу отвечает известное описание эллипсоида (тензора) деформаций в масштабе образца горных пород, которым занимается стрейн – анализ. В общем случае это наблюдения над изменением формы шара. Другой способ – это наблюдения над изменением формы куба. Для описания таких деформаций используются три степени удлинения первоначальных сторон куба и три угла сдвига между этими сторонами. Для случая двухосной деформации без изменения объема любая конечная деформация может быть разложена на три простых типа – *поворот*, *простой сдвиг* и *чистый сдвиг*. В соответствии с этим любая деформация может быть описана в виде простых законов изменения формы тела в рамках определенной системы координат. Для проверки того, какие механизмы (из числа деклари-



**Рис. 2.** Модель складки единичного вязкого слоя, полученная методом конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973]. Показаны несколько последовательных стадий с укорочением в процентах (цифры). Отношение вязкости слоя к вязкости среды (контраст вязкости) составляет 1000. Отношение «0.5 длины волны/мощность слоя» для складок с контрастом вязкости 10 составило 4; для контраста вязкости 100 оно было равно 8, для 1000 – 16.



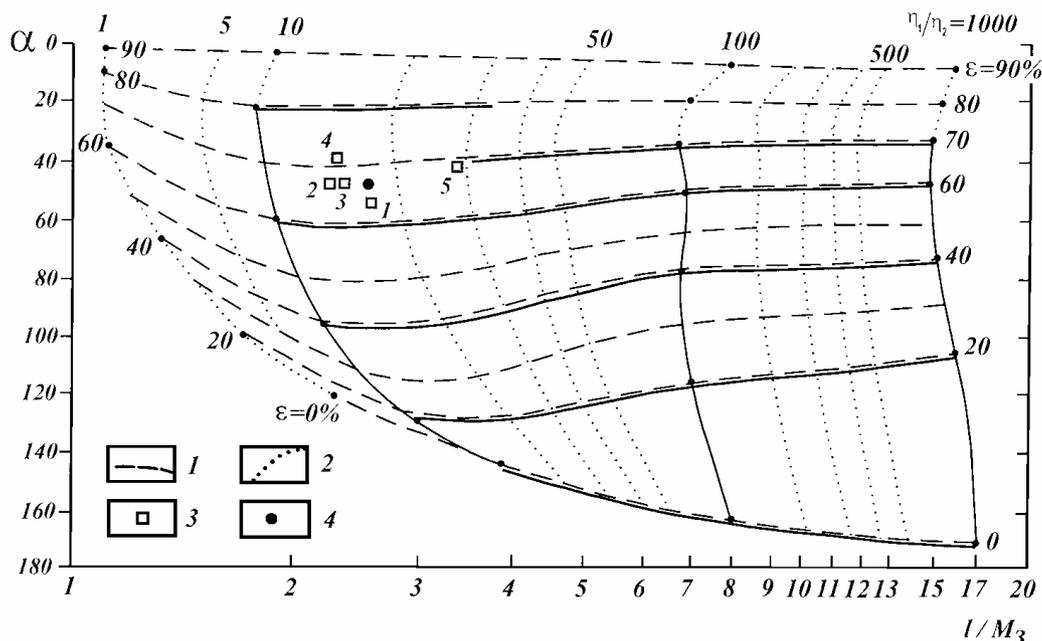
**Рис. 3.** Система замеров геометрии складок единичного вязкого слоя (по [Яковлев, 1978]); для контраста вязкости 100. Измеряются параметры: длина крыла ( $I$ ) от точки пересечения осевой плоскости и подошвы слоя в синклинали до точки пересечения осевой плоскости и кровли слоя в антиклинали; угол ( $\alpha$ ) между этими направлениями; мощность слоя в замке ( $M_z$ ); и мощность слоя на крыле ( $M_k$ ). Поскольку природные складки часто встречаются на крыльях более крупных структур и являются асимметричными (в основном они имеют разную длину крыльев), то для их исследования используются средние величины для каждой антиклинали или синклинали в серии складок.

руемых умозрительных) можно привлечь для формализованного описания деформации слоев компетентного и некомпетентного в складках пачек слоев, рассмотрим результаты действия указанных выше трех простых деформаций (рис. 7) для двух случаев ориентации слоя – а) горизонтального (это в том числе – замок складки) и б) наклонного (крыло складки) [Яковлев, 2008б; Яковлев, 1981; Yakovlev, 2008]. Полученные теоретически механизмы частично совпадают с известными и приведены на рисунке.

Интересный механизм возникает для сдвигания вдоль наклонного слоя (рис. 7, 5Б). Назовем его «перекашивание с поворотом» [Яковлев, 1981]. Он является аналогом сдвигания вдоль слоистости и проявляется в некомпетентном слое. В этом случае соседний компетентный слой испытывает изгиб (поворот). При этом механизме увеличивается мощность слоя вдоль осевой поверхности складки (его мощность в замке) и обычный, умозрительно выделявшийся механизм *перетекания материала с крыльев в замок* оказывается лишним.

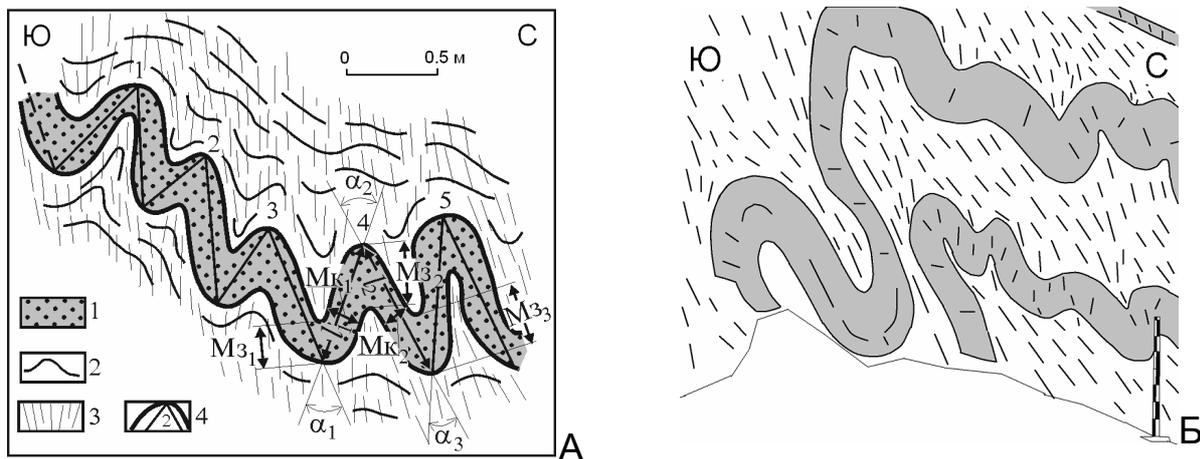
Как несложно увидеть из краткого описания этой системы, любой механизм может быть представлен в виде уравнений связи изменения углов наклона геометрических элементов структуры (например – наклона слоистости, или – наклона диагенетических трещин) с определенным количеством (амплитудой) механизма. К сказанному необходимо еще добавить, что эти механизмы могут рассматриваться как одновременные и независимые, то есть может быть продекларирована *суперпозиция механизмов* как некоей системы координат, в рамках которой при каких-то оговоренных правилах описания любая деформация может быть зафиксирована как комбинация определенных амплитуд нескольких механизмов. При таком подходе морфология слоев в складке является источником информации о величине укорочения пространства вокруг складки (что позволяет судить о внешних механизмах и причинах возникновения деформаций) и о сочетании механизмов, которые в принципе связаны с реологическими свойствами пород.

Приведенная выше система простых механизмов, описывающая все возможные изменения геометрических элементов слоев в складках в связи с величиной развития того или иного механизма, была использована для создания модели образования пачек слоев [Яковлев, 1981; 2002]. Деформации компетентного слоя описываются сочетанием одновременно действующих механизмов *изгиба* и *сплющивания* на крыле и в замке. В качестве объекта описания используется исходный квадрат (описание изменений наклона и мощности слоя) и круг (ориентировка осей и величина эллипса деформации).

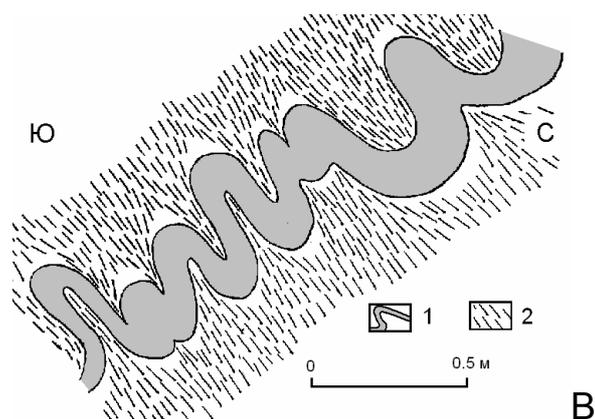


**Рис. 4.** Номограмма для определения величины укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]). По горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя в замке». Сплошные линии построены по замерам геометрии складок в расчетных моделях [Hudleston, Stephansson, 1973], использующих механизмы *изгиба* и *сплющивания*. Существуют еще две номограммы, позволяющие учитывать и третий возможный механизм – скалывание.

1 – изолинии укорочения; 2 – изолинии контраста вязкостей; 3 – пример положения замеров геометрии природных складок в серии (рис. 5, А); 4 – результат геометрического осреднения точек замеров.

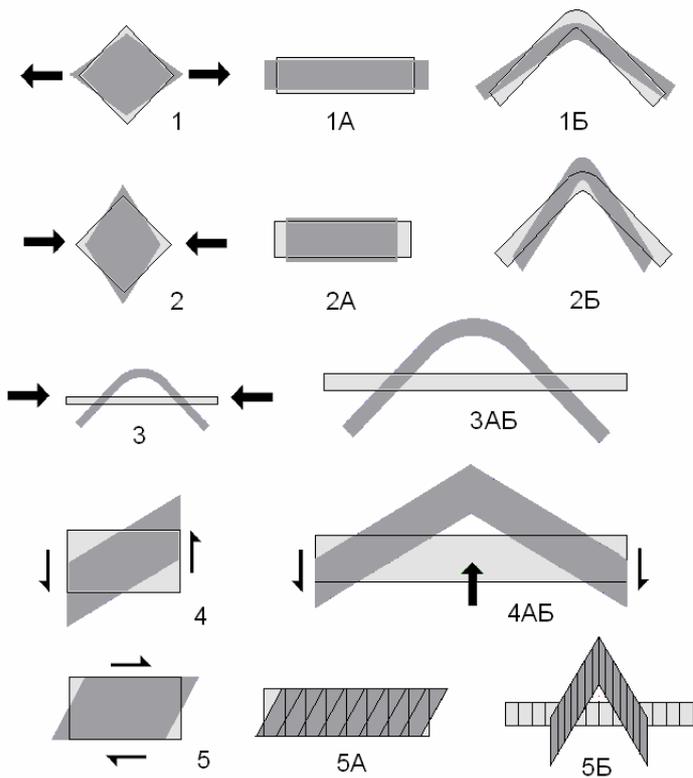


**Рис. 5.** Примеры природных серий складок единичного вязкого слоя [Яковлев, 2008б]. А – серия складок № 10 в долине р. Риони. Эта серия использована для примера замеров геометрии складок и получения величины укорочения и контраста вязкости (рис. 4, окончательный результат: величина укорочения SH = 62%, контраст вязкости VC = 10, скальвание  $\Delta = 8$ ). Б – серии № 16 (SH = 62%, VC = 10,  $\Delta = 3$ ), № 17 (SH = 67%, VC = 8,  $\Delta = 0$ ); В – серия № 4 (SH = 65%, VC = 7,  $\Delta = 10$ ), все – р. Б.Лихва.

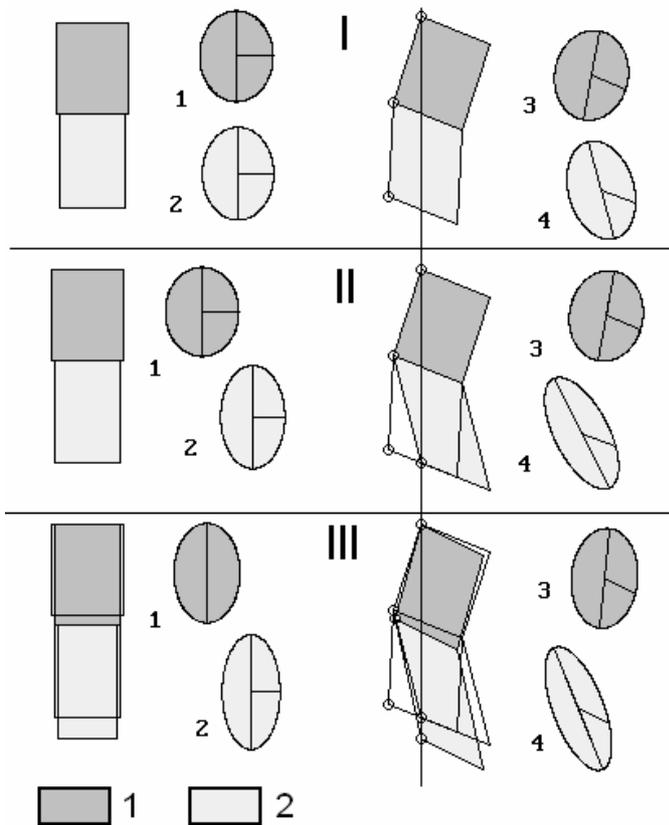


**Рис. 6.** Гистограммы значений величины укорочения (левая гистограмма) и контраста вязкости (правая гистограмма) для изученных складок единичного вязкого слоя Чиаурского синклиория (73 серии). По [Яковлев, 2008б].

ций). Деформации в некомпетентном слое описываются механизмом «перекашивание с поворотом» и сплющиванием. Величина сдвига («перекашивания») определяется соотношением мощностей компетентного и некомпетентного слоев в ритме. В компьютерной программе одновременность действия механизмов обеспечивается небольшими приращениями каждого механизма (итерациями), повторяющимися много раз (рис. 8). В методике была использована наиболее простая версия с постоянными величинами приращения поворота и сплющивания, которая обеспечивала разный вклад этих механизмов в общее укорочение структуры в процессе развития складки (с нарастанием влияния изгиба в процессе работы программы). Расчет деформации круга (рис. 9) позволил связать общую величину укорочения складки с величиной и ориентировкой деформации внутрислойной [Яковлев, 2002]. Перебор всех возможных изменений соотношения инкрементов изгиба и сплющивания лег в основу расчета номограммы, в которой по осям отложены наклон слоя и отношение мощности компетентного слоя на крыле к его мощности в замке, а сетка изолиний показывает величину укорочения в направлении перпендикуляра к осевой поверхности и модельные соотношения инкрементов механизмов (рис. 10).

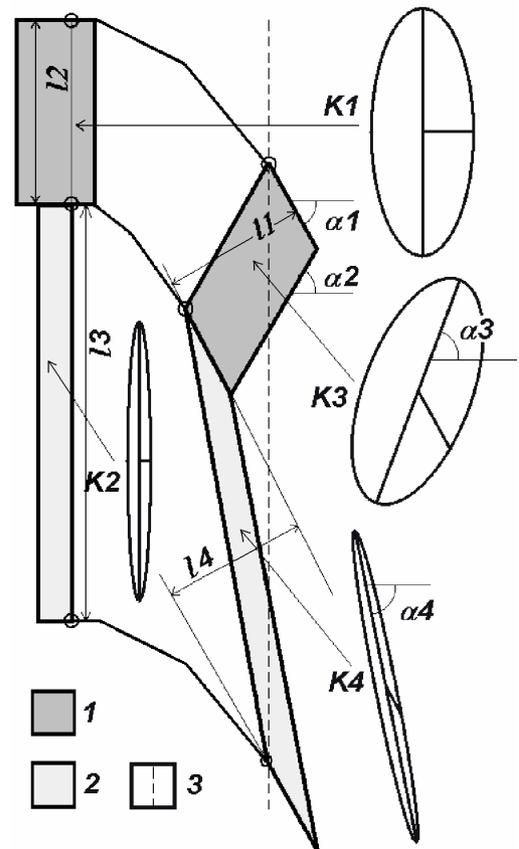


**Рис. 7.** Классификация механизмов образования складок в компетентных и некомпетентных слоях, основанная на действии простых физических деформаций в горизонтальном и наклонном слое (в замке и на крыле складки). Левая колонка – типы простых физических деформаций: чистый сдвиг (1, 2), продольный изгиб (3), простой сдвиг (4, 5). Центральная колонка (А) – действие механизмов в горизонтальном слое, Правая колонка (Б) – действие механизмов в наклонном слое. Механизмы: *продольного удлинения* (1А), *продольного укорочения* слоя (2А) *вырождения* (1Б) *сплющивания* (2Б), *изгиб* (3АБ), *скалывания* или *осевого сдвига* (4АБ), *перекашивания* (5А), «*перекашивание с поворотом*» (5Б). По [Яковлев, 2008б].



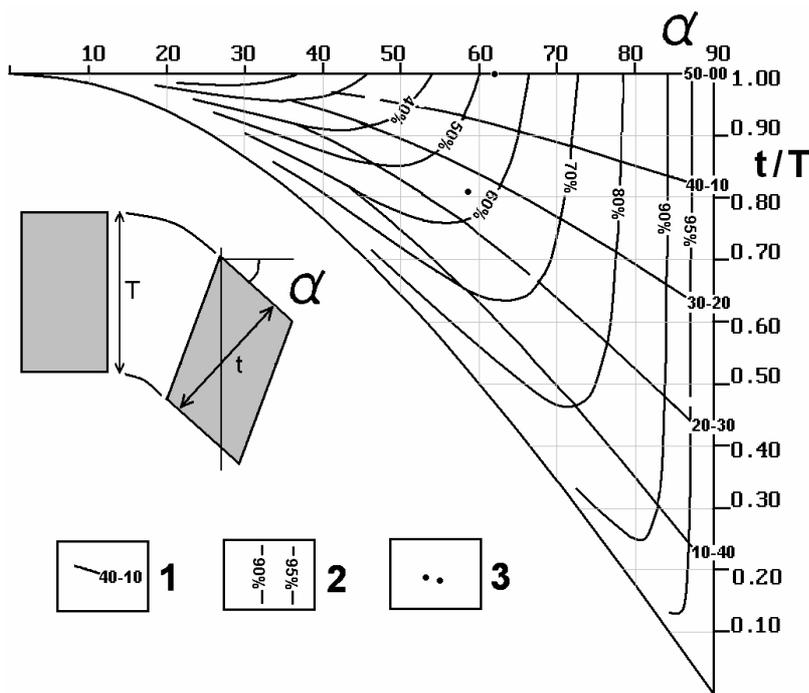
**Рис. 8.** Итерационное измерение геометрии слоев в модели пачки слоев [Яковлев, 2008б]. I – очередной поворот на  $10^\circ$  компетентного слоя, II – перекашивание с поворотом, III – сплющивание 10%.

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой.



**Рис. 9.** Модель формирования складки пачек слоев (по [Яковлев, 2002]). Общее сокращение  $K = 0.396$ ; сокращение по эллипсам деформаций  $K1 = 0.643$ ,  $K2 = 0.286$ ,  $K3 = 0.668$ ,  $K4 = 0.251$ .

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой; 3 – ориентировка осевой плоскости.



**Рис. 10.** Номограмма для определения величины укорочения в складках пачек слоев по геометрии компетентного слоя: угол наклона слоя относительно перпендикуляра к осевой плоскости ( $\alpha$ ), мощности слоя на крыле ( $t$ ) и его мощности в замке ( $T$ ). В теле номограммы нанесены изолинии величины укорочения (в %), и соотношения итераций механизмов поворота и сплющивания (по [Яковлев, 2008б]).

1 — изолинии соотношения механизмов; 2 — изолинии величины укорочения; 3 — точки замеров геометрии складок.

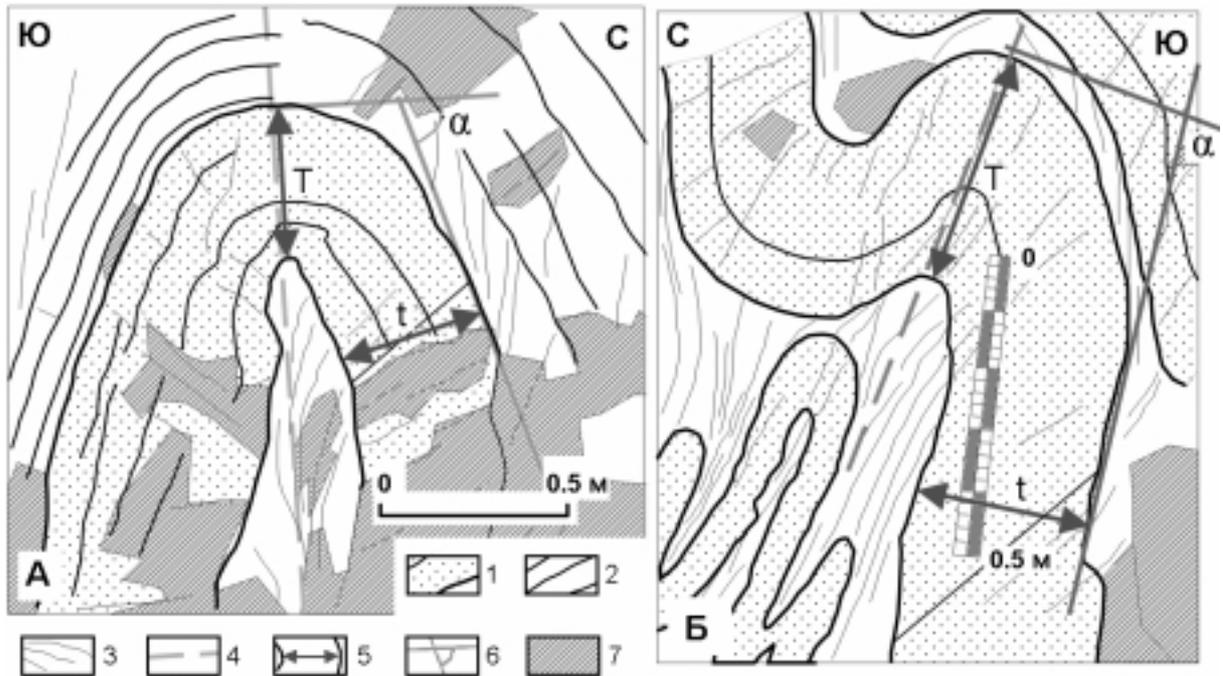
Полученная связь геометрии компетентного слоя и определенной величины и ориентировки внутрислойной деформации в рамках модели «изгиб и сплющивание» позволяет проверить эту модель путем сравнения результатов стрейн-анализа образцов пород из природных складок с модельными теоретическими характеристиками деформации. Первые результаты такого сравнения были обнадеживающими [Яковлев и др., 2003].

Проверка работоспособности модели была осуществлена в двух работах — анализ складок пачек слоев в Чиатурской тектонической зоне [Яковлев, 1981] и определение величины сокращения для складок в теле Воронцовского покрова ([Яковлев и др., 2008]). Примеры складок пачек слоев показаны на рис. 11. В целом в Чиатурской зоне было получено решение для 36 складок, величина укорочения для которых лежала в пределах от 27 до 83% при среднем значении 56% (рис. 12), что примерно соответствовало результатам изучения складок единичного вязкого слоя. Важным обстоятельством является то, что для 8 локальных структур были найдены складки обоих типов, что позволило сопоставить две методики. Было определено, что среднее укорочение для этой совокупности практически одинаково со средним укорочением для складок единичного вязкого слоя, коэффициент корреляции достаточно высок, хотя линия регрессии не является идеальной (рис. 13). Тем не менее, можно утверждать, что в модели пачек слоев указанная выше особенность соотношения механизмов (постоянные приращения инкремента поворота и сплющивания в процессе развития складки) оказалась в первом приближении соответствующей корректной модели формирования складок единичного вязкого слоя.

Тридцать девять складок пачек слоев были использованы для измерения величины укорочения по этой же методике для определения генезиса Воронцовского покрова [Яковлев и др., 2008]. В результате (подробно это будет описано ниже) был получен ареал значений, достаточно узкий и почти совпадающий с трендом гравитационного соскальзывания.

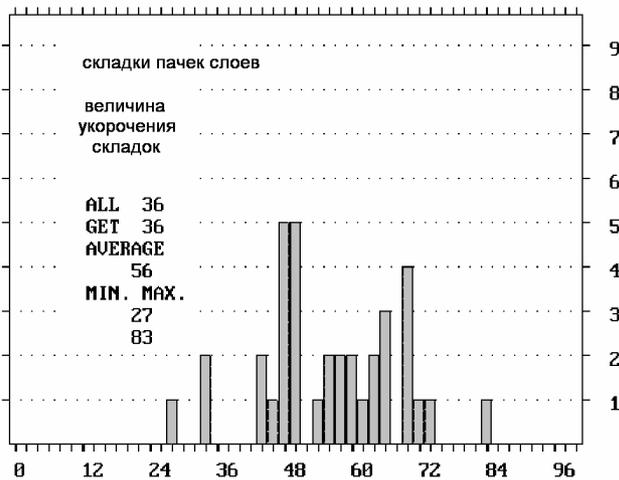
Таким образом, для структур ранга отдельных складок анализ механизмов формирования базируется на физически корректных моделях формирования складок. Эти модели выступают своеобразными «осями координат», а исследуемые объекты (природные складки) занимают определенное положение в многомерном пространстве следующих параметров: 1) величина укорочения, перпендикулярная осевой плоскости, 2) контраст вязкости слой/среда, 3) соотношение механизмов изгиб/сплющивание.

Получаемые результаты могут быть использованы для разновидности тектонического районирования, поскольку разные участки структуры могут иметь разную величину укорочения, а также для точной характеристики укорочения в рамках анализа деформационных параметров следующего уровня — доменов. Использование этих методов для решения интересных тектонических задач будет также показано ниже.

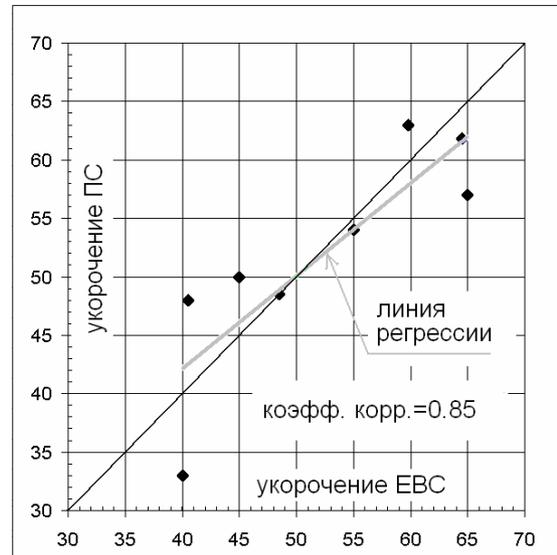


**Рис. 11.** Примеры складок пачек слоев, зарисовка по фотографиям [Яковлев, 20086]. Использованы данные по методике варианта 1981 г, учитывающую действие третьего механизма – «скальвания». А – замер 60/28: укорочение  $Sh=71\%$ , доля изгиба  $BP=0.86$ , поправка на «скальвание»  $\Delta=3\%$ . Б – замер 42/69:  $Sh=62\%$ ,  $BP=0.90$ ,  $\Delta=16\%$ .

1 – слоистость и границы компетентного слоя; 2 – некомпетентные слои; 3 – кливаж и трещины; 4 – осевая поверхность; 5 – замеры мощности слоя; 6 – замеры угла; 7 – тень.



**Рис. 12.** Гистограмма значений величины укорочения для изученных 36 складок пачек слоев Чиаурского синклиория [Яковлев, 20086].



**Рис. 13.** Сравнение результатов определения размера сокращения (в процентах) по методам для складок единичного вязкого слоя EBC и пачек слоев ПС для ряда локальных природных структур Чиаурской зоны Большого Кавказа [Яковлев, 20086].

**Механизмы формирования складчатых структур на уровне пачек слоистости (уровень 3, домены).** На уровне пачек слоев и, соответственно, структурных доменов вопрос об определении механизмов (или выдвигании моделей формирования структур) как правило, не стоит, поскольку механизмы формирования складок относятся к предыдущему уровню (механизмы деформирования слоев), а «региональные» или геодинамические – это механизмы, действующие в чехле в целом. Однако в части природных структур могут действовать «локальные» механизмы, связанные с деформациями в окрестностях разломов, о чем будет сказано несколько ниже.

На уровне собственно доменов речь может идти о способе количественного описания деформаций. Этот материал необходим для численного анализа природных и модельных структур на уровне локальных и региональных механизмов.

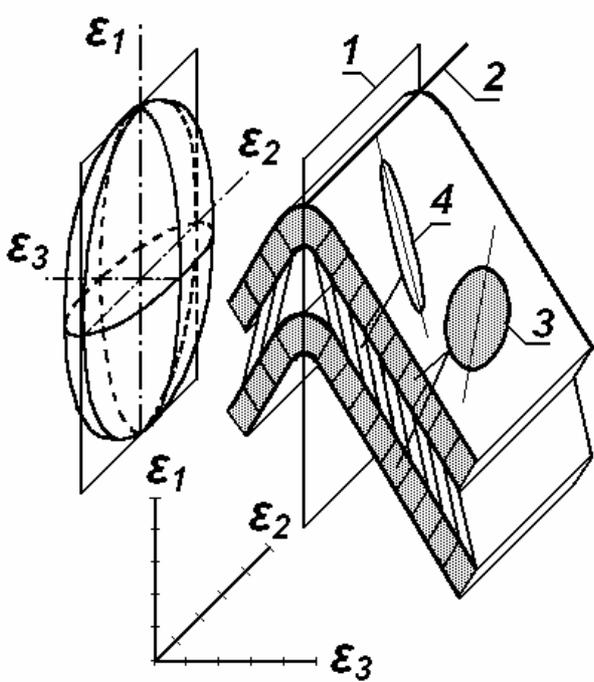
Величина сокращения, определенная для складок в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости, позволяет построить эллипсоид деформации, поскольку для линейной складчатости по причине значительной протяженности ее структур не существует возможностей для региональных деформаций удлинения или сокращения вдоль шарниров складок. Косвенно это подтверждается слабым распространением систематически существующих структур будинирования слоев вдоль шарниров складок (растяжение) или складок с субвертикальной ориентировкой шарниров (сжатие). Принимая во внимание, что явление растворения под давлением зерен кварца и кальцита приводит к локальному переносу вещества (первые метры или сотни метров), а плотность пород хинтерланда лежит в достаточно узком диапазоне, можно утверждать, что изменения объема незначительны. Поэтому деформация в складчатых доменах является плоской (в плоскости перпендикуляра к шарнирам складок). Соответственно, эллипсоид определяется следующим образом (рис. 14). Промежуточная ось является нейтральной (без деформации) и ориентирована вдоль шарниров. Ось укорочения расположена перпендикулярно к осевой плоскости, ее величина совпадает с величиной сокращения складок. Ось удлинения ориентирована перпендикулярно шарниру складок и принадлежит осевой плоскости складок. Ее величина вычисляется как обратная величине оси укорочения, исходя из того, что деформация является плоской и объем пород постоянен [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Указанный эллипсоид содержит в себе накопленную деформацию за все время деформирования (за все стадии) и является обобщенной характеристикой деформации чистого сдвига и сдвига простого.

Полная характеристика деформации в рамках континуальной механики включает в себя тензор деформации, поворот и перемещение (или совокупность перемещений каждой точки). Для наших целей можно ограничиться тензором деформации и поворотом. Соответственно, для характеристики домена необходимо определить компоненты поворота и разделить величины сдвигов простого и чистого. Для этого в домене дополнительно производится замер наклона осевой плоскости (обобщенной) относительно горизонта и замер наклона плоскости зеркала складок (рис. 15).

В зависимости от модельного сочетания (последовательности) механизмов эти данные дают те или иные величины искоемых деформаций. Используемая нами модель включает компоненту поворота, использующую ориентацию плоскости зеркала складок: домен поворачивается до горизонтального положения зеркала складок (рис. 16). Результатом преобразования является неизменный эллипсоид деформации, с измененной ориентацией осевой плоскости. В этом случае компонента простого сдвига вычисляется путем приведения осевой плоскости к вертикальному положению за счет простого сдвигания в горизонтальной плоскости. Величины осей эллипсоида и их ориентировка определенным образом меняются. Можно считать, что из эллипсоида вычитается компонента простого сдвига. «Оставшийся» эллипсоид является эллипсоидом чистого сдвига. Для восстановления доскладчатого состояния домена необходимо растянуть его структуру на величину короткой оси полученного эллипсоида (рис. 16).

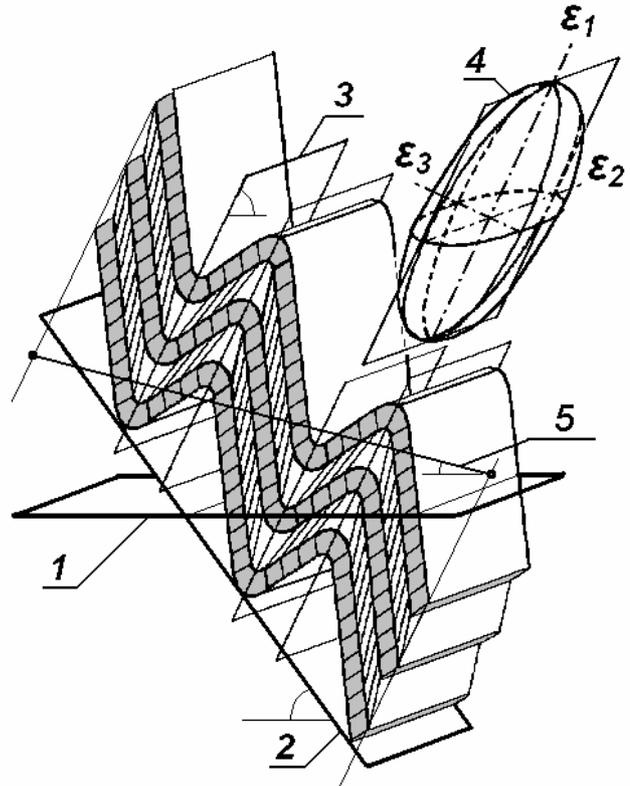
Эти преобразования используются для восстановления доскладчатого положения домена и доскладчатого положения всей структуры (тектонической зоны). Основой является отрезок линии профиля, относящийся к домену (с границами отрезка, его длиной и наклоном линии). В результате поворота, горизонтального сдвига и растяжения этот отрезок приобретает уже другую длину и наклон в горизонтально слоистой (доскладчатой) среде. Присоединяя соседние домены друг к другу, можно получить весь профиль. Любой крупный разрыв должен использоваться в качестве границы двух доменов. Тогда контактирующие точки двух доменов будет разделять плоскость, которая принадлежит двум доменам. Соответственно, ее доскладчатая ориентировка может быть так же восстановлена. В этом случае разница в «стратиграфической» высоте двух точек дает вертикальную амплитуду смещения по разрыву, а по наклону плоскости и по вертикальной амплитуде, соответственно, легко определяется горизонтальное смещение. На рис. 17 и 18 показаны природный структурный профиль, его компьютерная модель, построенная по результатам замеров параметров доменов, и доскладчатое состояние профиля. Видны разрывы – как надвиги, так и сбросы. Эти процедуры в совокупности с компьютерной программой могут быть названы *методом балансирования по геометрии доменов* и фактически являются единственным методом составления сбалансированных разрезов в пределах внутренних частей складчатых сооружений.

Кроме процедур восстановления доскладчатого состояния доменов и структурных пересечений, элементы описания деформационного состояния доменов и совокупностей складок могут быть использованы для определения механизмов формирования некоторых видов локальных структур. Свя-



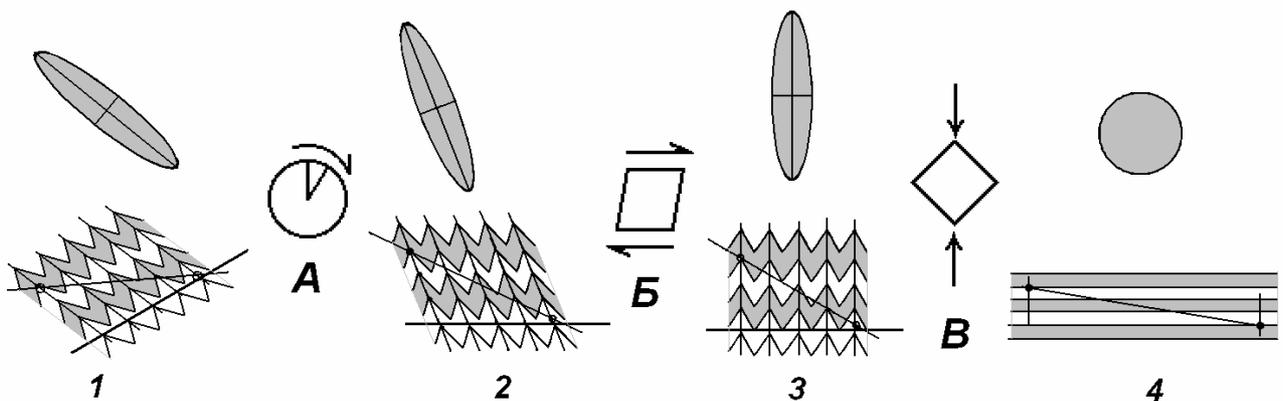
**Рис. 14.** Соотношение эллипсоида деформации с элементами складки (по [Yakovlev, Voitenko, 2005]).

1 – осевая плоскость; 2 – шарнир; 3 – эллипс деформаций в компетентном слое; 4 – эллипс деформаций в слое некомпетентном.



**Рис. 15.** Элементы геометрии складчатого домена и их замеры (по [Yakovlev, Voitenko, 2005]).

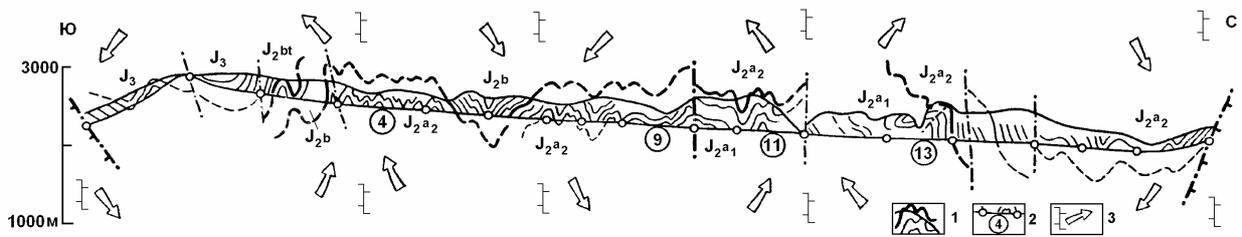
1 – горизонтальная плоскость; 2 – плоскость зеркала складок, угол ее наклона; 3 – осевая плоскость, угол ее наклона; 4 – эллипс деформаций (по результатам определения величины укорочения); 5 – линия профиля, ее длина и угол наклона.



**Рис. 16.** Кинематические операции восстановления доскладчатого состояния домена (по [Яковлев, 2008б]). А – операция поворота; Б – операция горизонтального простого сдвига; В – операция чистого сдвига (горизонтальное растяжение).

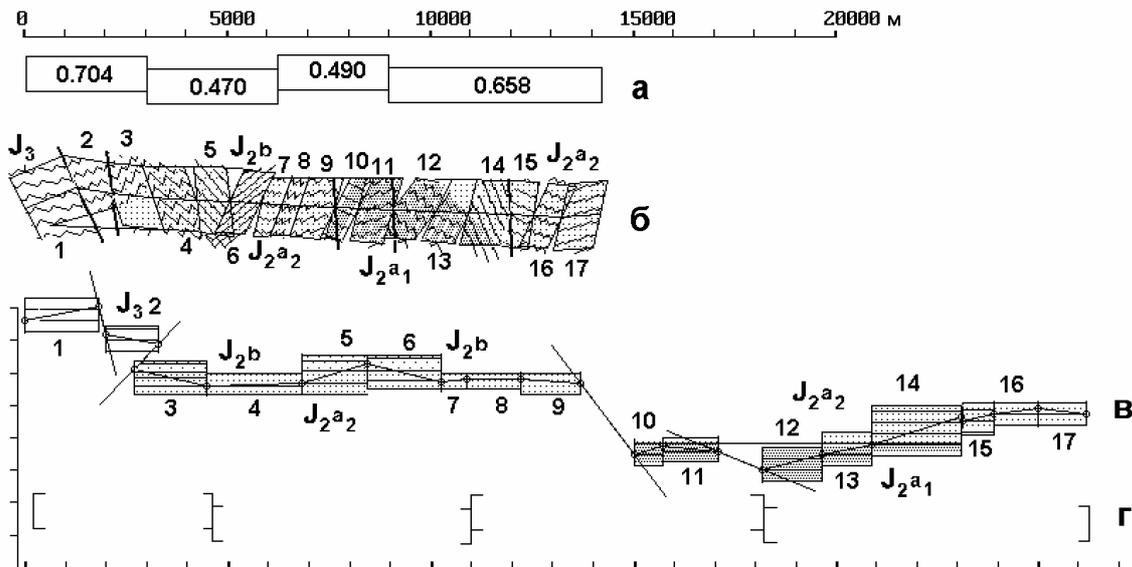
1 – исходное состояние домена; 2 – состояния после поворота; 3 – состояния после простого горизонтального сдвига; 4 – доскладчатое состояние.

зано это с тем, что определенный процесс формирования структур, если он действительно существует в природе, в разных объектах может иметь разную конечную «амплитуду» развития. В этом случае совокупность объектов в поле деформационных параметров может показать определенный тренд. Разные механизмы должны отличаться друг от друга именно деформационными характеристиками, что и является основой их диагностики. Покажем это на двух примерах.

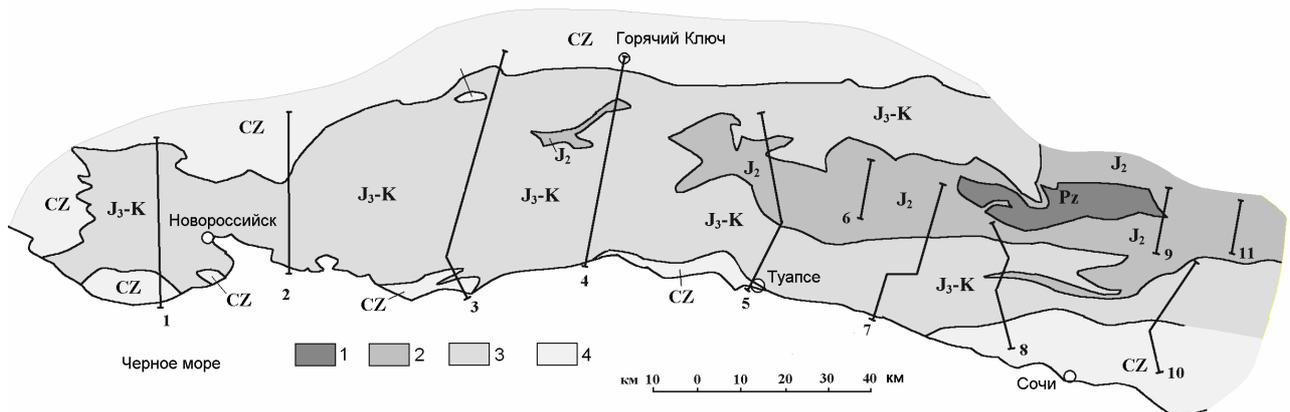


**Рис. 17.** Пример природного структурного профиля через тектоническую зону (р. Кудиалчай, Тфанская зона, Большой Кавказ, по материалам [Рогожин, Яковлев, 1983]).

1 – складчатая структура; 2 – домены и их границы; 3 – структурные ячейки и их границы.



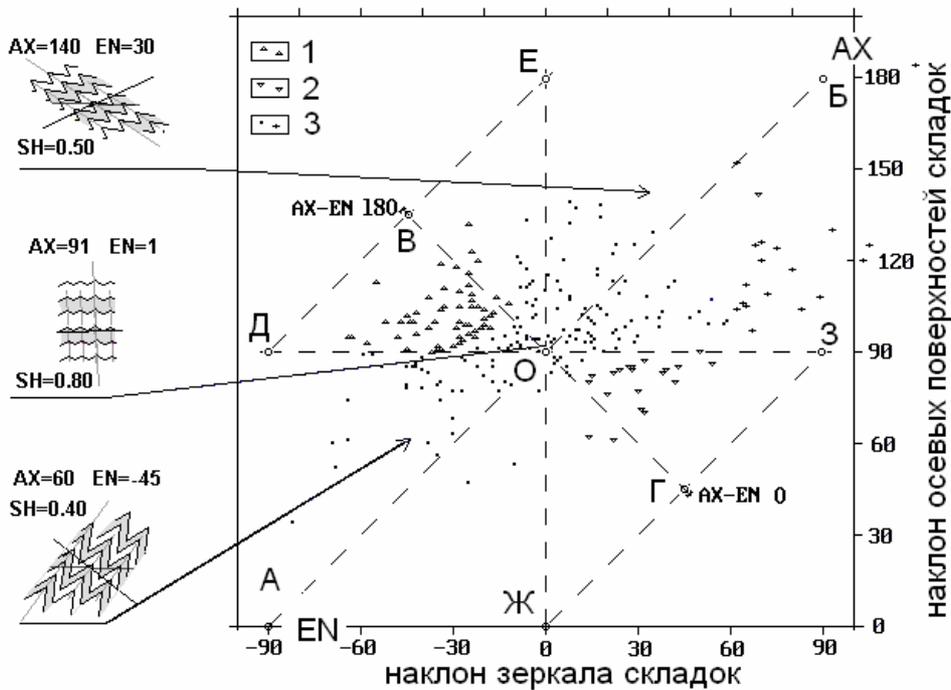
**Рис. 18.** Пример восстановления природного структурного профиля (см. рис.17). По [Яковлев, 2008в]. **а** – величины укорочения для структурных ячеек; **б** – компьютерное изображение профиля, построенное РС программой по замерам параметров доменов; **в** – восстановленное доскладчатое состояние линии профиля в горизонтально слоистой среде; **г** – доскладчатое состояние границ структурных ячеек.



**Рис. 19.** Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа. Показаны 11 структурных пересечений, использованные в исследованиях происхождения структур разного ранга.

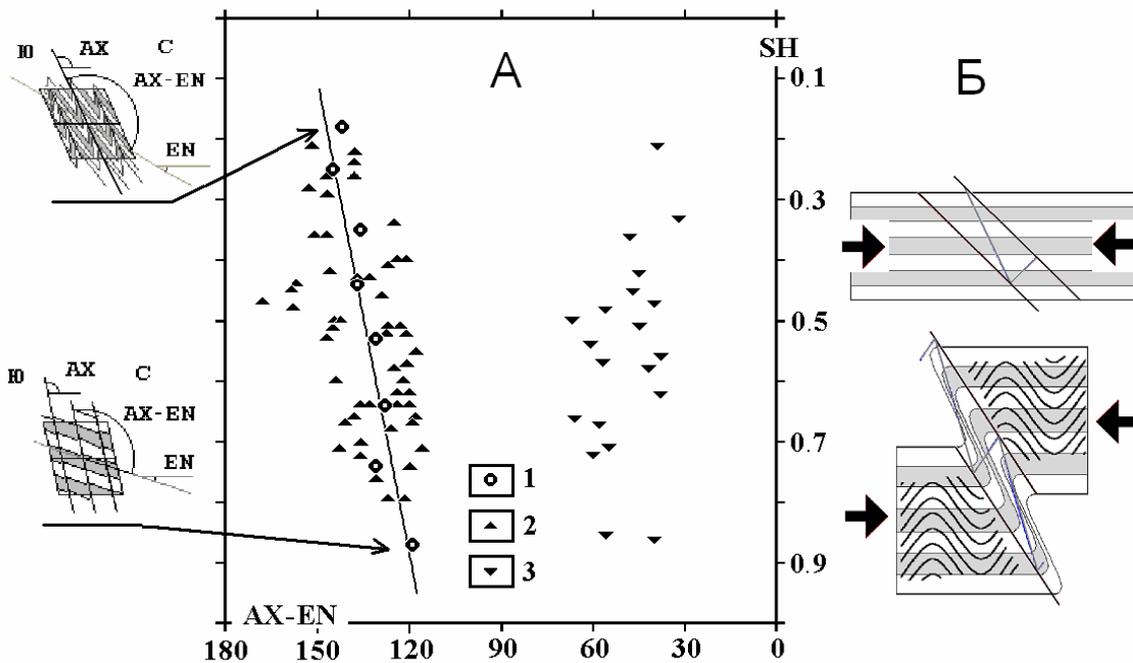
1 – палеозойские метаморфические породы фундамента; 2 – отложения средней юры, терригенные флишеидные сланцы и песчаники; 3 – отложения верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, в основном терригенно-карбонатный флиш; 4 – отложения олигоцена, неогена и антропогена, моласса.

Для Северо-Западного Кавказа в 11 структурных пересечениях (рис. 19) были сделаны замеры геометрии доменов: наклон осевых плоскостей (AX), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). На диаграмме распределения точек замеров в поле параметров AX / EN было замечено (рис. 20), что третья величина SH явно возрастает с ростом угла между осевой плоскостью и зеркалом складчатости [Яковлев, 2003]. После ряда операций была построена диаграмма (рис. 21),



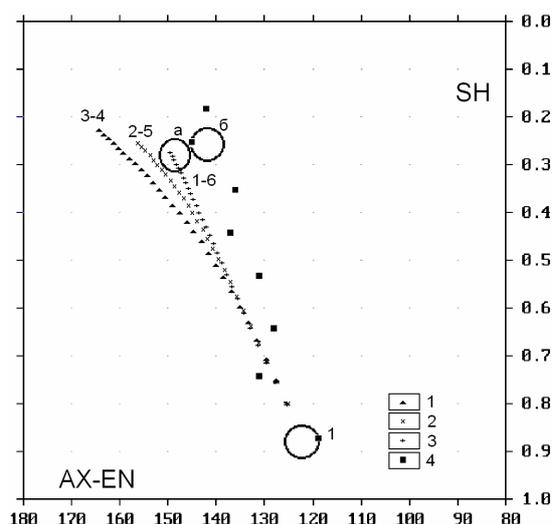
**Рис. 20.** Распределение замеров геометрии доменов для складчатой структуры Северо-Западного Кавказа для диаграммы распределения «наклон зеркала складок / наклон осевых поверхностей» [Яковлев, 2008б]. Для точек «приразломной складчатости» (условные знаки 1 и 3, расположенные в секторах Д-О-Е и Ж-О-З) наблюдается возрастание величины укорочения к линиям Д-Е и Ж-З. Слева показаны домены с морфологией, соответствующей параметрам точек на диаграмме (стрелки), север справа.

1 – приразломная складчатость, вергенция на юг; 2 – приразломная складчатость, вергенция на север; 3 – совокупность доменов с «основными» механизмами.



**Рис. 21.** А – диаграмма распределения природных параметров SH и AX-EN (вдоль линии В-Г, рис. 20); Б – общая схема эволюции структур – простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с горизонтальным сплющиванием [Яковлев, 2008б].

1 – точки осреднения для значений SH (с шагом 0.1, начиная с 0.9); 2 – точки с южной вергенцией; 3 – точки с северной вергенцией.



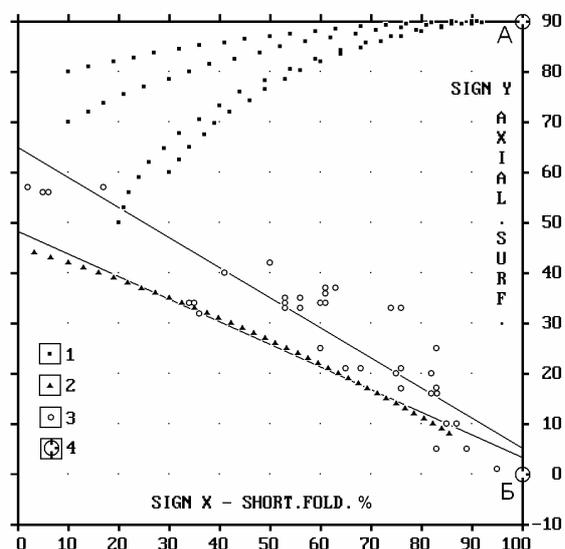
**Рис. 22.** Сопоставление модельных трендов эволюции геометрии складчатых доменов с природными структурами «угол AX–EN / укорочение SH» [Яковлев, 2008б]. Вариант начального наклона зоны 45°. Кружки показывают: **1** – начальная позиция модели и природных доменов; **а** – лучшая модельная; **б** – наиболее развитая природная позиция домена.

**1** – точки с вариантом инкрементов укорочения 3% и сдвиг 4°; **2** – 2% и 5°; **3** – 1% и 6°; **4** – точки осреднения для природных структур.

показывающая обнаруженный деформационный процесс в параметрах SH/(AX – EN). Было сделано предположение, что этот процесс может быть описан как пластическое простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с общим горизонтальным укорочением. Перебор параметров модели (варианты 20° и 45°) показал, что первоначальный наклон плоскости в 45°, и комбинация инкрементов механизмов *простой сдвиг* 6° и *сплющивание* 1% дают сопоставимую с природной эволюцию геометрии структуры (рис. 22). Эти данные говорят в пользу отсутствия явления срыва всего чехла вдоль поверхности чехол/фундамент или вдоль основных литологических горизонтов.

Анализ распределения доменов «вязкого скола» по структуре Северо-Западного Кавказа выявил вполне определенную связь с геометрией крупных пликтивных и разрывных структур. Необходимо отметить, что выявленные реально существующие зоны «наклонного вязкого скола» не могут быть зафиксированы методами картирования или в процессе составления структурных разрезов.

В пределах Воронцовского покрова на Северо-Западном Кавказе [Яковлев и др., 2008] были изучены складки, наблюдавшиеся в подземной выработке в зоне подошвы покрова. Были замерены углы наклона осевых поверхностей (AX) и величины укорочения складок в направлении перпендикуляра к осевой плоскости (SH). Для выявления генезиса складок и всего покрова были выдвинуты две гипотезы – боковое давление (соскладчатое горизонтальное укорочение) и горизонтальное простое сдвигание (гравитационное соскальзывание). Для этих моделей были рассчитаны тренды изменения параметров AX / SH, которые оказались практически перпендикулярны друг другу. Совокупность точек замеров параметров природных складок совпала с моделью горизонтального сдвигания (рис. 23). Тем самым была установлена гравитационная природа Воронцовского покрова. Проведенное исследование напряженного состояния показало его возможное соответствие обеим схемам, поэтому решение проблемы не могло быть найдено с помощью этого метода. В этом смысле анализ деформаций оказался существенно более эффективным.



**Рис. 23.** Сравнение трендов моделей латерального укорочения и горизонтального сдвигания с замерами природных складок [Яковлев и др., 2008]. Используется диаграмма рассеяния. Показаны две линии регрессии для совокупностей точек 1) модели горизонтального сдвигания и 2) природных складок.

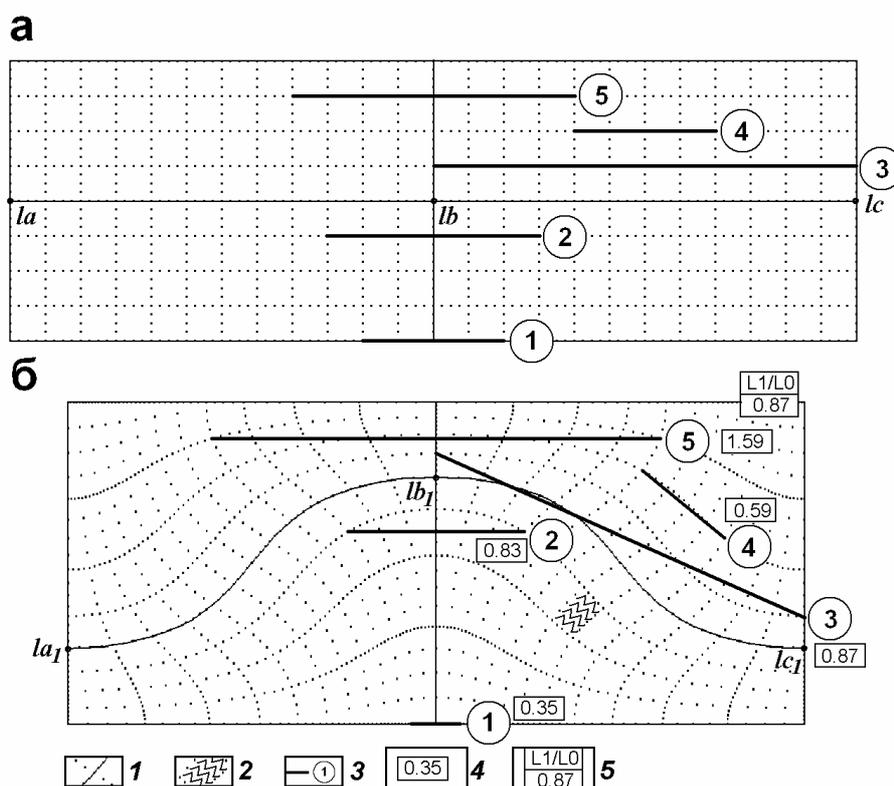
**1** – модель горизонтального укорочения, **2** – модель горизонтального сдвигания, **3** – замеры природных складок, **4** – аттракторы, **А** – для модели горизонтального сокращения, **Б** – для модели горизонтального простого сдвигания.

### **Механизмы формирования складчатых структур на уровне осадочного чехла (уровни 4 и 5).**

Как было показано выше, механизм формирования отдельных складок «задается» (диктуется) системой таких механизмов, которые корректны с точки зрения их описания в терминах механики. В этом случае конкретные соотношения этих механизмов и их величины (степень развития механизмов) определяют форму складки. Другая ситуация существует для больших многослойных структур. К сожалению, для структур линейной складчатости внутренних частей складчатых сооружений (а это и есть многослойные структуры) не существует теоретической модели из области механики, которая полностью их описывает. В то же время для описания структур, охватывающих весь осадочный чехол, выдвинут целый ряд механизмов, частично численных, но по большей части – умозрительных (то есть таких, в которых дается только словесное описание условий формирования структур). Как правило, эти механизмы подтверждаются экспериментами на аналоговых материалах или являются общепризнанными. Нередки случаи, когда для одной и той же структуры разными исследователями выдвигаются несколько механизмов. При этом, разумеется, возникает проблема поиска корректной модели. Другими словами, надо определить, какая модель из круга возможных является наиболее вероятной и какова степень развития этого процесса в природной структуре. Если же ни одна из имеющихся моделей не описывает процесс сколько-нибудь хорошо, то надо определить, по каким признакам существующие модели не подходят и, соответственно, какими свойствами должна обладать модель, которую еще только предстоит создать.

Для того, что различать структуры такого иерархического уровня, необходимо решить проблему их описания в терминах физики (механики). Прежде всего, необходимо определиться с тем, что является предметом описания, т.е. как определить границы объекта. Основная черта таких структур – сочетание антиклинальных и синклиналиных изгибов масштаба от отдельных складок (первые метры) до локальных синклинориев и антиклинориев. Очевидно также, что все структуры сформировались в условиях общего и локального укорочения, которые могут быть не одинаковыми. Кроме того, нельзя исключать возможность вертикальных смещений по разломам. Налицо сложное сочетание объектов, которые могут формироваться механизмами разного масштаба под воздействием как внешних горизонтальных и вертикальных сил, так и сил внутренних (массовых). Сначала определим, какого объема объект внутри смятого в складки чехла может быть показателем горизонтального сокращения. Для этого используем модель квазиизгиба, в основе которой лежит адвективная модель М.А. Гончарова [1979], искаженная последующим горизонтальным укорочением [Яковлев, 2003]. Для этой адвективной модели выделяется ячейка со свободными горизонтальными и вертикальными границами, заполненная горизонтальными (слои) и вертикальными отрезками. Система уравнений описывает смещение точек вокруг центра ячейки, которое имитирует процесс всплывания и погружения пород всего осадочного чехла, а перемещение точек относительно друг друга позволяет вычислить возникающие при этом деформации. В квазиизгибной модели общее укорочение задается каждый раз таким образом, чтобы слой, проходящий через центр ячейки в процессе всплывания и укорочения, не менял в целом своей длины. Если мы зададим в исходном состоянии модели ряд отрезков (структурных пересечений) разной длины и находящихся на разной глубине и в разных частях ячейки, то для каждой стадии мы будем иметь картину дисгармонического характера деформаций (рис. 24): большинство отрезков испытают укорочение, отличное от реально существующего. Как видно из рисунка, только отрезок, опирающийся своими концами на границы ячейки (ядро всплывания и ядро погружения), имеет укорочение, величина которого совпадает с реальной. Таким образом, минимальная структура, имеющая точное «тектоническое» укорочение, является структурной ячейкой (уровень 5 иерархической системы объектов), которая имеет доскладчатую ширину примерно равную (или несколько большую) начальной мощности всего чехла. Это означает, что для анализа среднемасштабных механизмов, действующих в пределах уровней 5 «структурная ячейка» и крупнее, необходимо иметь замеры нескольких доменов на одну структурную ячейку, и каждая тектоническая зона должна быть охарактеризована несколькими структурными ячейками. Практически это означает, что для выявления тренда природного механизма в тектонической зоне нужна совокупность замеров доменов в нескольких структурных пересечениях через всю тектоническую зону.

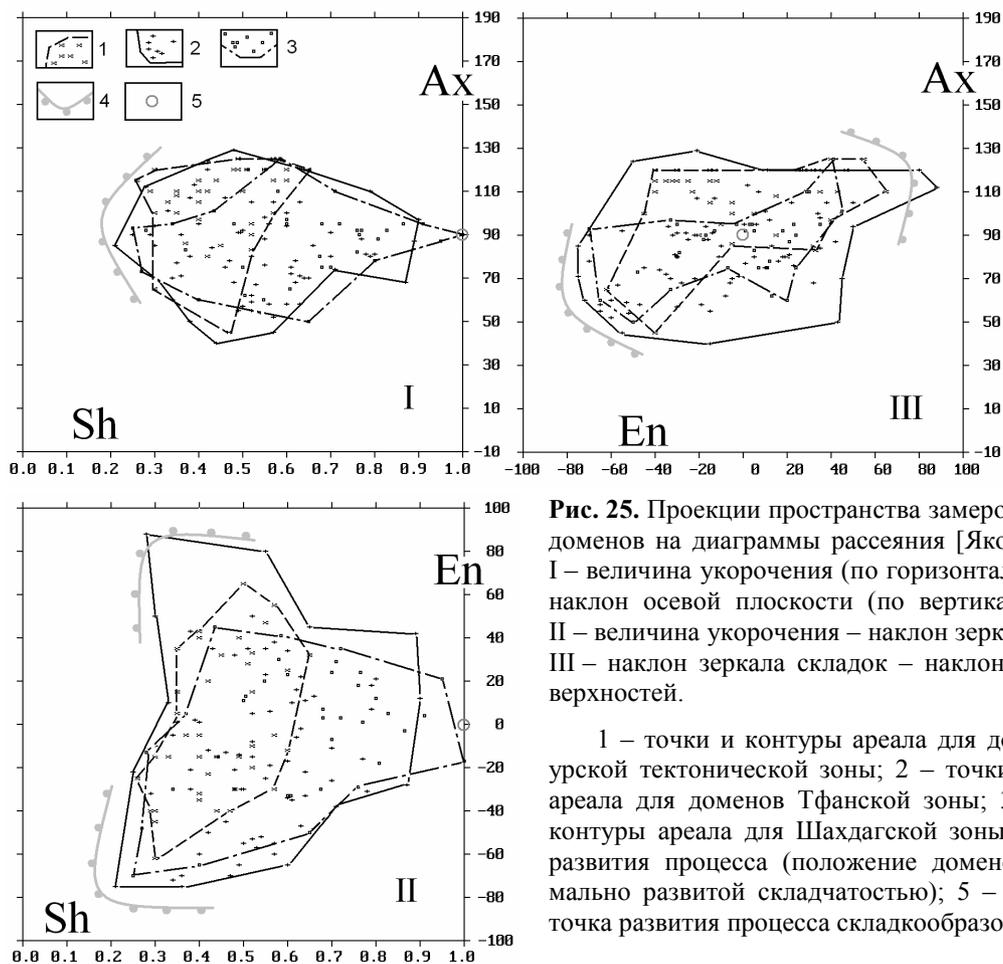
Для выявления среднемасштабных механизмов были изучены три тектонических зоны Большого Кавказа: Шахдагская, Тфанская и Чиаурская. Все зоны характеризуются флишоидным и флишевым типом осадков в целом терригенного (нижняя и средняя юра) и терригенно-карбонатного (верхняя юра – низы палеогена) облика общей мощностью от 5-7 км до 12-15 км. Не останавливаясь на литологической характеристике осадочного чехла, правильно будет упомянуть только, что основная складчатость в Шахдагской зоне имела место перед поздней юрой, после чего там накапливались субплатформенные и рифовые карбонатные фации верхней юры, мела и низов палеогена относитель-



**Рис. 24.** Структурная ячейка как минимальная структура, укорочение которой совпадает с тектонически обусловленным горизонтальным укорочением осадочного чехла (по [Яковлев, 2008 а] с изменениями). «а» – две смежные ячейки в начальном состоянии. «б» – Те же две ячейки после действия квазиизгиба (комбинации *адвекции* и *сплющивания*). Показана неоднородность деформации горизонтального сокращения для разных структур в пределах ячеек: только для отрезка № 3 сокращение совпадает с общим укорочением.

1 – первоначальная сетка и ее искажение, сплошная линия  $la - lb - lc$  сохранила свою длину, 2 – символическое изображение складок в пределах условного домена, 3 – отрезок и его номер, 4 – величина горизонтального укорочения для отрезка, 5 – величина общего укорочения для ячеек.

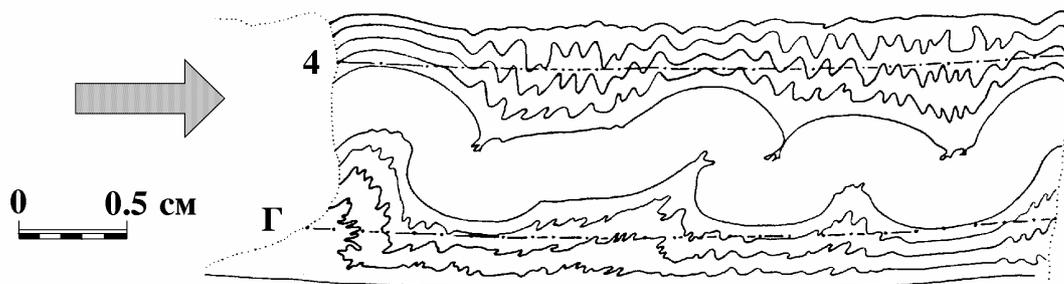
но небольшой мощности, которые затем участвовали в слабопроявленной преолигоценной складчатости. Остальные две тектонические зоны имели в целом сквозное осадконакопление в течении юры, мела и палеоцена-эоцена, а перед олигоценом испытали основную складчатость с укорочением 40-50%. Для измерения геометрии доменов были использованы составленные Е.А. Рогожиным при участии автора 7 структурных пересечений через Тфанскую зону, 2 – через Шахдагскую зону [Рогожин, Яковлев, 1983] и 3 собственных через Чиаурскую зону [Яковлев, 1978]. Во всех доменах были сделаны замеры трех основных структурных параметров: наклон осевых плоскостей (AX), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). Фактически они представляют собой совокупность точек в трехмерном пространстве AX / EN / SH. При этом точка с координатами SH = 1.0, AX = 90°, EN = 0° является «стартовой» для любого процесса, поскольку это горизонтальная недеформированная слоистость. Для представления трехмерного пространства на плоскости используются три проекции этого пространства AX / EN; AX / SH и EN / SH (рис. 25). На этих проекциях замеры геометрии доменов разных зон показаны каждый своим значком, поэтому можно легко увидеть качественные отличия и сходство геометрии этих трех тектонических зон. В целом можно сказать, что наиболее развитая складчатость во всех трех тектонических зонах имеет схожую морфологию (сравните их положение рядом с «фронтом» развития процесса, знак 4, рис. 25). Отличие заключается в том, что в целом наименее развитая структура Шахдагской зоны характеризуется наличием доменов, ближе всего расположенных к стартовой точке, а наименее развитые домены Чиаурской зоны отстоят от стартовой точки дальше всего (проекция AX / SH и EN / SH, рис. 25). Наблюдается также преобладание южной вергентности в Чиаурской зоне и северной – в Шахдагской, а центральная Тфанская зона имеет дивергентную структуру (проекция AX / EN, рис. 25). Таким образом, замеры кинематических (деформационных) параметров доменов, охватывающих всю структуру, позволяют находить статистически корректную характеристику складчатости, причем легко выделяются на детальном уровне как черты сходства для разных природных структур, так и их отличия.



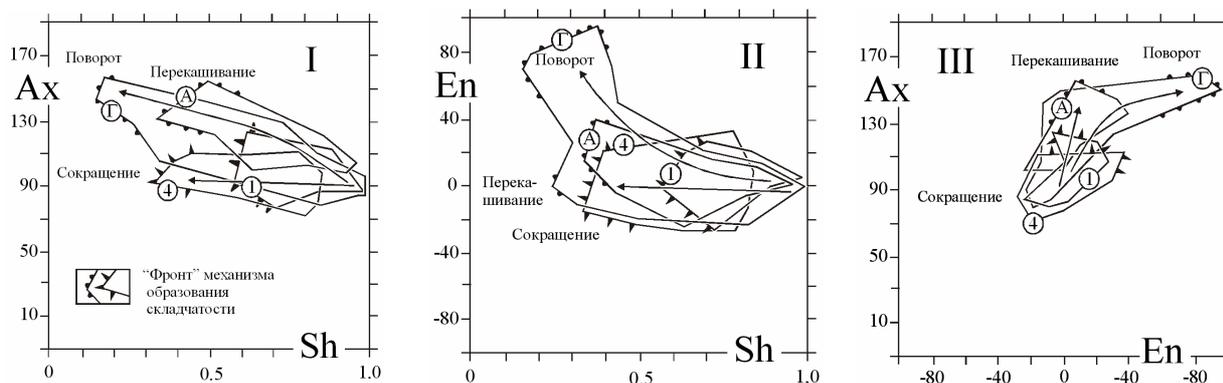
**Рис. 25.** Проекция пространства замеров геометрии доменов на диаграммы рассеяния [Яковлев, 1997]. I – величина укорочения (по горизонтальной оси) – наклон осевой плоскости (по вертикальной оси); II – величина укорочения – наклон зеркала складок; III – наклон зеркала складок – наклон осевых поверхностей.

1 – точки и контуры ареала для доменов Чиаурской тектонической зоны; 2 – точки и контуры ареала для доменов Тфанской зоны; 3 – точки и контуры ареала для Шахдагской зоны; 4 – фронт развития процесса (положение доменов с максимально развитой складчатостью); 5 – «стартовая» точка развития процесса складкообразования.

Рассмотрим, как могут быть изучены аналоговые и вычислительные эксперименты, моделирующие некоторые механизмы среднего масштабного уровня. Удобнее всего это показать на аналоговых опытах Дж. Диксона [Dixon, Tiptul, 1991]. Эксперимент осуществлялся в центрифуге, слоистая модель была зажата между стенкой и подвижным штампом. За штамп наливалась порция тяжелой жидкости, которая при центрифугировании обеспечивала горизонтальное перемещение штампа (рис. 26). Такое перемещение моделировало горизонтальное боковое давление. После каждой итерации производилось фотографирование. Таким образом, модель представлена четырьмя стадиями, по которым можно проследить изменения геометрических свойств структуры. Для измерений были выбраны два структурных профиля (в верхней части и в нижней части модели), каждый профиль был разделен на 26 доменов. На диаграммах (рис. 27) верхний профиль показывает механизм *сокращения* и имеет постоянное увеличение размера укорочения складок в доменах при субгоризонтальном зеркале и субвертикальных осевых поверхностях. Нижний профиль показывает общее *горизонтальное перекашивание* и появление вергентности, а рядом со штампом появляются домены, образованные в результате локального вращения (*поворота*, продольного изгиба).



**Рис. 26.** Пример использованных материалов аналогового моделирования линейной складчатости [Яковлев, 1997]. Зарисовка по фотографии из [Dixon, Tiptul, 1991]. Модель (F-14-VI), стадия 4 (Г). Показано положение перемещавшегося штампа (стрелка), положения двух замеренных профилей: верхнего (4), состоявшего из 25 доменов, и нижнего (Г), состоявшего из 26 доменов.

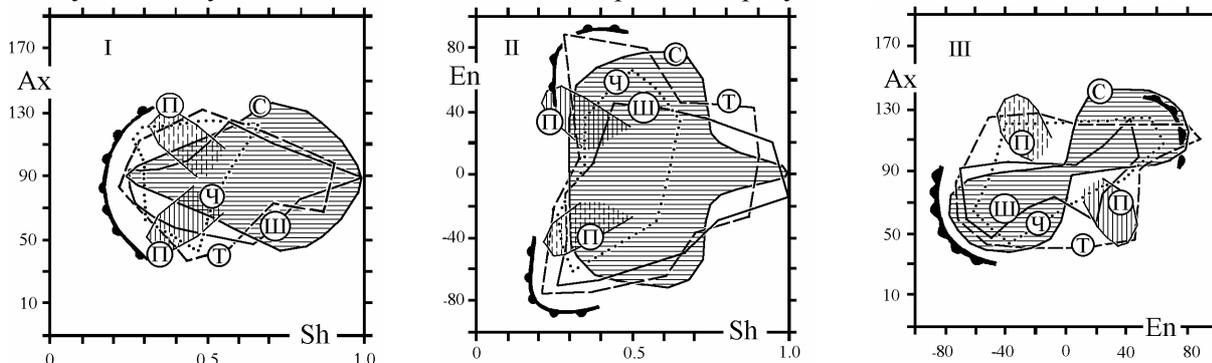


**Рис. 27.** Диаграммы рассеяния, на которых показано развитие механизмов *сокращения, перекашивания и поворота* на основе изучения моделей Диксона. По материалам [Яковлев, 1997].

Этим методом были исследованы несколько других серий аналоговых экспериментов [Гончаров, 1988; Гутерман, 1987; Ларин, 1980], в результате чего были охарактеризованы [Яковлев, 1997; Яковлев, 2001] следующие механизмы: *горизонтальное перекашивание, горизонтальное боковое давление (сплющивание), принадвиговый* («наклонный вязкий скол»), *гравитационного оползания* (частично), *сокращения основания осадочного слоя и адвекция*.

Как пример исследования вычислительной модели покажем результаты анализа модели чистой адвекции и модели «адвекция плюс общее однородное укорочение». Для вычислений были использованы уравнения адвективной модели М.А. Гончарова [1979]. Ареал чисто адвективной модели занимал основную диагональ на диаграмме AX/EN (при которой угол AX-EN примерно составляет 90°). Длинная ось ареала модели «адвекция плюс укорочение», имеющей специально подобранные параметры амплитуды адвекции и величины общего укорочения, на этой же диаграмме имеет среднюю позицию между главной диагональю и горизонтальной осью (субвертикальным наклоном осевых поверхностей). Параметры нескольких теоретических пересечений для модели «адвекция плюс укорочение» были подобраны таким образом, чтобы они были наиболее близки к контурам ареалов природных структур (рис. 28). На этих же диаграммах нанесены контуры ареалов локального *принадвигового* механизма, которые примерно перекрывают те пространства природных ареалов, которые оставались незакрытыми среднемасштабной моделью «адвекция плюс укорочение». Таким образом, в самом первом приближении комбинация этих двух механизмов, среднемасштабного и локального, может объяснить геометрию природных структур.

Таким образом, изучение совокупностей геометрических (кинематических и деформационных) параметров доменов как в природных объектах, так и в экспериментальных позволяет выявлять деформационные тренды, характерные для разных среднемасштабных механизмов, действующих в масштабах всего осадочного чехла. Показанная выше возможность полуколичественного исследования деформационных состояний объектов предъявляет более серьезные требования к точности аналоговых экспериментов. В связи с этим в будущем можно будет вернуться к моделированию этих структур, используя по возможности более совершенную и точную технику в комбинации с детальной обработкой результатов.



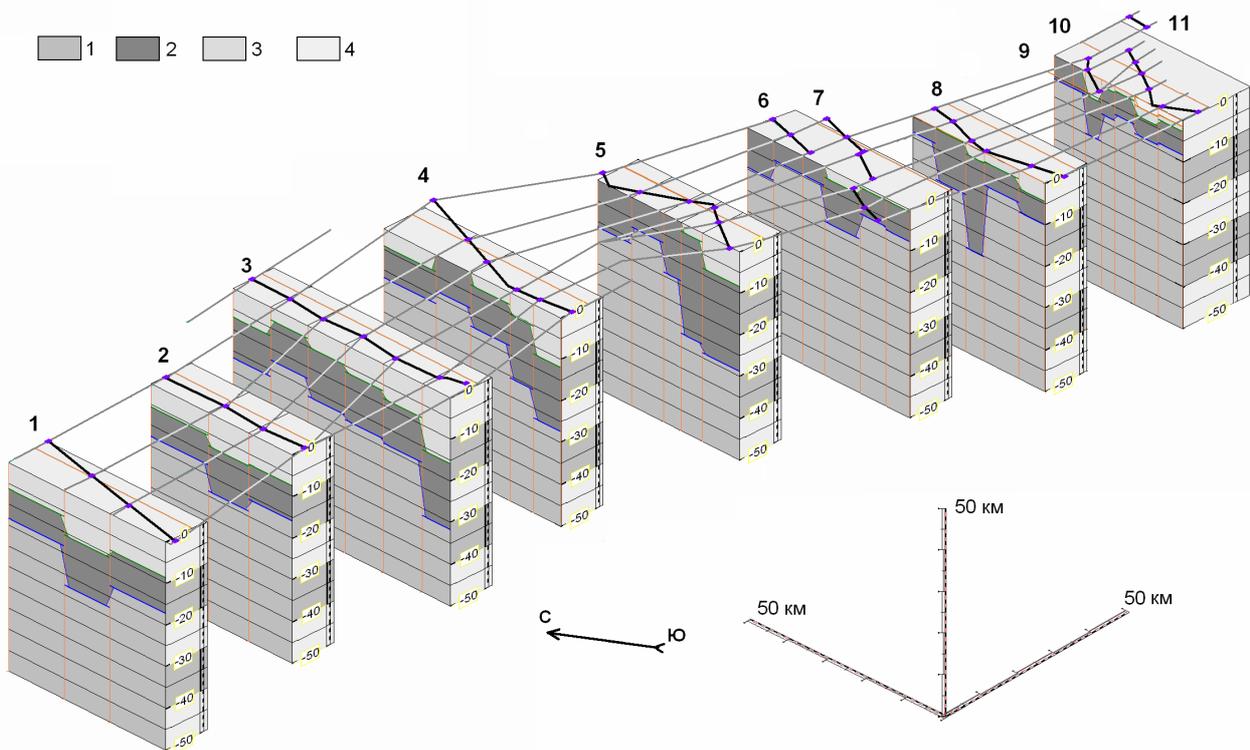
**Рис. 28.** Диаграммы рассеяния, на которых сравниваются природные структуры (Большой Кавказ) с моделями *синтетической* (С), показанной горизонтальной штриховкой, и *принадвиговой* (II) складчатости, показанной вертикальными штриховками двух типов. Три контура соответствуют трем тектоническим зонам: (Ш) – Шахдагская зона, непрерывная линия контура, (Т) – Тфанская зона, линия из штрихов, (Ч) – Чиаурская зона, линия из точек. По материалам [Яковлев, 1997].

**Механизмы формирования складчатых структур в масштабе литосферы (уровень 6 – мегантиклинорий).** В предыдущем абзаце были рассмотрены методы исследования механизмов, действующих внутри слоистого чехла, которые возникают в результате внешних воздействий и внутренних сил. Однако существует ряд механизмов, именно внешних по отношению к чехлу, наличие которых можно установить, если проследить характер деформирования границы чехол/фундамент. Например, механизм А-субдукции, или похожие, действие которых как основного для Большого Кавказа предполагается целым рядом авторов ([Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977; Гушин и др., 1996; Дотдугев, 1986; Маринин, Расцветаев, 2008; Robinson et. al., 1996]). Заметим, что прослеживание геометрии границы чехол/фундамент тесно связано также с проблемой дорисовки структуры вверх и вниз на несколько километров от линии разреза, проходящего вдоль склонов долин рек. Проблема состоит в том, что параллельные складки априори вниз по разрезу быстро вырождаются в надвиги и поверхность детачмента, а подобные складки в принципе могут распространяться бесконечно вниз и вверх. Понятно, что, как правило, существуют некоторые промежуточные варианты, но нет надежных методов их подбора. В конечном счете, именно на такие задачи в середине прошлого века и были нацелены первые работы по выявлению механизмов формирования складчатых структур и определению величины деформаций.

Показанный выше метод восстановления доскладчатого состояния профиля по геометрии складчатых доменов может быть использован для определения глубины залегания границы чехол/фундамент. Для этого в профиле выделяются структурные ячейки, и для них по материалам восстановления профиля определяется величина сокращения. Для каждого домена по литературным данным и путем измерения на профиле находятся мощности каждого стратиграфического горизонта. В соответствии с этими данными вычисляется исходная мощность всего осадочного чехла для доменов и средняя мощность чехла для ячейки. С учетом найденной выше величины сокращения определяется новая мощность чехла, возникшая после складкообразования. Одновременно определяется вертикальное постскладчатое положение тех осадков, которые выходят на дневную поверхность на линии современного профиля (их глубина от «0» или от кровли всего чехла). Эта глубина с поправкой на высоту рельефа является той амплитудой поднятия фундамента (или колонной размывных осадков в пределах ячейки), на которую корректируется глубина постскладчатого фундамента [Яковлев, 2008 б]. Важный для проблемы, обсуждаемой в данной части статьи результат заключается в том, что глубина современного залегания кровли фундамента для Северо-Западного Кавказа, полученная в 42-х структурных ячейках, имеет такой характер своего рельефа, который практически исключает возможность пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ (рис. 29).

Было также проведено сравнение полученных результатов для района Туапсе с геофизическими материалами [Шемпелев и др., 2001] и с «концептуальным пересечением» [Robinson et. al., 1996]. Оно показало, что геофизическая и наша структурно-тектоническая модели похожи и имеют в целом глубины залегания фундамента с севера на юг от 7 до 30 км. Поскольку «концептуальный» профиль, соответствующий модели пододвигания, имеет субгоризонтальный фундамент и основной детачмент на глубинах 5-10 км, то это вызывает большие сомнения в его достоверности.

Важным примером использования результатов реконструкции современной структуры поверхности чехол/фундамент для проверки общепринятых концепций является анализ структуры и перемещений блоков коры в зоне перехода хинтерланд/форланд (Большой Кавказ/Закавказский массив) в районе г. Цхинвали [Яковлев, 2006 б]. Здесь по Рача-Лечхумскому глубинному разлому в устье р. Кешельта контактируют верхнемеловые флишевые карбонатные толщи северного блока разлома с палеогеновыми и среднеюрскими породами южного блока. Общая мощность мезо-кайнозойских осадков в южном блоке, принадлежащему Закавказскому массиву, составляет около 5-7 км, причем верхнеюрские, меловые и палеогеновые параплатформенные осадки имеют небольшую мощность и относительно слабые деформации. Общая мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла Чиаурской зоны в северном блоке составляет около 10-15 км. Это означает, что для накопления осадков во флишевом бассейне Большого Кавказа кровля фундамента должна была опуститься относительно той же поверхности в Закавказском массиве на 5-7 км, т.е. Рача-Лечхумский разлом, поверхность которого круто падает на север, имел сбросовую составляющую. Общее укорочение флишевого бассейна в результате преолигоценной складчатости составило около 50%, что должно было привести к увеличению высоты колонны осадков до 20-25 км. Для четырех структурных ячеек вдоль структурного разреза по р. Кешельта – р. Гинат были определены величины укорочения, что позволило построить наиболее общий рельеф раздела чехол/фундамент (рис. 30) с учетом предположений об определенных мощностях отложений средней и нижней юры, не выходящих на поверхность в Чиаурской зоне. Как видно из рисунка, существующая на дневной поверхности структура может существовать

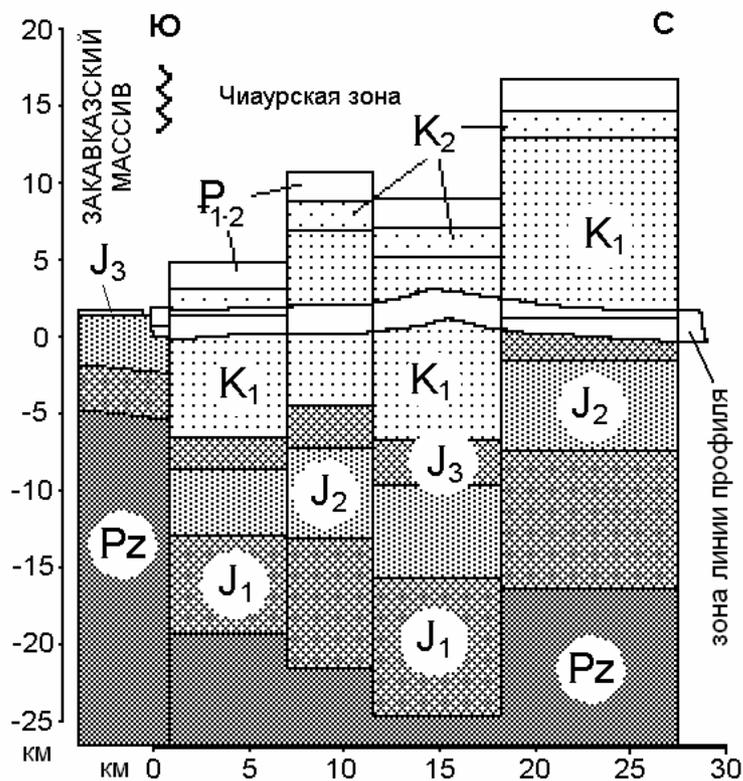


**Рис. 29.** Трехмерная модель осадочного чехла Северо-Западного Кавказа, третья стадия, современная структура, разный тон заливки соответствует фундаменту, юрским отложениям, меловым и палеогеновым. Использованы значения глубин для реперных уровней (J/Pz, K/J, Pg/K) в структурных ячейках.

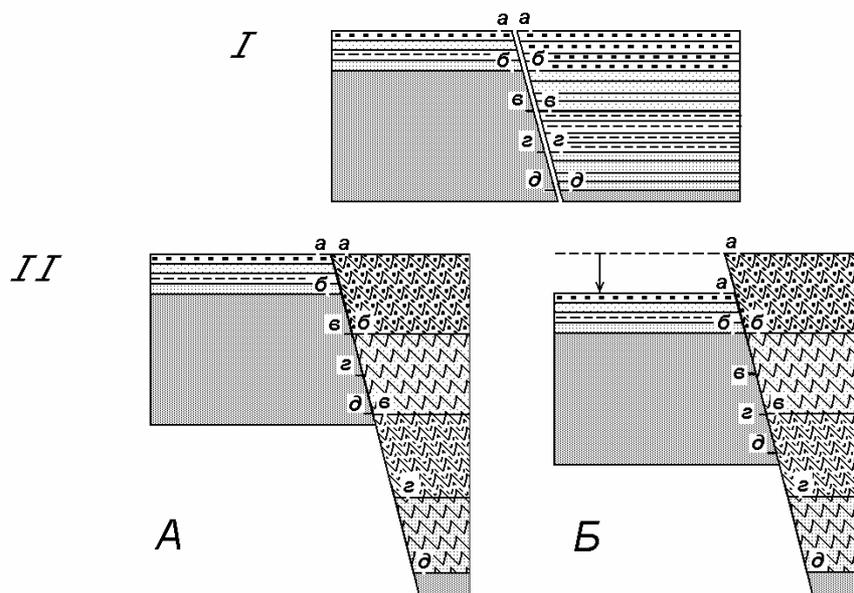
Для разрезов: 1 – фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения, 4 – палеогеновые отложения.

только при сбросовой компоненте разлома с амплитудой 12-15 км по поверхности чехол/фундамент. Такая схема не отрицает возможности существования надвигов со стороны складчатого сооружения [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977], перекрывающих структуры срединного массива (рис. 31). Если в пределах рассматриваемых структур были накоплены соответственно небольшие и большие мощности осадочного чехла, то, очевидно, это могло произойти только при существенном опускании блоков складчатого сооружения. Соответственно, на границе двух структур в идеале должен существовать сброс. После возникновения складчатости при общем укорочении структуры в крест простирания примерно вдвое мощность осадочного чехла должна вырасти также вдвое. Если амплитуда воздымания складчатого сооружения мала (как в обсуждаемом случае: верхний мел в устье р. Кешельта относится к верхам разреза), то надвигов почти нет, а вниз по разрезу амплитуда сброса будет быстро нарастать. Это хорошо видно по разнице в положении маркеров (от «а/а» до «д/д») на рис. 31, II А. В случае если срединный массив испытает погружение, а складчатое сооружение – поднятие, то нейтральная позиция маркеров окажется на некоторой глубине («б/б» на рис. 31, II Б). В этом случае в верхней части возникнут надвиги, а на уровне границы чехол/фундамент все равно будет существовать сброс со значительной амплитудой. Стандартная ошибка исследователей, применяющих схему покровного строения форланда для объяснения структуры хинтерланда (рис. 32) заключается в том, что локальные по сути надвиги принимаются за региональные структуры. Сравним две схемы строения обсуждаемого района. Первая построена с использованием всех структурных данных для определения величин деформаций и объема осадочных пород в ней сбалансированы (рис. 30). Вторая использует чисто теоретическую схему пододвигания срединного массива, и в ней отсутствуют элементы балансирования разреза и не используются детальные структурные данные для определения величины деформаций (рис. 32). Совершенно очевидно, что результаты построения сбалансированной структуры отрицают в принципе возможность использования схемы пододвигания («thick-skinned tectonics»), поскольку граничный разлом имеет характер крупноамплитудного сброса по уровню поверхности кровли фундамента.

Эти данные показывают, что фундамент внутренних частей складчатых сооружений испытывает то же самое укорочение, что и осадочный чехол над ним. Тем самым совершенно исключается возможность срыва по кровле фундамента (нет разницы в начальной и конечной длинах двух частей структуры). Важно также, что фундамент ведет себя «пластично», а не жестко, как на платформах

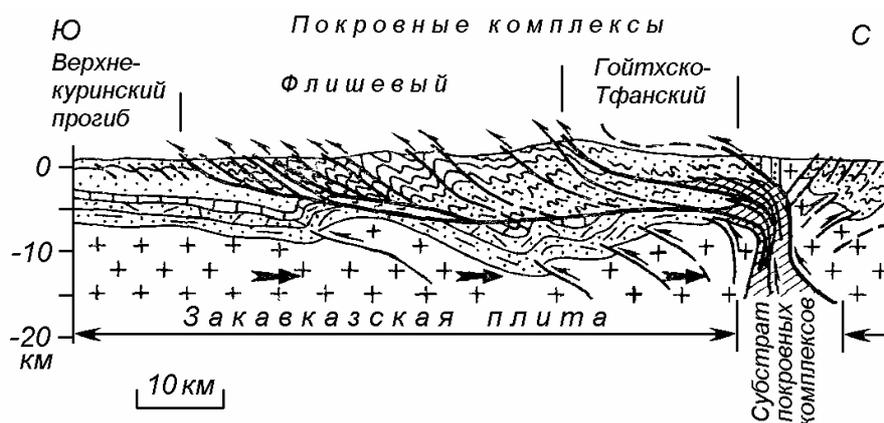


**Рис. 30.** Структура основных стратиграфических границ Чиаурской зоны для четырех структурных ячеек (профиль р. Кешельта – р. Гинат) и смежной структуры Закавказского массива (по: [Яковлев, 2006 б]). Хорошо видна амплитуда сброса по Рача-Лечхумскому разлому.



**Рис. 31.** Принципиальная схема соотношения структуры предгорного прогиба (слева, стабильный блок) и внутренней части складчатой системы (справа, складчатый блок). По [Яковлев, 2008 в] с изменениями.

**I** – доскладчатая структура обеспечивается разной амплитудой опускания и мощностью осадков (показаны разным крапом четыре условных толщи и фундамент). Структура возникает при условии сброса по граничному разлому. Показаны реперные уровни от **а-а** до **д-д**, которые используются для определения смещений на стадии образования складчатости. **II** – структура после возникновения складчатости: амплитуда сброса нарастает с глубиной. **II А** – в условиях высокого положения стабильного блока, реперный уровень **а-а** не имеет смещения, амплитуда сброса нарастает с глубиной (репер **д-д**). **II Б** – в условиях погружения положения стабильного блока, реперный уровень **б-б** не имеет смещения, в верхней части структуры имеет место надвиг (репер **а-а**), обычно ошибочно принимаемый за структуру регионального масштаба, а ниже уровня **б-б** амплитуда сброса с глубиной нарастает (репер **д-д**).



**Рис. 32.** «Концептуальный» профиль (по: [Дотдугев, 1986], с изменениями), показывающий пододвигание Закавказской плиты под Большой Кавказ как основную причину возникновения его структуры. Основная пологая поверхность надвигания показана на глубине 5-7 км. Профиль нарисован без соблюдения постоянства объема осадочного чехла (структура не сбалансирована по объемам осадков).

или в срединном массиве. Таким образом, основные существующие гипотезы строения Большого Кавказа, уже упомянутые выше, и использующие элементы пододвигания жестких блоков под зоны складчатости в качестве основной причины формирования всей структуры [Дотдугев, 1986; Гуцин и др., 1996; Robinson et. al., 1996; Маринин, Расцветаев, 2008] не могут приняты по двум причинам: 1) не существует поверхности срыва и крупных смещений на границе чехол/фундамент во внутренних частях альпийского сооружения Большого Кавказа; 2) поверхность раздела чехол/фундамент имеет сложный рельеф с большим размахом глубин и залегает на заметно больших глубинах, чем 5-10 км, декларируемых в указанных моделях.

Полученные выводы касаются в первую очередь структуры и схем строения Большого Кавказа. Однако соседство смятого в складки осадочного чехла большой мощности со стабильными блоками, имеющими маломощный чехол является обычным для большинства складчатых сооружений. Возможно, что схемы строения части из них могут быть пересмотрены в соответствии с найденными данными.

Представленные выше методы исследования не носят характера принципиального отрицания возможностей существования пологих надвигов внутри структур линейной складчатости. В.Н. Войтенко [Voitenko et. al., 2008] провел реконструкцию доскладчатой структуры Таласского Алатау, используя представленный выше метод балансирования по геометрии доменов. Слабо метаморфизованные рифейские и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы в целом флишеидного облика смяты в крупные и мелкие складки, местами нарушенные существенными по амплитуде надвигами. Современная видимая ширина структур составляет около 25-30 км, а реконструированная доскладчатая ширина структуры в трех реконструированных профилях – 90-95 км, с учетом сбросов, надвигов и складок. Структура имеет заметный наклон шарниров с запада на восток. В западной, наиболее глубокой изученной части структуры, надвиги и сбросы не играют заметной роли, а в центральной и восточной фиксируются значительные, до 8 км амплитуды по Центрально-Таласскому надвигу. Из полученных материалов был сделан вывод о том, что в более поверхностной части структуры укорочение реализовывалось частично по надвигам (хрупкая деформация), в то время как в глубокой части – главным образом складками (пластическая деформация). В связи с этим можно говорить о том, что надвиги в структурах хинтерланда могут затухать на глубине и, опять-таки, использование тектонотипа структур форланда (см.: [Abada et. al., 2003]) для интерпретации этой структуры может быть ошибочным.

Полученные данные о ряде параметров сорока двух структурных ячеек были использованы для анализа связей «накопленные мощности осадков» – «величина укорочения» – «амплитуды орогенного поднятия», который выявил ряд важных закономерностей [Яковлев, 2008г]. Полученные амплитуды поднятия для Северо-Западного Кавказа существенно превышают общепринятые цифры, полученные геоморфологическими методами, что ставит ряд важных вопросов по возрасту и истории формирования рельефа.

Возвращаясь к описанию структуры перехода форланд/хинтерланд необходимо отметить один существенный парадокс. Совершенно обычны представления, что соскладчатое укорочение структуры связано с усилиями сжатия, приложенными к границам структуры. Сжатие должно вызывать возникновение надвигов. Однако в приведенной схеме парадоксальным образом развивается существенный сброс, что обычно указывает на растяжение структуры. Парадокс может быть объяснен, если поменять местами активные и пассивные объекты [Яковлев, 2006а]. Если рассмотреть перемещения объемов коры в процессе укорочения,

то будет видно, что нижние части коры (бывшая граница Мохо) могут оказаться на глубине около 100 км и могут приобрести свойства мантийных пород, т.е. уменьшат свой объем и увеличат плотность. Может оказаться вполне возможной схема, при которой наоборот, увеличение плотности пород низов коры будет являться причиной изостатического погружения блоков и их укорочения с возникновением складчатости. В этом случае не активное сближение стабильных блоков вызывает реактивное (вынужденное) погружение и складчатость, а активное погружение и складчатость пластичных блоков вызывает реактивное (вынужденное) сближение соседних стабильных блоков. На рис. 33 приведена соответствующая подробная схема, в которой соблюдены одинаковый вертикальный и горизонтальный масштабы и учитывается сохранение объемов накопленных осадков для структур Большого Кавказа [Яковлев, 2008 в]. Заметим, что известный геологический факт отсутствия горообразования в момент складчатости не объясняется схемой активного сжатия, но является естественным для предлагаемой гипотезы. На рубеже эоцена и олигоцена с этих позиций возникло уплотнение низов коры, ее погружение и укорочение, что вызвало общее погружение региона и накопление олигоценовой молассы (майкопская серия). И только позже, в результате того, что часть погружившихся пород вернула себе свойства коры, регион стал испытывать поднятие (в сарматском времени).

К вышесказанному надо добавить два замечания. 1) Приведенная схема развития Большого Кавказа призвана дать хотя бы какое-то объяснение возникновению складчатости в условиях, когда обычный механизм сокращения пространства с помощью пододвигания (А-субдукции) не может быть принят. Поэтому предлагаемую схему следует считать сугубо гипотетической и ее детальная разработка в дальнейшем потребует еще значительных усилий. 2) В полном соответствии с иерархической системой объектов линейной складчатости при переходе на уровень крупной складчатой системы (6-й уровень, охватывающий по вертикали всю литосферу) требуется привлекать новые, петрофизические механизмы преобразования пород в низах коры и в верхней мантии. Поэтому можно считать, что на этом уровне исследования выходят за пределы чистой структурной геологии и тектонофизики и требуют привлечения знаний и методов смежных наук, как минимум – геохимии и петрологии.

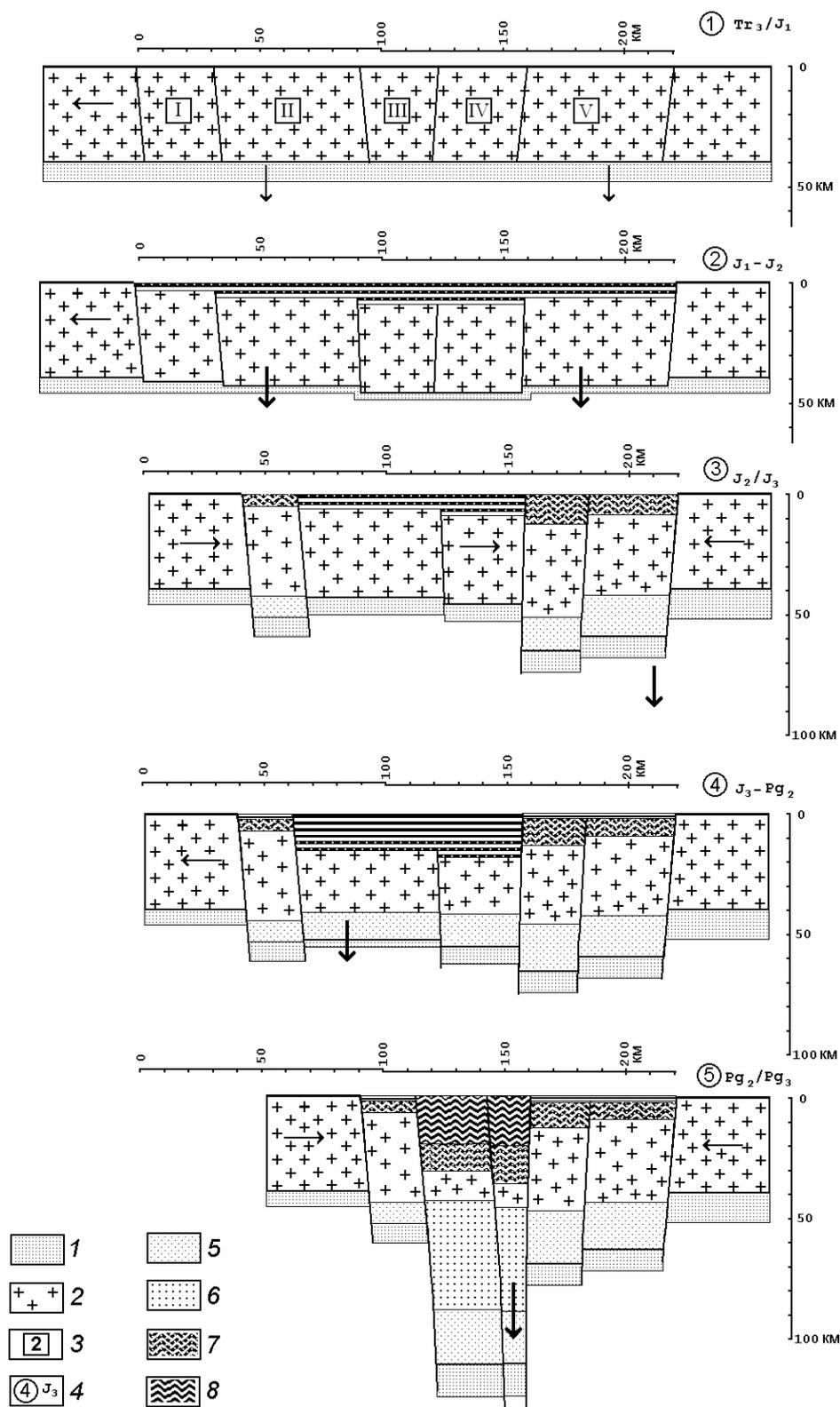
**Заключение. Примеры решения проблем региональной тектоники и геодинамики методами тектонофизического исследования складчатых структур.** Рассмотрим коротко указанные выше результаты с точки зрения того, какие именно проблемы или задачи тектоники и геодинамики были ими решены.

1. С точки зрения развития теоретической базы структурной геологии были сделаны следующие важные шаги. А) Разработано представление, что границами объектов исследования в складчатых структурах должны быть границы действия механизмов, корректно описываемых в рамках динамики или кинематики. Б) Разработана иерархия структур линейной складчатости, включающая семь уровней объектов, охватывающих разный уровень слоистости. Для большинства объектов предложены кинематические модели их формирования. В) Удалось отказаться от логики исследования «один объект – один механизм». Вместо неформализованного понятия «механизм складкообразования» предлагается использовать кинематические модели формирования структур конкретных типов, которые позволяют давать необходимое и достаточное описание параметров деформации объектов. Г) Предложенные кинематические модели формирования объектов складчатости (*многоцветный деформационный анализ структур линейной складчатости*) позволяют сравнивать между собой на количественном уровне теоретические и экспериментальные модели, тем самым выявляются ключевые параметры, отличающие друг от друга модели «эталонных» процессов. Проблема определения механизма складкообразования решается путем сравнения природных объектов по ключевым параметрам с эталонными процессами и друг с другом.

2. На уровне отдельных складок предложены две методики определения величины укорочения по геометрии: для складок единичного вязкого слоя и для складок пачек слоев. Распределение величин укорочения в природных структурах может быть использовано для тектонического районирования.

3. Исследование параметров наклона осевых плоскостей складок и величины их укорочения для Воронцовского покрова выявило большую вероятность его формирования в условиях гравитационного соскальзывания, а не бокового давления со стороны Большого Кавказа. Амплитуда смещения покрова (15 км минимум) не должна включаться в общее укорочение всей складчатой системы. Метод может использоваться для исследования покровов в других регионах.

4. Анализ распределения на диагностических диаграммах параметров геометрии складчатых доменов Северо-Западного Кавказа позволил выделить наклонные зоны вязкого простого сдвига и определить их характеристики. Эти объекты не могут быть выявлены при обычном геологическом картировании и составлении структурных пересечений.



**Рис. 33.** Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа с соблюдением объемов пород и величин деформаций [Яковлев, 2008 в]. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

1 – исходная мантия; 2 – земная кора без осадочного слоя; 3 – тектонические зоны (римские цифры в квадратах: I – Гагро-Джавская, II – Чиаурская, III – Тфанская, IV – Шахдагская, V – Известняковый Дагестан); 4 – стадии развития; 5 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период первого эпизода складчатости  $J_2/J_3$ ; 6 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период основной складчатости  $Pg_2/Pg_3$ ; 7 – отложения  $J_1$  и  $J_2$ ; 8 – отложения  $J_3$ , К,  $Pg_1$ ,  $Pg_2$ .

5. Сопоставление природных складчатых структур Большого Кавказа с имеющимися экспериментальными моделями их формирования по геометрии структурных доменов показало, что природный процесс является сложным и не сводится к какой-то одной модели. Результаты сравнения позволяют ставить задачи по совершенствованию техники моделирования таких природных объектов.

6. Получена детальная картина горизонтального тектонического укорочения для структуры Северо-Западного Кавказа на основе использования метода балансирования линейной складчатости по геометрии складчатых доменов. Теоретические модели формирования складчатости без общего уменьшения площади системы (гипотеза «адвекции») не подтвердились.

7. Разработана квази-трехмерная модель современной структуры осадочного чехла Северо-Западного Кавказа до глубин 20 – 30 км на основе деформационных параметров 42-х структурных ячеек. Полученное распределение глубин поверхности чехол/фундамент в структурных ячейках не подтверждают возможность существования поверхности общего срыва осадочного чехла по кровле фундамента. Сделан вывод, что доминирующие сейчас модели строения Большого Кавказа на основе схем «пододвигания» не отвечают реальности. Поскольку строение зон линейной складчатости Большого Кавказа не является уникальным, можно ожидать пересмотра таких схем строения и для других регионов.

8. Полученные данные о современном строении осадочного чехла в ранге структурных ячеек позволяют выдвигать новые геодинамические модели развития складчатых сооружений. Существующие взаимные связи ряда параметров предоставляют богатый материал для анализа процессов осадконакопления, складчатости и горообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд. МГУ. 1966. 348 с.
- Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра. 1985. 207 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Недра. 1976. 335 с.
- Войтенко В.Н., Худoley А.К.* Применение стрейн-анализа в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 9-27.
- Гамкрелидзе Я.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1977. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 57). 82 с.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1978. Т. 1. 487 с., Т. 2. 456 с.
- Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд. АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра. 1979. 246 с.
- Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра. 1988. 264 с.
- Григорьев А.С., Ионкин В.П.* Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3-34.
- Гутерман В.Г.* Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. Думка. 1987. 172 с.
- Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Шевченко В.И.* Строение Восточного Кавказа (Варандинско-Андийское и Сторское пересечения) Бюлл. МОИП 1996. Т. 71, вып. 2. С. 53-63.
- Дотдугев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника, 1986. № 5. С. 94-106.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра. 1980. 216 с.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 191-224.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. Пер. с англ. М.: Мир. 1992. 167 с.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В.* Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика). Учеб. Пособие. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 148 с.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л.* Тектонофизика // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
- Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И.* Уравнения состояния и особенности эволюции деформационной анизотропии слоистых массивов в процессе складкообразования (математическое моделирование) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1995. № 8. С. 13-31.

- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87-98.
- Родыгин А.И.* Методы стрейн-анализа. Томск: ТГУ. 1996. 170 с.
- Сомин М.Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т. 375, № 5. С. 662-665.
- Толстая Е.В., Ребецкий Ю.Л.* Деформации складчатых комплексов (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 420-430.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Наука. 2001. 604 с.
- Худолей А.К.* Деформационные структуры и их элементы // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 382-429.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.* Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 316-320.
- Яковлев Ф.Л.* Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 1978. Т. 53(5). С. 43-52.
- Яковлев Ф.Л.* Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука. 1981. С. 70-76.
- Яковлев Ф.Л.* Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИПа. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7-15.
- Яковлев Ф.Л.* Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.
- Яковлев Ф.Л.* Механизмы образования линейной складчатости в структурах разного ранга – модели и природные примеры // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность. Новосибирск: 2003. С. 216-220.
- Яковлев Ф.Л.* Большой Кавказ – коллизионная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004) // Бюлл. МОИПа, отд. геол., 2006 а. Т. 81, вып. 1. С. 89-90.
- Яковлев Ф.Л.* О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2006 б. С. 411-415.
- Яковлев Ф.Л.* Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады РАН. 2008 а. Т 422, № 3. С. 371–376.
- Яковлев Ф.Л.* Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008б. С. 149 – 188.
- Яковлев Ф.Л.* Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008в. т. 9, № 1. С. 56-75.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование постскладчатого горообразования — первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т.2, М.: ГЕОС, 2008г. С. 510-515.
- Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н., Худолей А.К., Маринин А.В.* О соотношении деформации сокращения в складчатом домене и в компетентном слое // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2003. Т. II. С. 325-329.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В. Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 319-333.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра. 1981. 245 с.
- Abada I., Gutierrez-Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A.* The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 103-127.
- Biot M.A.* Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. P. 1595-1620.

- Dahlstrom C.D.A.* Balanced cross sections // Canadian journal earth science. 1969. V. 6, No 4. P. 743-757.
- Dixon J.M., Tirrul R.* Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // J. Str. Geol. 1991. V. 13, No 1. P. 3-20.
- De Paor D.G.*  $R_f/\phi_f$  strain analysis using an orientation net // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10, No. 4. P. 323-333.
- Erslev E.A., Ge H.* Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press. 1990. V. 12, No 8. P. 1047-1059.
- Fry N.* Random point distribution and strain measurement in rocks // Tectonophysis. 1979. V. 60, No. 7. P. 89-105.
- Hudleston P.J., Stephansson O.* Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. V. 17, No 4. P. 299-321.
- Ramberg H.* Strain distribution and geometry of folds // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1963. No 42. P. 1-20.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press. 1983. 307 P.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308-700.
- Robinson A.G., Rudat J. H., Banks C.J. & Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. 13(2). P. 195-223.
- Voitenko V., Khudoley A., Yakovlev F.* Strain-analysis and balanced cross-sections of middle part of Tallas Alatau Ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan) // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava.: 2008. P. 143-144.
- Yakovlev F.* Measurements of shortening values of similar type separate folds – methods and results // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava: 2008. P. 144-146.
- Yakovlev F.L., Voitenko V.N.* Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures. // Proceedings of VII International Interdisciplinary symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) “Regularity of structure and evolution of geospheres”. Vladivostok: 20-25 September 2005. P. 66-69.