

УДК 551.24.035

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ¹

© 2008 г. Ф.Л.Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Решение проблем складкообразования и базификации континентальной коры, как считал В.В.Белоусов, имеет ключевое значение для построения геотектонической теории. Невозможность решения проблемы складкообразования в рамках существовавших подходов объясняется идеологической заданностью привлекаемых схем и использованием только континуальной механики, имеющей ограниченную сферу применения. Описаны основные принципы используемого многогранного деформационного анализа, позволяющего определять тип и величину деформации для нескольких иерархических уровней складчатых структур, выделяемых по их размеру (от внутрислойных до крупных складчатых систем). Показано как определяется величина деформации для отдельных складок и горизонтальное укорочение для тектонических зон и их частей. Обоснована корректность используемого метода построения сбалансированных разрезов в структурах линейной складчатости. Один из результатов анализа – выявление основных черт рельефа поверхности домезозойского фундамента Большого Кавказа на глубинах 5–30 км. Сделан вывод, что формирование складчатости исследованных структур может быть обеспечено только глубоким погружением пластичного фундамента, а не коллизионным пододвиганием соседней жесткой плиты. Это происходит, соответственно, в условиях погружения значительного объема пород коры на глубины верхней мантии и приобретения ими свойств мантийных пород. Делается предположение, что проблема механизма складкообразования может смыкаться с проблемой базификации континентальной коры.

Ключевые слова: проблема складкообразования, складчатость, механизмы складкообразования, сбалансированные разрезы, тектонофизика, механизмы деформирования.

Введение

Проблема происхождения складчатости в более чем двухсотлетней истории геологии вообще, а в истории геотектоники и тектонофизики – в особенности занимает необычайно важное место. Нельзя сказать, что эта проблема для мировой науки была всегда центральной – последние десятилетия господства тектоники литосферных плит характеризовались почти полным забвением этой тематики, однако научная мысль на больших отрезках времени неизменно в какой-то момент подходила вплотную к этой обширной теме, и тогда становилось понятно, что без ее прояснения многие другие, более частные проблемы так и останутся неразрешенными. Если судить по публикациям В.В.Белоусова, посвященным другим проблемам геотектоники и геофизики, то может создаться впечатление, что он не уделял этой теме большого внимания, однако реально его отношение к рассматриваемой проблеме было неизменно самым серьезным.

Летом 1979 г. во время совместных полевых работ на Юго-Восточном Кавказе в одном из разговоров В.В.Белоусов специально для автора статьи охарактеризовал ситуацию следующим образом (приведенный ниже текст, разумеется, не дословный, но он точен по акцентам, расставленным во время разговора, кавычки здесь условны):

“Сейчас в геотектонике могут существовать только *гипотезы*, поскольку данных для построения *теории* пока нет. В нашей науке есть только две проблемы, разрешив которые можно будет приступить к построению собственно самой теории: это пробле-

¹ Текст доклада, прочитанного на Международной юбилейной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения В.В.Белоусова, проходившей в ИФЗ РАН 08–09.11.2008 г.

ма механизма складкообразования и проблема базификации, или океанизации. В явлении складчатости есть следующий парадокс. Сначала некоторые блоки земной коры испытывают значительное погружение. Во время погружения в этих блоках накапливаются мощные осадочные толщи. Погружение блоков коры происходит по крупным разломам, уходящим глубоко в мантию до глубин 100–200 км. Потом в какой-то момент в накопившихся осадках возникают складчатые структуры и проявляется частная инверсия. Невозможно представить себе, что во время складчатости плоскости глубинных разломов, ограничивающие всю структуру, могут сближаться. С другой стороны, каждая отдельная небольшая складка, наблюдаемая нами на поверхности, очевидно, возникает в результате горизонтального в целом сокращения пространства. Как совместить эти две парадоксальные части явления – неясно. Развиваемая сотрудниками МГУ и ИФЗ гипотеза адвекции, или глубинного диапиризма, как раз и призвана примирить эти два противоположных начала. Что касается базификации, то само явление, несомненно, существует. Известно много примеров, когда в недалеком геологическом прошлом водные потоки приносили кислый, континентальный материал с тех пространств, которые сейчас заняты морем и имеют свойства коры океанического типа. Это означает, что такие участки бывшей континентальной коры недавно опустились и приобрели свойства коры океанической. Какие именно процессы и при каких условиях могут приводить к этому – опять-таки неясно. Только после того, как мы найдем решение этих двух проблем, можно будет думать о построении теории геотектоники”.

К сказанному необходимо добавить важное, но несколько подзабытое в последние десятилетия обстоятельство, связанное со складчатостью. Через это явление, которое действует наряду с метаморфизмом и магматизмом, не по одному разу прошел каждый участок континентальной коры. Поэтому складчатость – один из основных процессов формирования земной коры континентального типа.

В методологическом смысле из перечисленных выше трех явлений именно складчатость представляется наиболее сложной проблемой, поскольку для исследования метаморфизма и магматизма разработан значительный арсенал численных моделей и методов. Соответственно, проблема складкообразования – наиболее “узкое место” в геотектонике, что, возможно, и сдерживает развитие науки. Возвращаясь к приведенной выше мысли В.В.Белоусова, действительно, нет никакой возможности всерьез делать какие-либо геотектонические (геодинамические) обобщения относительно континентальной земной коры, не имея достоверных сведений о природе складчатости.

Этот памятный для автора настоящей статьи разговор был не только стартовой точкой многолетних самостоятельных исследований, но и постоянным важным источником уверенности в необходимости их проведения. Работы по изучению линейной складчатости автором проводились сначала в лаборатории геодинамики Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта, возглавляемой В.В.Белоусовым, а с 1992 г. – в лаборатории тектонофизики того же института. В данной статье представлены предварительные итоги этих работ, полученные в последние 3–4 года.

Существующие методические подходы к решению проблемы складчатости

Если рассматривать обычно используемые методы изучения простых и сложных складчатых структур с целью определения величины сокращения или выявления механизмов их формирования, то необходимо отметить следующие. Прежде всего, это методы стрейн-анализа, исследующие деформированные минеральные зерна и включения в горных породах, которые наиболее часто используются для определения величины и ориентировки накопленной деформации [Ramsay, Huber, 1983]. Однако эти методы имеют ряд ограничений, и попытки обобщить их результаты в виде определения величины деформации для крупных структур наталкиваются на сложности, связанные со

значительными неоднородностями деформаций. Для анализа деформационного состояния структур предгорных прогибов с крупными отдельными складками и разрывами широко используется составление сбалансированных разрезов [Hossack, 1979; Проконьев и др., 2004]. Ограничения этого метода, в свою очередь, таковы, что они не могут применяться для структур линейной складчатости с большим количеством очень мелких складок. Несколько десятилетий назад для определения величины горизонтального укорочения структур широко использовался метод измерения длины слоя вдоль какого-либо одного пласта в структурном пересечении (начиная с Альберта Гейма в 1922 г., см., например, [Адамия и др., 1982; Паталаха, 1985]), но и здесь есть серьезные ограничения, о которых речь пойдет ниже. Во второй половине прошлого века многими исследователями выдвигались качественные умозрительные модели (механизмы) формирования складчатости, которые увязывали структуру, историю осадконакопления и развития самой структуры с явлениями метаморфизма, магматизма в единую логически непротиворечивую концепцию [Гончаров, 1988; Шолпо, 1978; Ларин, 1980; Домдугев, 1986 и мн. др.]. Модель, как правило, не была численной, а ее признаки, считающиеся основными, другими исследователями могли не приниматься как значимые (см., например, полемику в журнале “Геотектоника” [Леонов, 1989; Рогожин, Шолпо, 1989]). Существовал период, когда большие надежды возлагались на методы континуальной механики, однако успешными до сих пор оказывались только прямые решения относительно простых задач. Крупные сложные структуры в многослойных средах методами механики пока не моделируются [Григорьев, Ионкин, 1972; Hudleston, Stephansson, 1973; Ребецкий, Гущенко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002].

Многоранговый деформационный анализ разномасштабных объектов линейной складчатости

Решение проблемы складкообразования, как это всегда было понятно, лежит в плоскости количественного описания деформации природных структур разного масштабного уровня с привлечением представлений механики и тектонофизики. Здесь следует подчеркнуть, что в нашей стране инициатором развития методов моделирования и широкого применения подходов механики к задачам тектоники и структурной геологии был В.В.Белоусов. Под руководством и при непосредственном участии В.В.Белоусова начиная с 1944 г. возникла и получила быстрое развитие сама тектонофизика [Гзовский, 1975].

В рамках тектонофизики и структурной геологии автором был разработан комплекс методов, названный многоранговым деформационным анализом [Яковлев, 2008]. Основа подхода – система иерархии разномасштабных объектов линейной складчатости и механизмов их формирования, состоящая из семи уровней: I уровень – зерна или включения, II – отдельные складки, III – складчатые домены, IV – структурные ячейки, V – тектонические зоны, VI – крупные складчатые системы, VII – подвижные пояса целиком.

Общая идея подхода состоит в том, чтобы не пытаться, как это делалось ранее, сразу в рамках какой-то одной модели решить всю проблему, а действовать строго последовательно: изучать структуры от малых и более понятных к более крупным и менее понятным. Для этого в рамках каждого уровня выделялись определенные типы структур, которые имели специфические наборы механизмов и, соответственно, для исследования использовались специальные методики определения величины укорочения структур и комбинаций механизмов. В данной статье, не ставя перед собой цель детально описать все методики, только упомянем наиболее важные результаты для мелких структур, а основным предметом будет анализ структуры и возможных причин ее формирования для V и VI уровней – тектонических зон и складчатых систем.

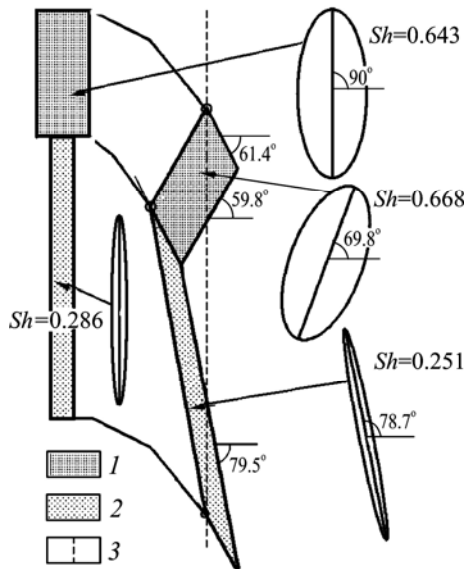


Рис. 1. Модель формирования складки пачек слоев (по: [Яковлев, 2002]). Общее сокращение $Sh=0.396$; указаны величины сокращения по четырем эллипсам деформаций, углы наклона слоев, а также отрезков, первоначально перпендикулярных к слоям и осям эллипсов, мощности слоев

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

Для исследования отдельных складок используются модели из механики сплошной среды и кинематические. Наиболее надежна методика исследования складок единичного вязкого слоя [Яковлев, 1978], позволяющая определять величину укорочения и контраст вязкости слой/среда, поскольку она основана на расчетной модели (метод конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973]). Для складок пачек слоев базовой моделью является кинематическая модель (рис. 1), рассчитывающая одновременное изменение формы компетентного и некомпетентного слоев на крыле и в замке складки [Яковлев, 1981, 2002].

При сравнении результатов исследования природных структур двумя методами было показано, что кинематическая модель очень близка модели из континуальной механики. В последнем варианте модели [Яковлев, 2002] показана связь внутрислойной деформации, т.е. на уровне образцов пород, с деформацией на уровне отдельной складки (рис. 2), что в целом было подтверждено специальными исследованиями [Яковлев и др., 2003]. Эта модель позволила также перенести концепцию описания деформации в виде эллипсоида деформации (или тензора деформации) с уровня образца (см., например, [Cloos, 1947]) на уровень складчатого домена [Yakovlev, Voitenko, 2005].

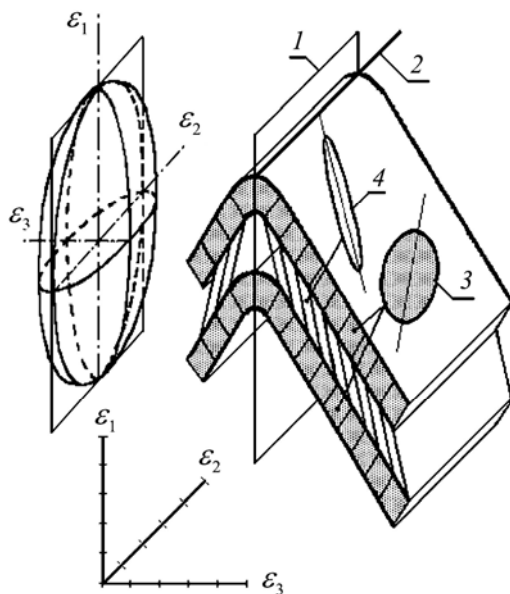
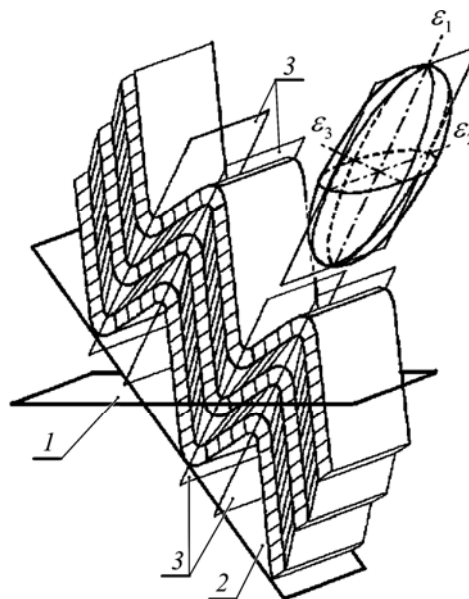


Рис. 2. Модель складки (по: [Yakovlev, Voitenko, 2005]) в компетентном и некомпетентном слоях с эллипсоидом деформаций складки, отображающим вид тензора деформации и ориентировку его осей (длины осей эллипсоида: $\epsilon_1=l_1/l_0=2.13$, $\epsilon_2=l_2/l_0=1.0$, $\epsilon_3=l_3/l_0=0.47$)

1 – осевая плоскость складки; 2 – шарнир складки; 3, 4 – эллипс деформации компетентного (3) и некомпетентного (4) слоя

Рис. 3. Геометрия домена (по: [Yakovlev, Voitenko, 2005]) и его эллипсоид деформаций
Плоскости: 1 – горизонтальная, 2 – зеркала складок, 3 – осевые плоскости складок



Ранее деформация крупных блоков осадочного чехла на уровнях структурной ячейки и тектонической зоны, представленная структурными пересечениями с большим количеством складок, могла быть охарактеризована только в виде словесного описания. Если такая структура поделена на относительно однородные участки, называемые доменами, то она поддается корректному с точки зрения механики численному описанию. Каждый домен может быть описан как эллипсоид деформации, и это служит основой для сравнения природных структур с модельными и между собой, а также для операций восстановления доскладчатой структуры. Основные геометрические параметры домена, которые необходимо измерять в модельной и природной структурах, – это наклон осевых поверхностей складки, наклон зеркала складок и величина сокращения в направлении перпендикуляра к осевой поверхности складки (рис. 2, 3). Для получения последнего параметра правильнее использовать упомянутые методы исследования отдельных складок, хотя и простое использование угла схождения их крыльев тоже дает неплохие результаты.

Метод восстановления доскладчатого состояния структурного пересечения по геометрии доменов

Любой эллипсоид может быть приведен к исходному виду (шар) ограниченным числом кинематических операций. В нашем случае, поскольку есть известное положение одной из плоскостей (зеркало складок есть исходная слоистость), используется следующая их последовательность: поворот до горизонтального положения зеркала складок, простой горизонтальный сдвиг до вертикального положения осевой плоскости и чистый сдвиг (вертикальное однородное расплющивание) до исчезновения (“разгибания”) складок [Яковлев, 1987, 2002]. Отрезок линии профиля в пределах домена, участвуя во всех этих операциях, приобретает новую длину и угол наклона и расположен в горизонтально слоистой среде (рис. 4). Объединяя соседние домены в их доскладчатом состоянии, получаем доскладчатое состояние всего профиля. Для указанных операций используется специальная программа [Яковлев, 2002], которая не только рассчитывает, но и визуализирует структуру в исходном и доскладчатом состоянии (рис. 5). Сравнивая друг с другом горизонтальное положение линии профиля (как всего, так и по любым его участкам) в современном и доскладчатом состоянии, можно получить искомые величины горизонтального укорочения.

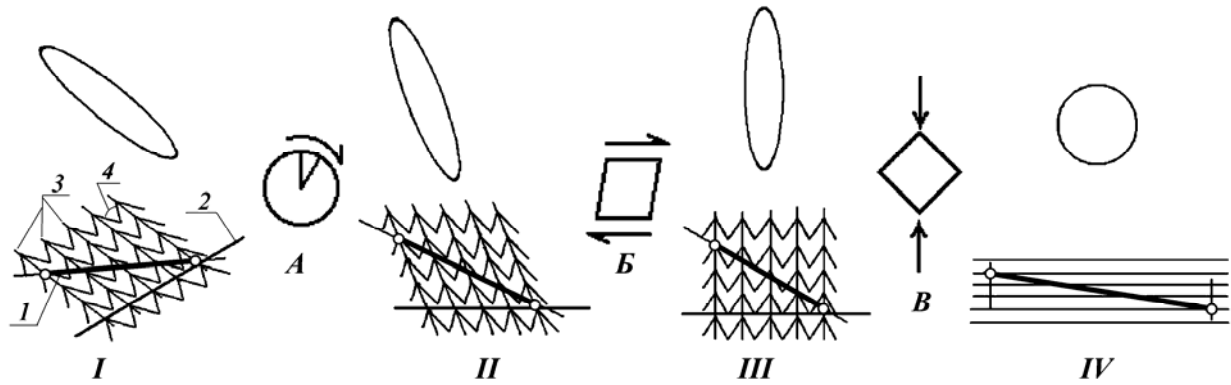


Рис. 4. Операции восстановления доскладчатого состояния домена. Показаны символические изображения складчатой структуры домена (I–4) для состояний от современного (I) к доскладчатому (IV), эллипсы деформаций, соответствующие тем же состояниям домена и виды операций: A – поворот (от состояния I к состоянию II), B – горизонтальный простой сдвиг (от II к III), B – растяжение (вертикальный чистый сдвиг, от III к IV)

1 – отрезок линии профиля (измеряются длина и наклон); 2 – линия зеркала складок (измеряется наклон); 3 – осевые поверхности складок (измеряется наклон); 4 – угол схождения крыльев (соответствует величине сокращения складок)

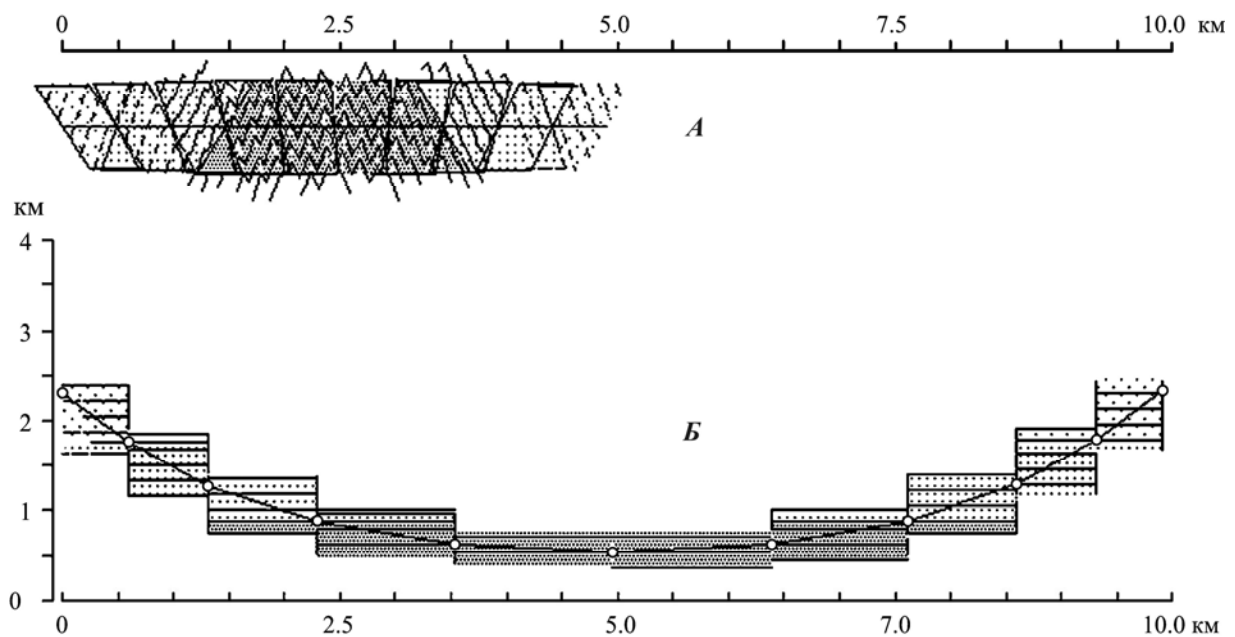


Рис. 5. Использование компьютерной программы для тестирования метода

A – складчатая структура (длина условного современного профиля из 10 доменов – 5 км) рассчитана для двухэтапного механизма: первый этап – адвекция с поворотом на 60° в центре ячейки и второй этап – общее укорочение 50%; B – доскладчатая структура, разный крап в доменах подчеркивает стратиграфические уровни слоистой толщи (исходная длина структуры 10 км, восстановленная длина доскладчатой структуры 9.9 км, т.е. ошибка метода – около 1%)

Если сравнивать метод реконструкции по геометрии доменов с обычным “методом избыточной длины слоя”, то надо отметить два принципиальных преимущества первого метода. Первое – это то, что неизбежное достраивание структуры ограничивается пределом одного домена (максимум на 1–2 км вверх или вниз от обнаженной полосы), что соответственно, значительно более точно, чем сплошная дорисовка на многие километры вверх и вниз от линии рельефа. В этом отношении в обычном методе

всегда измеряется длина слоя в авторском понимании структуры, а не в реальной ситуации. Второе преимущество обусловлено возможной фрактальностью структуры и ее генерализацией автором. В методе реконструкции по геометрии доменов число складок не важно, а при “методе избыточной длины слоя” неизбежный пропуск складок в закрытых участках профиля или при генерализации рисовки структуры будет давать серьезные искажения результата.

Поскольку в рассматриваемом методе использовано корректное в рамках механики описание деформаций в доменах, то получаемые доскладчатые структуры фактически заполняют все исходное пространство без зияний и перекрытий. С этой точки зрения метод реконструкции по геометрии доменов может считаться версией метода построения сбалансированных профилей для структур линейной складчатости.

Важный момент в исследованиях структур линейной складчатости – качество исходного структурного материала. Следует различать три типа структурных пересечений.

Первый тип, наиболее часто встречающийся в публикациях последних десятилетий, – принципиальные “концептуальные” профили. Они показывают, как должна выглядеть структура с точки зрения теоретических представлений, которых придерживается автор. Эти материалы обычно имеют очень мало общего с реальной природной структурой.

Второй тип – обычные структурные пересечения, которые делаются в камеральных условиях с использованием геологической карты. Их предназначение – иллюстрация этой карты, они точны в смысле локализации в пространстве стратиграфических единиц. В этом случае очень больших противоречий с природной структурой обычно не наблюдается, однако это все равно “авторский” вариант структурных пересечений.

И, наконец, третий тип пересечений может быть только результатом специально проводимых в полевых условиях массовых замеров всех элементов структуры. Практика показывает, что у разных авторов даже при значительных отличиях в тех частях, которые неизбежно дорисовываются вверх и вниз в целях прослеживания структуры, основная рисовка в пределах обнаженного рельефа дает возможность однозначной трактовки структуры, и замеры геометрии доменов очень близки.

Здесь необходимо отметить два обстоятельства. Именно В.В.Белоусов в свое время инициировал проведение таких специальных работ в пределах нескольких регионов бывшего СССР: Урала, Северного и Южного Тянь-Шаня, Каратау, в разных тектонических зонах Большого Кавказа. Среди авторов таких детальных пересечений в структурах метаморфической, линейной и промежуточной складчатости в первую очередь надо отметить В.В.Эза, И.В.Кириллову, А.А.Сорского, М.В.Гзовского, А.В.Вихерта, В.Н.Шолпо, М.А.Гончарова, Н.С.Фролову. Часть геологов среди других исследовательских коллективов также организовывала такие работы (например, Т.В.Гиоргобиани).

Особое место среди исследователей занимает Е.А.Рогожин, который обладает обширной коллекцией детальных структурных пересечений по Южному Тянь-Шаню, Северо-Западному Кавказу, Юго-Восточному Кавказу (в этом районе в работах участвовал и автор данной статьи), накопленной в результате многолетних работ. Коллекция составляет основу для исследований по происхождению линейной складчатости. Второе обстоятельство, связанное с первым, – то, что в мире существует очень ограниченное количество хорошего структурного материала.

Собранный в природных объектах структурный материал, обобщенный в складчатых доменах в виде цифровых параметров эллипсов деформаций, далее может быть использован двояко: для определения типов и величин деформационных процессов (или конечных деформаций) и для построения структуры в общем виде для разных стадий ее развития.

Распознавание механизмов формирования складчатости для структур среднего масштаба

Часть упомянутых выше умозрительных моделей формирования линейной складчатости имеет модельные аналоги, призванные показать, что в результате исследуемого процесса образуются складки. Для этого, как правило, использовалось моделирование на эквивалентных материалах, но есть и расчетные модели. С помощью предлагаемого способа описания деформаций в складчатых доменах можно давать полуколичественное описание структур, соответствующих этим моделям. Особенно удобны для исследования структуры, которые имеют несколько стадий развития. Для таких моделей в пределах какого-либо структурного пересечения выделяются домены, в которых замеряются наклоны осевых поверхностей, наклоны зеркала и величина сокращения складок. В трехмерном поле этих трех параметров точки, соответствующие замерам в доменах одного пересечения, образуют компактные или слегка вытянутые ареалы, которые для разных стадий в процессе развития смещаются в определенном направлении. Помещая в это трехмерное поле в виде точек замеры параметров складчатых доменов, можно: 1) отслеживать тренды для разных механизмов, находить общие и, главное, отличающие их черты, 2) сравнивать между собой природные структуры, и, что самое интересное, 3) подбирать модельные механизмы, ареалы которых наиболее похожи на природные ареалы. Так, для структур Чиатурской зоны Центрального Кавказа, а также для Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа [Яковлев, 1997, 2001] были найдены интересные черты сходства и различия этих трех зон, а также то, что им более всего соответствует синтетическая модель “адвекция плюс сокращение” в комбинации с локальным механизмом “принадвиговая складчатость”.

Кроме указанного результата, на базе обширного материала по замерам геометрии складчатых доменов Северо-Западного Кавказа были выявлены наклонные зоны пластического сдвигания и определен наиболее вероятный механизм их формирования: сдвигание блоков вдоль зоны с начальным наклоном в 45° в комбинации с общим сплющиванием – на 6° сдвигания 1% сплющивания. Эти структуры “принадвиговой складчатости” не регистрируются ни методом составления профилей, ни геологическим картированием [Яковлев, 2005а]. Проведенные исследования поля деформаций и поля напряжений в Воронцовском покрове (район г. Сочи, Северо-Западный Кавказ) показали, что эта структура образована при гравитационном скольжении, а не при боковом давлении со стороны Большого Кавказа [Яковлев *et al.*, 2007]. Для этого было использовано сопоставление диаграмм рассеяния “величина сокращения складок – наклон осевой поверхности складок” для деформационных моделей бокового давления, горизонтального перекашивания и замеров 39 природных складок.

Все приведенные выше результаты касаются структур размером от локальных (III уровень, складчатые домены и их совокупности) до структурных ячеек и тектонических зон (IV и V уровни).

Выявление общей структуры внутренних частей складчатых сооружений

Следующий уровень обобщения материала возникает из исследования обусловленных внешними причинами деформаций всего осадочного чехла. Прежде всего, необходимо было решить, каков размер минимальной структуры для линейной складчатости, в которой можно определить горизонтальное сокращение, свободное от искажений вследствие дисгармонии, возникающей при среднемасштабном изгибании всей толщи. Рассмотрим для этого теоретические деформации, возникающие в двух сопряженных структурных ячейках (рис. 6). Тип деформации в этой модели – квазиизгиб, который образуется при таком сочетании адвекции и общего укорочения ячеек, когда

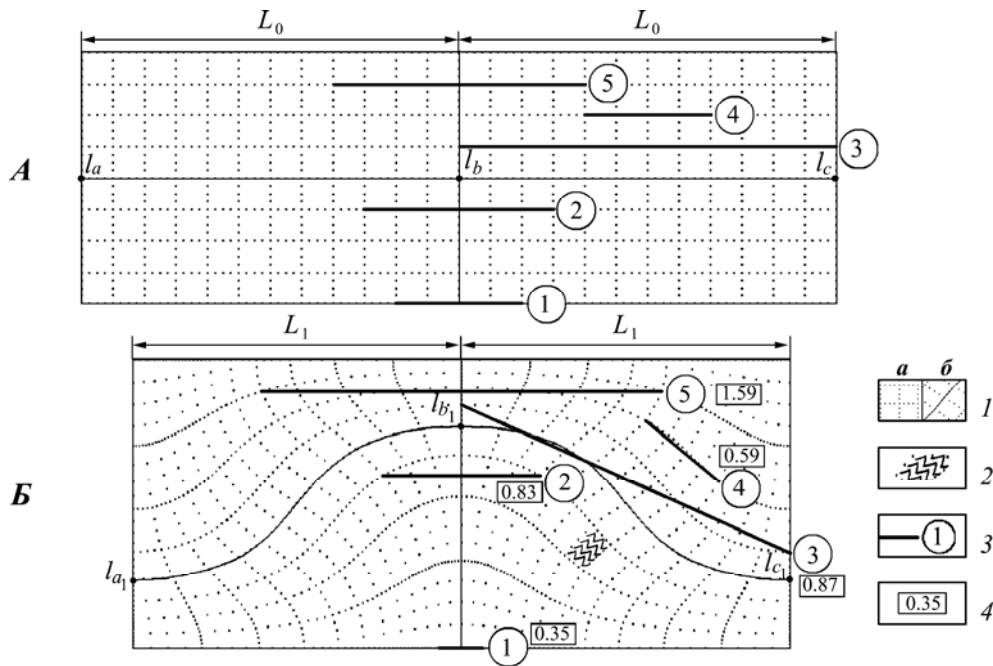


Рис. 6. Структурная ячейка как минимальная структура, укорочение которой совпадает с тектонически обусловленным горизонтальным сокращением осадочного чехла (по [Яковлев, 2008])

I – две смежные ячейки в начальном состоянии (L_0), *II* – те же две ячейки после действия квазиизгиба – комбинации адвекции и сокращения (L_1). Величина общего укорочения для ячеек $L_1/L_0=0.87$. Пояснения см. в тексте.

1 – первоначальная сетка (*a*) и ее искажение (*б*, сплошная линия, соединяющая точки l_a , l_b , l_c , сохранила свою длину); *2* – символические складки в пределах одного из условных доменов; *3* – отрезок и его номер; *4* – величина горизонтального укорочения для отрезка

средняя линия, проходящая через точки l_a , l_b , l_c , в целом сохраняет свою длину. Вписывая в исходную структуру условные структурные пересечения неодинаковой длины на разных вертикальных уровнях и в разных структурных ситуациях (отрезки 1–5, рис. 6, *a*), измерим их новую (рис. 6, *б*) длину и величину деформации (горизонтального укорочения). Деформацию, совпадающую с общим укорочением структуры (0.87), имеет только пересечение, опирающееся на границы структурной ячейки (отрезок 3). Следовательно, структурная ячейка и есть нужная нам минимальная структура.

Дальнейший алгоритм построений достаточно прост. Берется ряд структурных пересечений через крупную структуру, в каждом пересечении (рис. 7) выделяются домены, в которых измеряются их геометрические параметры (см. рис. 3). Затем восстанавливается доскладчатое состояние пересечения (рис. 8). Внутри пересечения

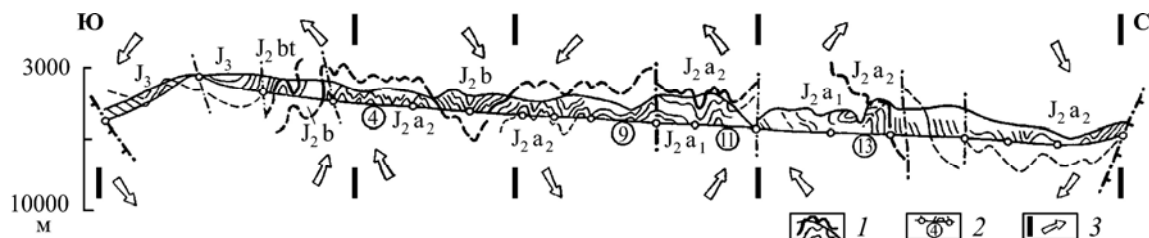


Рис. 7. Строение Тфанской тектонической зоны (профиль по р. Кудиялчай, по: [Рогожин, Яковлев, 1983], с изменениями). Выделены 17 доменов и четыре структурных ячейки

1 – отдельные складки; *2* – границы домена (кружки) и его номер, номера показаны выборочно; *3* – границы структурных ячеек и общее направление движения вещества в них

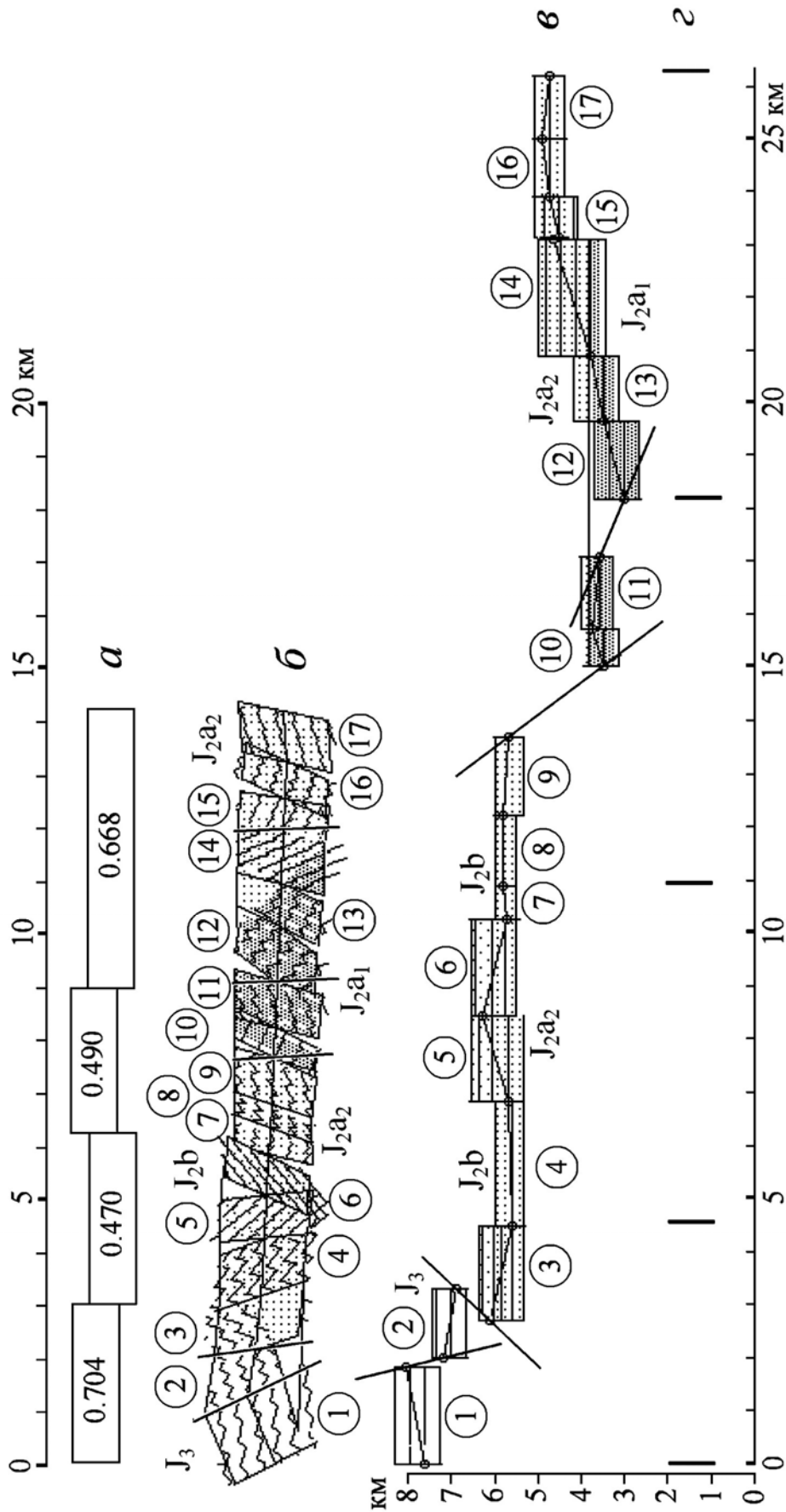


Рис. 8. Восстановление до складчатой структуры и определение величины сокращения для природной структуры (профиль по р. Кудялчай, см. рис. 7), использована компьютерная программа (см. рис. 5)

а – четыре структурные ячейки в современных размерах и величины сокращения для них; *б* – современная структура, построенная по замерам геометрии доменов (цифры в кружках) в природной структуре; *в* – до складчатая структура, восстановленная с использованием программ; *г* – границы структурных ячеек в восстановленной структуре

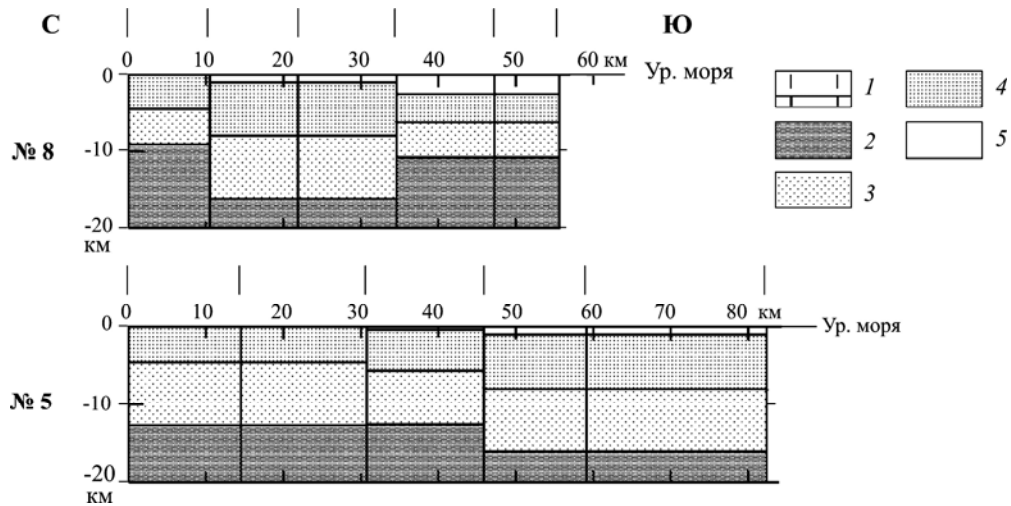


Рис. 9. Доскладчатая структура осадочного чехла Северо-Западного Кавказа. Пересечения: № 8, р. Дагомыс, № 5, р. Туапсе. Пояснения см. в тексте

1 – границы структурных ячеек; 2 – доальпийский фундамент; 3–5 – отложения юрской (3) и меловой (4) систем, палеоцена и эоцена (5)

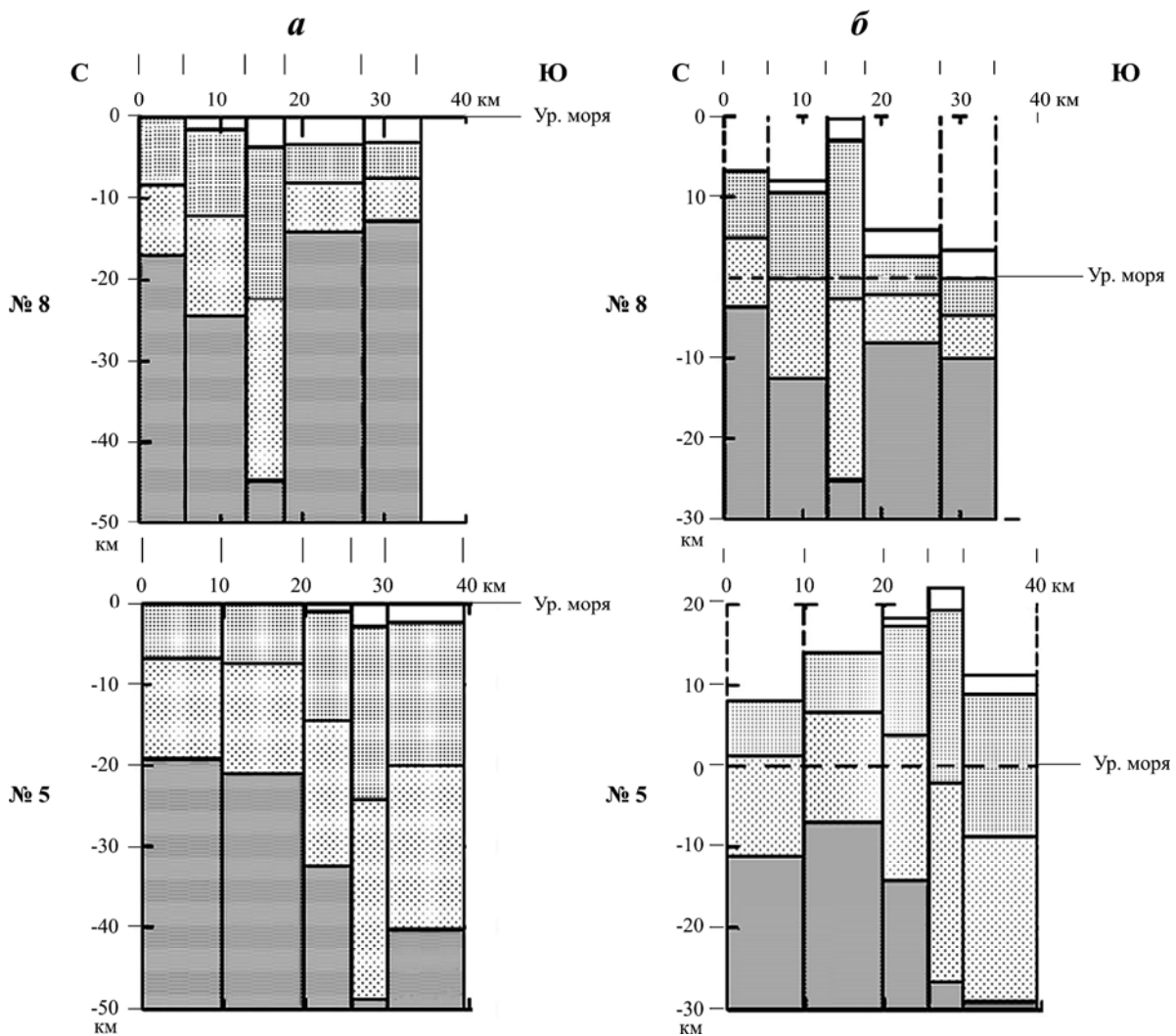


Рис. 10. Постскладчатая доорогенная (а) и современная (б) структура осадочного чехла Северо-Западного Кавказа. Условные знаки см. на рис. 9

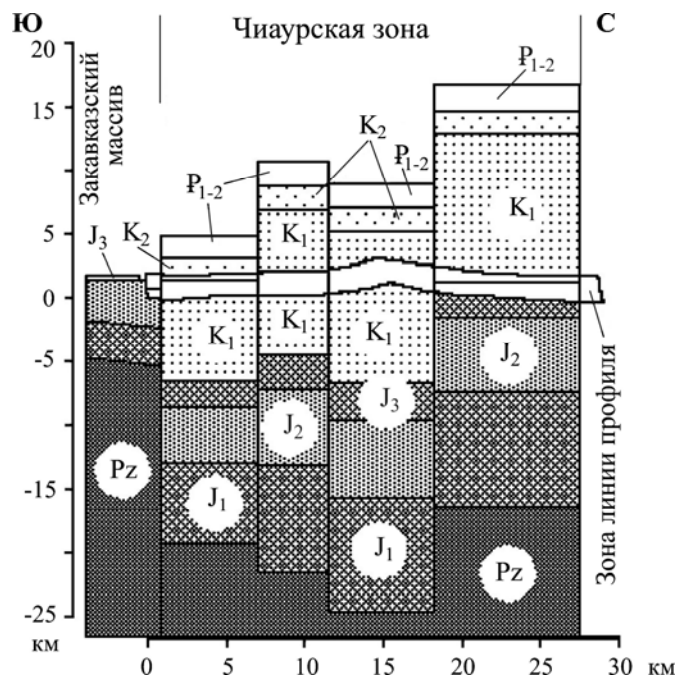


Рис. 11. Структура основных стратиграфических границ Чиаурской зоны для четырех структурных ячеек (профиль р. Кешельта – р. Гинат) и смежной структуры Закавказского массива (по: [Яковлев, 2006б]). Хорошо видна амплитуда сброса по граничному разлому

выделяются структурные ячейки, и для каждой ячейки определяется величина сокращения. Общая мощность осадочного чехла определяется по независимым (литературным) источникам, а при возможности – проверяется в полученных доскладчатых структурах. Выстроенные в реальных географических координатах доскладчатые профили (используется их доскладчатая длина) являются основой первой из трех моделей – квазитрехмерной доскладчатой модели.

На рис. 9–11 показаны три стадии для двух пересечений в пределах Северо-Западного Кавказа. Поскольку после этих операций известна общая мощность осадочного чехла для каждой структурной ячейки (рис. 9) и величина ее сокращения, то мощность колонки осадочных пород после деформаций легко вычисляется, исходя из правила сохранения объема пород [Яковлев, 2007].

В классической версии истории развития Большого Кавказа [Милановский, Хаин, 1963] считается, что собственно горообразование (момент появления первых конгломератов в сарматском времени) произошло существенно позже завершения складчатости в целом (конец эоцена). На основании этого модель следующей (постскладчатой доорогенной) стадии строится в современных координатах границ структурных ячеек, а вершина колонки приводится к уровню моря, что соответствует отсутствию рельефа (рис. 10, а). Для построения третьей модели, современной посторогенной структуры, предварительно определяется средняя для ячейки позиция отрезков линии профиля в исходной колонке осадков, затем, соответственно, – в деформированной колонке, а также средняя современная гипсометрическая высота этих же отрезков линии профиля. Разница в вертикальных позициях линии профиля для второй и третьей моделей дает амплитуду поднятия кровли фундамента за орогенный период. Также легко вычисляются вертикальные позиции всех маркирующих стратиграфических уровней (рис. 10, б).

Надо заметить, что полученные значения современного рельефа границы чехол-фундамент для Северо-Западного Кавказа не соответствуют концептуальным типам структурных пересечений (профиль по р. Туапсе [Robinson et al., 1996]), но находятся в хорошем согласии с последними интерпретациями геофизического материала (профиль по р. Туапсе [Шемпелев и др., 2001]).

Обсуждение

В процессе построения общих структурных пересечений крупных структур, охватывающих весь осадочный чехол, были выявлены закономерности, которые не замечались структурными геологами и тектонистами именно потому, что не были известны величины сокращения структуры и не было возможности делать точные построения. Эти закономерности позволяют находить ограничения в использовании общих гипотез формирования складчатости. На примере южного ограничения структуры Большого Кавказа в районе г. Джава в работе [Яковлев, 2006б] было показано, что накопление осадков повышенной относительно срединного массива мощности (10–12 км против 3–5 км) могло обеспечиваться только при развитии крупного сброса (Рача-Лечхумский разлом), по которому структура Чиаурской зоны Большого Кавказа была опущена на 7–10 км относительно Окрибо-Сачхерской зоны по уровню границы чехол–фундамент.

После возникновения складчатости при примерно двукратном сокращении новая мощность колонны осадков должна составить 20–25 км, в то время как южнее, в срединном массиве, деформации сокращения структуры практически отсутствуют. Поскольку в некоторых местах в разных крыльях разлома рядом выходят отложения средней юры (на юге) и верхнего мела (на севере), современная амплитуда сброса по границе чехол–фундамент может составить 15–20 км, т.е. она должна была увеличиваться в процессе образования складчатости (см. рис. 11). Наблюдающиеся в обсуждаемом районе надвиги приурочены к местам погружения структур срединного массива и полностью отсутствуют в относительно поднятых блоках. Все эти моменты отражены в общей схеме соотношения структур форланда и хинтерланда (рис. 12).

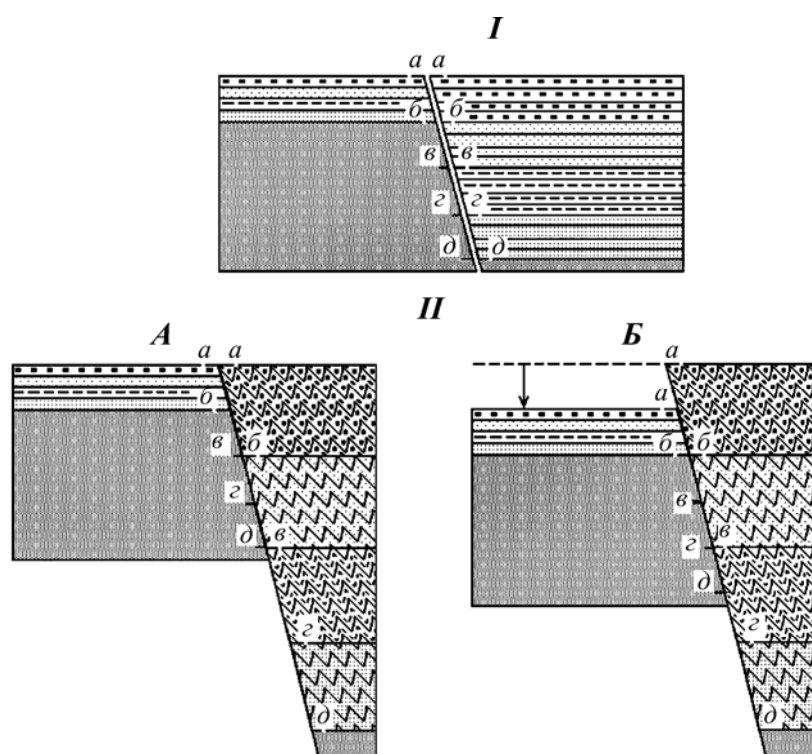


Рис. 12. Принципиальная схема соотношения структуры форланда – предгорного прогиба и хинтерланда – внутренней части складчатой системы. Показаны реперные уровни (от *a-a* до *д-д*). Здесь слева приведен стабильный блок, справа – складчатый блок. Пояснения см. в тексте

Доскладчатая структура (*I*) возникает в результате разной амплитуды опускания блоков и накопления осадков соответствующей мощности (разным крапом отмечены четыре условные толщи и фундамент). Разлом, разделяющий блоки, является сбросом. В структуре, образовавшейся после развития складчатости (*II*), амплитуда сброса нарастает с глубиной: *A* – в условиях высокого положения стабильного блока (реперный уровень *a-a* не имеет смещения, затем амплитуда сброса нарастает с глубиной – до репера *δ-δ*); *B* – в условиях погружения стабильного блока (по реперу *б-б* смещения нет, в верхней части структуры имеет место надвиг – смещение по реперу *a-a*, обычно ошибочно принимаемый за структуру регионального масштаба, а ниже уровня *б-б* амплитуда сброса с глубиной нарастает – до репера *δ-δ*).

Если сравнить показанную выше схему, основанную на измерениях величин деформации и являющуюся по сути сбалансированным пересечением, с общепринятыми схемами возникновения Большого Кавказа в результате пододвигания Закавказского массива (рис. 13) (при развитии А-субдукции), то хорошо видны недостатки последних – полное отсутствие идеи, что профиль должен быть сбалансирован и полное отсутствие конкретной структуры. Показанный нами сбалансированный разрез (см. рис. 11) исключает любую возможность такого пододвигания, поскольку основное складчатое движение по граничному разлому явно сбросовое, а не надвиговое (рис. 12).

Здесь надо заметить, что предлагаемая “вертикалистская” схема строения южного ограничения Большого Кавказа не является единственной для этой структуры. Для центральных и северных зон Большого Кавказа М.Л.Сомин указывал на целый ряд геологических фактов, которые говорят, во-первых, о том, что Главный Кавказский “надвиг” представляет собой субвертикальную структуру, по которой поверхность фундамента образует крупную флексуру, а во-вторых, что эта структура была активна в основном при киммерийской, а не альпийской складчатости [Сомин, 2000, 2006]. Соответственно, отрицается приписываемое этому разлому значение одной из основных субгоризонтальных поверхностей надвигания, формирующих структуру Большого Кавказа на альпийском этапе. Л.М.Расцетаев с соавторами [2004] на основании изучения структурных парагенезов разрывных структур в сочетании с данными геофизических исследований также интерпретирует основные разломы Большого Кавказа как субвертикальные, уходящие на глубины 60–80 км.

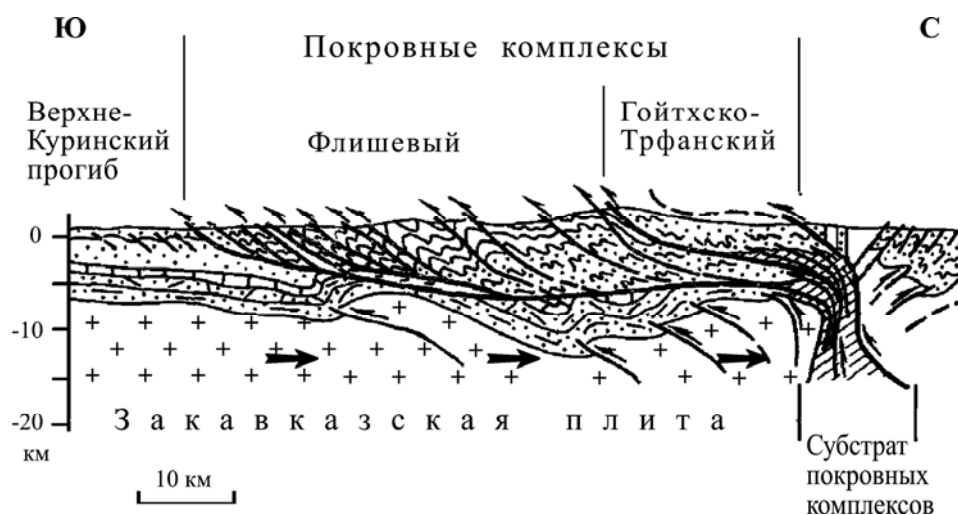


Рис. 13. Концептуальный профиль через Большой Кавказ (по: [Дотдугев, 1986], с изменениями), показывающий пододвигание Закавказской плиты под Большой Кавказ как основную причину возникновения структуры. Основная пологая поверхность надвигания показана на глубине 5–7 км. Профиль нарисован без соблюдения постоянства объема осадочного чехла (структура не сбалансирована по объемам осадков)

Из изложенного выше следует сделать два вывода. Наблюдаемое на Большом Кавказе соседство сильно смятого осадочного чехла большой мощности (hinterland) и относительно маломощного недеформированного чехла (foreland) не уникально, такая ситуация встречается часто в подвижных поясах. Соответственно, общая схема строения и развития всех внутриконтинентальных зон коллизии может быть не только такой, как это обычно понимается в тектонике плит (образование крупных надвигов, сдваивание континентальной коры, thick-skin tectonic). Этот вывод касается возможной новой схемы строения коллизионных зон. Второй вывод – укорочение структуры (что, по общему мнению, свидетельствует о наличии внешнего сжатия) в случае Большого Кавказа сочетается с нарастанием амплитуды сброса (что показывает наличие внешнего растяжения). Ниже попробуем объяснить, каким образом могут сочетаться эти два, как будто, противоположных явления.

Для этого прежде всего построим в определенном масштабе наиболее общую схему развития структур Большого Кавказа начиная с конца триаса (рис. 14). На этой схеме в гипотетическом едином пересечении показаны пять основных тектонических зон (с севера на юг): Известняковый Дагестан, Шахдагская (Сланцевый Дагестан), Тфанская, Чиаурская, Гагро-Джавская. Исходная ширина рассматриваемого бассейна на рубеже триаса–юры, по нашим подсчетам составляет около 220 км. Почти повсеместно доюрские образования испытали складчатость и последующий размыв и только в небольших прогибах в триасе отмечается накопление морские отложений. Поэтому исходную мощность коры в первом приближении можно принять за 40 км. Это первая стадия развития. До начала поздней юры (на второй стадии) в этом пространстве накопилось в целом 5–10 км осадков глинистой (сланцевой), относительно глубоководной формации. На рубеже средней–поздней юры в двух северных зонах (Шахдагской и Известнякового Дагестана) возникла складчатость, при которой горизонтальное укорочение составило 20–30 км (около 30%), причем расположенная южнее Шахдагская зона испытала более сильное сокращение. Соответственно, мощность коры должна была вырасти примерно на одну треть, до 60–65 км, с учетом опускания подошвы коры при осадконакоплении. Складчатости подверглись и зоны южного ограничения Большого Кавказа (Гагро-Джавская, Вандамская и др.), которые некоторые исследователи относят к структурам Закавказского массива.

Уже на второй стадии погружение структуры может сопровождаться уменьшением мощности коры вследствие ее переработки и приобретения низами коры свойств мантии, а резкое погружение границы Мохоровичича на глубины 60–65 км, по-видимому, невозможно без таких преобразований. Процессы складчатости на рубеже средней и поздней юры не затронули центральные зоны (Тфанскую и Чиаурскую), где процесс осадконакопления в это время практически не прерывался. Третья стадия показывает изменения структуры в результате этой складчатости. В северных и южных зонах, прошедших через складчатость, начиная с поздней юры и до конца эоцена накапливались относительно маломощные (0.5–3.0 км) субплатформенные карбонатные осадки, а в центральных – мощные толщи (до 6–10 км) карбонатно-терригенного флиша. На рубеже эоцена и олигоцена имела место основная фаза альпийской складчатости, при которой пространство оставшихся двух центральных зон сократилось примерно на 50%. Это показано на последних двух (четвертой и пятой) стадиях. Соответственно, эта складчатость, как полагаем, также сопровождалась уплотнением значительных объемов пород в низах коры и приобретением ими свойств мантийных.

Таким образом, выявленные нами основные геометрические свойства поверхностной (до глубин 5–25 км) структуры приводят к следующим соображениям [Яковлев, 2006а; Yakovlev, 2005b]. С учетом опускания подошвы коры в результате осадконакопления до глубин 50–55 км, новая постскладчатая глубина залегания этой поверхности

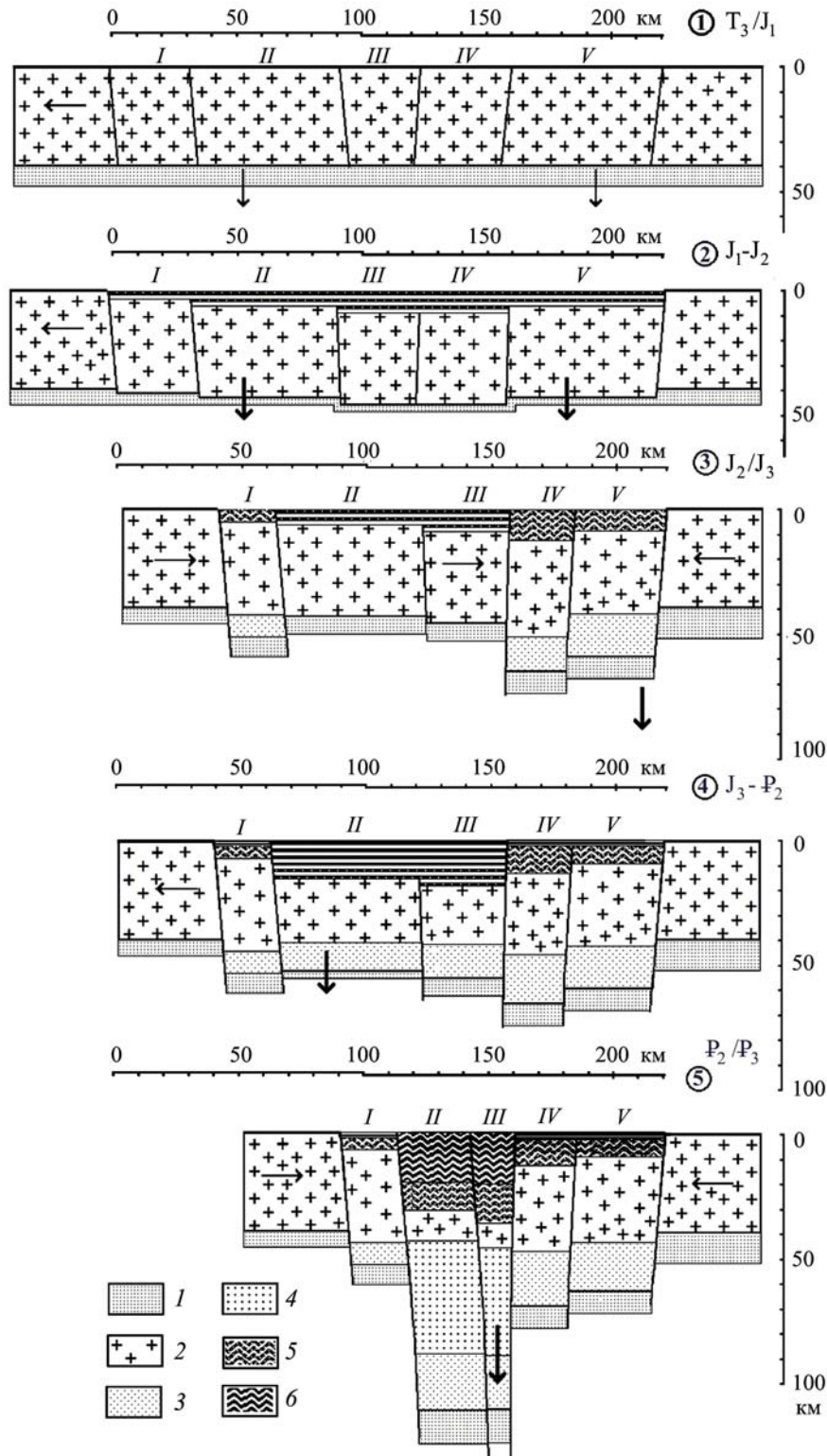


Рис. 14. Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа с соблюдением объемов пород и величин деформаций. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Пояснения см. в тексте

I – исходная мантия; 2 – земная кора без осадочного слоя; 3, 4 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии: 3 – в период первого эпизода складчатости J_2/J_3 , 4 – в период основной складчатости P_2/P_3 ; 5 – отложения J_1 и J_2 ; 6 – отложения J_3 , К, P_1 , P_2 . Цифры в кружках – стадии развития. Тектонические зоны: *I* – Гагро-Джавская, *II* – Чиаурская, *III* – Тфанская, *IV* – Шахдагская, *V* – Известняковый Дагестан

после 50%-ного укорочения может составить 90–110 км (рис. 14, стадия 5). Разумеется, для того чтобы эти погружения “легкой” коры стали возможны, она должна была преобразоваться (породы коры должны приобрести свойства более тяжелого мантийного вещества). Причем эти преобразования могли иметь место на стадиях осадконакопления как относительно слабые (стадии 2 и 4) и с резким усилением во время складчатости (стадии 3 и 5). Если эти преобразования имели место, то они же могли играть и роль энергетического источника движений: в этом случае основным активным движением будет погружение, а сближение бортов бассейна окажется вынужденным, реактивным; оно будет заполнять образующуюся “пустоту” таким образом, чтобы сохранять верхнюю часть колонны осадков примерно на уровне моря. Активное боковое сжатие этой схемой отрицается.

Природа такого, с нашей точки зрения, необходимого утяжеления пород бывшей коры пока гипотетична. Подобные преобразования предусматриваются, например, Е.В.Артюшковым [2007] для объяснения резких углублений бассейнов осадконакопления, но в этих схемах речь идет об изохимических фазовых переходах габбро в мантийные эклогиты в относительно небольшом слое в низах коры. Предполагаемые нами объемы измененных пород велики и, вероятно, здесь следует говорить о привносе флюидами из глубоких уровней мантии ионов железа и магния, которые будут вытеснять из преобразуемых пород соответственно калий и натрий. Кстати, подъем в верхние части коры этих “кислых” элементов может обеспечить наблюдаемые метаморфизм и гранитизацию сминаемого в складки чехла. Что касается предполагаемых преобразований пород коры в мантийные, то их, видимо, нельзя проследить, поскольку они заведомо погружаются на большие глубины. Надо также обратить внимание на то, что такие преобразования напоминают “базификацию” или “океанизацию” В.В.Белоусова, но в последней предполагалось внедрение основных и ультраосновных расплавов, сопровождаемое излияниями платобазальтов на поверхность. Основная цель приведенной схемы – объяснить наблюдаемое при складчатости сочетание укорочения пространства и нарастания амплитуды сброса для кровли фундамента на границе фор-ланда и хинтерланда, о котором говорилось выше.

Интересно сопоставить некоторые логические следствия двух конкурирующих моделей (предлагаемой и общепринятой, бокового давления) с наблюдающимися в природе явлениями. Так, при модели бокового давления (при активном сближении и вынужденном погружении) следует ожидать: 1) роста рельефа; 2) возникновения только надвигов при отсутствии сбросов и структур растяжения; 3) ограниченного возникновения корней гор (увеличения мощности коры не более чем в 1.5–2 раза); 4) структур сжатия в окружающих складчатую систему блоках коры. Соответственно, при действии предлагаемой модели активного погружения (и вынужденного сближения соседних стабильных блоков) следует ожидать: 1) возникновения минимального рельефа или погружения всей структуры; 2) возникновения не только структур сжатия, но и растяжения (при неравномерном погружении); 3) корни гор могут быть любой глубины при любой величине сокращения; 4) в окружающих блоках могут быть как структуры сжатия, так и структуры растяжения. Для Большого Кавказа по первому признаку время основной складчатости характеризуется, возможно, слабым рельефом в пределах самой системы и сильным погружением окружающих блоков (время накопления мощной майкопской серии). Начало основного горообразования имело место позже (в сармате) и не связано прямым образом со сжатием. По второму признаку в пределах структуры Большого Кавказа отмечены как взбросы, так и сбросы, а также, по наблюдениям автора, зафиксировано (в Чиатурской зоне) смятие в складки предварительно будинированных слоев. Основной разлом на южной границе Большого Кавказа также имеет характер сброса. Кроме того, при изучении напряженного состояния в пределах Северо-

Западного Кавказа была зарегистрирована фаза растяжения, непосредственно предвещающая складкообразование [Saintot, Angelier, 2002]. По третьему признаку величина сокращения в пределах Большого Кавказа составляет 30–50%. По последним данным [Шемпелев и др., 2001] считается, что граница Мохоровичича здесь не регистрируется, но литературные данные по Альпам показывают возможность сокращения до 4–5 раз, что противоречит максимально разумным величинам для модели внешнего сжатия для континентальной коры. Заметим, что отсутствие глубоких корней гор при значительном сокращении в рамках плейттектоники обычно объясняется накоплением мощных флишевых осадочных толщ на океанической коре с последующей субдукцией этой коры. Однако эти построения представляются сомнительными с точки зрения принципа актуализма – подобных современных активных структур в зонах субдукции не наблюдается. По четвертому признаку вокруг Большого Кавказа в настоящий момент регистрируются скорее структуры сжатия, однако есть свидетельства [Lamarche et al., 2002, с. 75], что севернее Карпат, на территории Польши наблюдается широкая, около 150 км, полоса обстановки растяжения, возникшая во время основной складчатости, что не может быть объяснено внешним сжатием.

Таким образом, предложенная выше схема с активным погружением структуры Большого Кавказа вследствие утяжеления пород нижней части коры и верхней мантии вполне согласуется с совокупностью природных явлений. И наоборот, важные факты строения и геологической истории Большого Кавказа вступают в противоречие со схемами, основанными на постулатах тектоники плит. Это означает, что процессы преобразования пород континентальной коры в мантийные (что можно считать разновидностью предполагавшейся В.В.Белоусовым “океанизации”) могут быть одной из основных причин складкообразования.

Что касается взаимодействия различных отраслей наук при создании геодинамических моделей, то материалы, указывающие на петрографические и петрохимические изменения в породах верхней мантии и нижней коры во время складкообразования, обозначают ту границу, за которой собственно структурно-геологические или тектонические методы уже не являются определяющими; основная роль в дальнейших исследованиях должна принадлежать разработке петрофизических моделей.

Выводы

1. Развиваемые в рамках многогранного деформационного анализа методы исследования предоставляют принципиально новые возможности для выявления реальной геометрии и механизмов формирования структур в областях развития линейной складчатости. Получаемая новая информация позволяет проверять и уточнять геодинамические модели. Тем самым подтверждается мысль В.В.Белоусова о ключевой роли проблемы складкообразования в создании геотектонических моделей.

2. Несмотря на то, что отрицавшееся в гипотезе адвекции В.В.Белоусова сокращение пространства осадочного бассейна при складчатости существует, его центральная идея о связи процессов складкообразования с глубокими горизонтами мантии получает подтверждение в новых материалах по геометрии и механизмам формирования структур линейной складчатости.

3. Поставленная В.В.Белоусовым проблема происхождения линейной складчатости как одна из двух центральных в геотектонике вполне может смыкаться со второй важной проблемой – базификацией, поскольку, как было показано для Большого Кавказа, складчатость возникает при сокращении пространства, но само сокращение может возникать в результате существенного погружения коры и приобретения породами нижних горизонтов континентальной коры свойств мантийных пород.

Литература

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С.13-21.
- Артюшков Е.В. Образование Южно-Каспийской впадины в результате фазовых переходов в нижней части континентальной коры // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 5. С.647-652.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А. Механизм геосинклиналичного 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.
- 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.
- Леонов Ю.Г. О пользе общих соображений при решении вопроса о происхождении складчатости (по поводу статьи Е.А.Рогожина и В.Н.Шолпо “Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа”) // Геотектоника. 1989. № 6. С. 117-119.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (морфология, геометрия и кинематика). Учебное пособие. Якутск, 2004. 148 с.
- Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.Г., Литовко Г.В., Письменный А.Н., Пруцкий Н.И., Трофименко Е.А., Энна Н.Л. Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Тез. докл. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. Т. 2. С.100-103.
- Ребецкий Ю.Л., Гуценко 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., Шолпо В.Н. Общие соображения и происхождение складчатости (ответ Ю.Г.Леонову) // Геотектоника. 1989. № 6. С.119-121.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С.87-98.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон центрального Кавказа // Докл. РАН 2000. Т. 375, № 5. С.662-665.
- Сомин М.Л. Большой Кавказ доальпийский и альпийский: пример связи между структурообразованием и эндогенной активностью // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектон. совещ. Т.П. М.: ГЕОС, 2006. С.261-264.
- Толстая Е.В., Ребецкий Ю.Л. Деформации складчатых комплексов (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С.420-430.
- 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. Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С.316-320.
- Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Яковлев Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 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. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С.31-48.
- Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюл. МОИП. 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 (к юбилею М.В.Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С.311-332.
- Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ – коллизионная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004 г.) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006а. 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 Тектон. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2006б. С.411-415.
- Яковлев Ф.Л. О построении трехмерных моделей осадочного чехла зон линейной складчатости по структурным разрезам и характеристикам деформации (Северо-Западный Кавказ) // VII Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”. М.: МГГРУ, 2007. Т. 1. С.425-428.
- Яковлев Ф.Л. Многогранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 3. С.371-376.
- Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н., Худoley 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.
- Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1947. V.58, N 9. P.843-918.
- Hossack J.R. The use of balanced sections in the calculation of orogenic contraction – a review // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P.705-711.
- Hudleston P.J., Stephansson O. Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. V. 17, N 4. P.299-321.
- Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Swidrowska J., Wieczorek J. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (south-eastern Poland) // Tectonophysics. 2002. V. 357, N 1/4. P.55-80.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press, 1983. 307 p.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13, N 2. P.195-223.
- Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics 2002. V. 357. P.1-31.
- Yakovlev F. Inclined zones of ductile simple shear in folded structures of the North-West Caucasus - comparison of natural data and model // Geophys. Res. Abstr. 2005a. V. 7. 06236.
- Yakovlev F. Prognosis of structure of the main boundaries for the Earth’s crust based on data of deformations estimations in a folded Alpine sedimentary cover, the example of the Great Caucasus // Geophys. Res. Abstr. 2005b. V. 7. 07160.
- 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.
- Yakovlev F., Sim L., Marinin A. Tectonic paleostress fields and deformation state of nappe: comparison of theoretical models with natural data for elucidation of the formation mechanisms, example of Vorontsovsky overthrust (North-West Caucasus) // Geophys. Res. Abstr. 2007. V. 9. 09726.

Сведения об авторе

ЯКОВЛЕВ Федор Леонидович – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, тел.: (495) 254-93-50. E-mail: yak@ifz.ru

VLADIMIR VLADIMIROVICH BELOUSOV AND THE PROBLEM OF FOLDING FORMATION

Fedor L. Yakovlev

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. There are only two problems, which possess a dominant position for future construction of the geotectonic theory, according to the opinion of Professor Vladimir Belousov (30.10.1907 – 25.12.1990), such as, the problem of mechanism of folding formation and the problem of basification of the continental crust. The failure in solving the folding problem during last decades may be explained by the limitation of existing approaches. There are ideological fixing of recruited schemes and using of continual mechanic, which has a limited sphere of its correct application. The principles of a new approach, namely, “multi-rank strain analysis of linear folded structures” are described. This analysis allows us to define types and values of deformations of objects, which are belonged to several hierarchical levels of structures (for sizes from intra-layer inclusions to fold-thrust belts). The main methods for defining shortening values for separate folds, tectonic zones, and other structures are explained and illustrated. The method for balanced section reconstruction for hinterland structures is verified. This method was used for the construction of the surface of the boundary of the sedimentary cover and the basement of the Greater Caucasus at depths of 5–30 km. The conclusion is made that such structure formation was produced by deep subsidence of the plastic basement of the Greater Caucasus due to transformation of a sufficient part of the lower crust rocks to the mantle matter, but not due to a subduction according to the scheme of lateral pushing. The assumption was made that a problem of folding formation mechanism may be close to the problem of basification of the continental crust.