#### Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

## **ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. Шмидта** РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ЯКОВЛЕВ Федор Леонидович

# МНОГОРАНГОВЫЙ ДЕФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИЙСКОГО БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Специальность 25.00.03 Геотектоника и геодинамика

### СОДЕРЖАНИЕ

BBE,	дение	6
ГЛА	ВА 1. ОБЗОР МЕТОДИЧЕСКИХ ПОДХОДОВ И ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ	
	СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ	
1. 1. 1. 2.	Геотектонические гипотезы, разработанные до середины XX века Возникновение и развитие тектонофизики, развитие исследований в	16
	структурной геологии и тектонофизике середины и конца XX века	17
1. 3.	Морфологические типы <i>параллельных</i> и <i>подобных</i> складок; их соотношение с тектонотипами форланда и хинтерланда	23
1. 4.	Основные умозрительные, «качественные» модели формирования складчатости,	
	их ключевые параметры	27
	1.4.1 Об использовании термина «механизм складкообразования» в литературе	27
	1.4.2 Анализ методического уровня исследований: классификационный подход	29
	1.4.3 Умозрительные геодинамические модели – тектоника плит	32
	1.4.4 Умозрительные геодинамические модели – фиксизм	37
	1.4.5 Исследования складчатости с использованием идеи о параллельном	
	действии нескольких механизмов	43
	1.4.6 Другие методы и классификационные работы: полуколичественные	
	градационные классификации складчатых структур и структурные парагенезы.	47
	1.4.7 Выводы о состоянии методологии исследований складчатых структур в	
	рамках геодинамики и о выборе тех направлений, которые необходимо развивать.	50
1. 5.	Механизмы формирования складчатых структур с позиции механики сплошной	
	среды; роль анализа полей напряжений в исследованиях складчатости	52
	1.5.1 Начальный период использования методов механики в структурной	
	геологии	52
	1.5.2 Современный уровень развития методов механики для изучения складок	53
	1.5.3 Описания напряжений и деформаций в многослойной среде методами	
	механики	57
	1.5.4 Соотношение деформаций и напряжений при исследованиях больших деформаций	59
1. 6.	Известные методы измерения величин деформаций и способы восстановления	
1. 0.	складчатой структуры.	64
	1. 6. 1 Методы стрейн-анализа, их методические особенности и ограничения.	64
	1. 6. 2 Построение сбалансированных структурных пересечений в пределах	UT
	форланда	66
	1. 6. 3 О терминах и принятых единицах измерений	69
1.7	Обзор методологии исследований складчатости в историческом аспекте	72
	1. 7. 1 Примеры комплексных исследований природных складчато-надвиговых	
	структур с применением тектонофизического подхода	72
	1. 7. 2 Примерная периодизация исследований складчатых структур методами	0.2
1 0	Тектоники и тектонофизики.	82 87
1. 8. 1. 9.	Общая оценка состояния методологии в геотектонике (геодинамике)	
1. 9.	Основные необходимые направления исследований	90
	Выводы по главе 1	92

ГЛА	ВА 2. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БОЛЬШОГО	
	КАВКАЗА И ОПИСАНИЕ ХАРАКТЕРА СТРУКТУРНОГО МАТЕРИАЛА	94
2. 1.	Общая характеристика мегантиклинория Большого Кавказа	94
2. 2.	Основные модели формирования мегантиклинория Большого Кавказа	100
2. 3.	Общее геологическое строение восточной части Большого Кавказа	104
2. 4.	Геологическое строение Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа	107
2. 5.	Геологическое строение Чиаурской тектонической зоны	115
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	
2. 6.	Геологическое строение Северо-Западного Кавказа, его складчатая структура	120
2. 7.	Структурные разрезы как источник материала для исследования складчатой	107
	структуры	127 131
ГПАІ	ВА 3. <b>ИЕРАРХИЧЕСКИЕ УРОВНИ СЛОЖНОЙ СКЛАДЧАТОЙ</b>	131
1 11/1	СТРУКТУРЫ, МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ	
	ПРОБЛЕМЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ	133
3. 1.	Существующие представления о возможных иерархических соотношениях	100
5. 1.	разномасштабных структур линейной складчатости	133
3. 2.	Основные утверждения, принятые в модели: свойство сохранения объемов	
	горных пород и плоская деформация для линейных складок	139
3. 3.	Система иерархии структур линейной складчатости (7 уровней)	145
3. 4.	Локальные структуры, не вошедшие в иерархическую систему	151
3. 5.	О направлении исследований механизмов формирования крупных структур от	
	мелких к крупным или от крупных к мелким	151
3. 6.	О соотношении направлений исследований механизмов формирования	
	складчатых структур в рамках кинематики и механики (динамики)	152
	Выводы по главе 3	153
ГЛА	ВА 4. ОТДЕЛЬНЫЕ СКЛАДКИ, МЕХАНИЗМЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И	
4 1	МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ УКОРОЧЕНИЯ	155
4. 1.	Понятие «механизм формирования структуры» применительно к складкам	155
4. 2.	Принятая морфологическая классификация складок «подобного» типа	157
4. 3.	Складки единичного вязкого слоя	160 160
	4. 3. 1 Модели формирования, модель расчетов конечно-элементным методом 4. 3. 2 Исследования природных складок Чиаурской тектонической зоны	164
	4. 3. 3 Исследования природных складок тиаурской тектонической зоны	104
	величин укорочения в мировой литературе (обсуждение)	169
	4. 3. 4 Выводы по результатам исследований складок единичного вязкого слоя	171
4. 4.	Складки пачек слоев – механизмы формирования и методы определения	.,.
	величины укорочения	172
	4. 4. 1 Теоретически возможные комбинации кинематических механизмов	
	формирования складок в компетентном и некомпетентном слоях	172
	4. 4. 2 Кинематическая модель формирования складки пачек слоев (подобная	
	1 1 1 · · · · · · · · · · · · · · · · ·	175
	складка в паре слоев «компетентный/некомпетентный»)	1,5
	4. 4. 3 Результаты исследования природных складок Чиаурской тектонической	100
	30НЫ	180
1 5	4. 4. 4 Исследования внутрислойных деформаций природных складок	182
4. 5.	Проверка метода определения укорочения складок пачек слоев – сравнение	186
	двух методов по результатам их использования в локальных структурах	190
4. 6.	Общее состояние исследований по анализу отдельных складок в многослойных	<b>.</b> - :
	средах (обсуждение)	187
	Выводы по главе 4	189

ГЛА	ВА 5. ОПИСАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ В СКЛАДКЕ И СКЛАДЧАТОМ	
	ДОМЕНЕ; МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР	190
5. 1.		190
	5. 1. 1 Описание деформаций в складчатых доменах	190
	5. 1. 2 Границы складчатых доменов – правила их выделения в природных	
	структурах и в моделях; домены как однородные структуры	193
5. 2.	Диагностика механизмов для локальных структур в «надвигах южного склона» –	
	Воронцовский покров	196
	5. 2. 1 Тектоническая позиция и геологическое строение Воронцовского покрова	196
	5. 2. 2 Альтернативные кинематические модели формирования складок	201
	5. 2. 3 Анализ природных складок в зоне детачмента Воронцовского покрова и	
	принятие решения	203
5. 3.	Диагностика механизмов для локальных структур в наклонных зонах	
	пластического простого сдвигания в Северо-Западном Кавказе	207
	5. 3. 1 Характер материала замеров параметров складчатых доменов в регионе	207
	5. 3. 2 Диагностическая диаграмма и выделение на ней ареала специфического	• • •
	механизма	209
	5. 3. 3 Сравнение модельных трендов и выявленной природной	212
	последовательности доменов	213
	5. 3. 4 Некоторые закономерности локализации наклонных зон сдвигания в	217
	пределах Северо-Западного Кавказа	217
ГΠΑ	Выводы по главе 5	218
I JIA		
	- ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ	220
6. 1.		220
0. 1.	6. 1. 1 Методы определения величин деформаций в складчатой структуре	220
	6. 1. 2 Восстановление доскладчатого состояния домена по трем	220
	кинематическим операциям	225
	6. 1. 3 Операции восстановления складчатой структуры в масштабах всего	223
	осадочного чехла	234
	6. 1. 4 Формирование квазитрехмерной модели осадочного чехла	237
6. 2.	Квазитрехмерная трехстадийная модель развития осадочного чехла Юго-	
	Восточного Кавказа	239
	6. 2. 1 Характер структурного материала	239
	6. 2. 2 Стратиграфические модели Тфанской и Шахдагской зон	243
	6. 2. 3 Замеры и построение сбалансированной модели структуры	249
	6. 2. 4 Сбалансированная модель структуры - результаты	263
6. 3.	Квазитрехмерная трехстадийная модель развития Чиаурской тектонической	
	зоны и зоны перехода к Закавказскому массиву	276
	6. 3. 1 Характер структурного материала	276
	6. 3. 2 Общая характеристика выделенных доменов	277
	6. 3. 3 Построение стратиграфических моделей для Чиаурской тектонической зоны	279
	6. 3. 4 Особенности процедур построения сбалансированных разрезов	281
	6. 3. 5 Доскладчатая структура Чиаурской зоны; величины укорочения по ячейкам	284
	6. 3. 6 «Надвиги южного склона Кавказа» как локальные структуры	294
6. 4.	Квазитрехмерная модель развития осадочного чехла Северо-Западного Кавказа	301
	6. 4. 1 Характер структурного материала	301
	6. 4. 2 Результаты расчетов	314
6. 5	Строение осадочного чехла и коры Большого Кавказа по геофизическим данным	
0. 5	•	
	Выводы к главе 6	328

ГЛА	ВА 7. ДИАГНОСТИКА МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР	
	ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В МАСШТАБЕ ВСЕГО ОСАДОЧНОГО	
	ЧЕХЛА	332
7. 1.	Механизмы формирования структур в масштабах осадочного чехла (уровни IV,	
	V, VI – структурные ячейки, тектонические зоны, складчатые системы)	332
	7. 1. 1 Некоторые важные методические результаты рассмотрения механизмов	
	формирования складчатых структур меньшего размера (складки и домены)	332
	7. 1. 2 Основные типы экспериментальных моделей; язык описания	
	деформационных трендов	336
7. 2.	Модели экспериментальные	340
	7. 2. 1 Регистрируемые механизмы в моделях Диксона	340
	7. 2. 2 Уточнение соотношения гравитационного соскальзывания и бокового	
	давления (Воронцовский покров) по результатам анализа моделей Дж. Диксона	345
	7. 2. 3 Диагностика механизмов в двух типах моделей В.Г. Гутермана	350
	7. 2. 4 Механизм «адвекция» в аналоговых моделях М.А. Гончарова	356
	7. 2. 5 Расчетная модель адвекции М.А. Гончарова (ПММА)	362
	7. 2. 6 Синтетическая модель «адвекция плюс сокращение» на основе ПММА	368
	7. 2. 7 Модель квазиизгиба в масштабе структурной ячейки на основе ПММА	370
7. 3.	Деформационные тренды природных структур Большого Кавказа	374
	7. 3. 1 Три тектонические зоны: Шахдагская, Тфанская, Чиаурская	374
	7. 3. 2 Другие данные о морфологии природных структур	377
7. 4.	Результаты сравнения природных и экспериментальных структур	380
	7. 4. 1 Исследованные механизмы, действие которых в природе не	
	подтверждается	380
	7. 4. 2 Теоретические и экспериментальные механизмы или их комбинации,	
	действие которых при формировании природных структур возможно	383
	Выводы по главе 7	385
ГЛА	ВА 8. О ЗНАЧЕНИИ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЛЯ АНАЛИЗА	
	МОДЕЛЕЙ ГЕОДИНАМИКИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	389
8. 1.		
	структурам Большого Кавказа	389
	8. 1. 1 Основные признаки структуры аккреционной призмы по ее моделям	389
	8. 1. 2 Разрывы в структуре Северо-Западного Кавказа, сравнение с	
	модельными ожиданиями «аккреционной» схемы	390
	8. 1. 3 Сравнение основных параметров морфологии складчатых систем и	•
	рельефа кровли фундамента с модельными ожиданиями	393
8. 2.	· 1 11	205
	возможной геодинамической модели	397
8. 3.		406
	8. 3. 1 Основные параметры альпийской складчатой структуры Большого	400
	Кавказа, их связь с горообразованием, возможные механизмы горообразования	406
0 4	8. 3. 2 Соотношение процессов складкообразования и горообразования	411
8. 4.		41.0
o =	структурных ячеек; изостазия и ее проявление в геодинамике	416
8. 5.	Проблема соотношения значительных амплитуд размыва и слабого	40.5
	метаморфизма пород альпийского складчатого чехла	425
D 4 3 3	Выводы по главе 8	430
	ЛЮЧЕНИЕ	434
ЛИТ	TEPATYPA	439
	ПРИЛОЖЕНИЕ	450
	А. Список основных опубликованных работ по теме диссертации	470

#### **ВВЕДЕНИЕ**

#### 1. Актуальность темы диссертации, степень ее разработанности

Диссертация касается проблемы строения и механизма формирования областей линейной складчатости (общего смятия), которые находятся в центральных частях складчато-надвиговых поясов. Эта проблема существует с конца XVIII века, но до сих пор является дискуссионной, а основные черты строения областей такой складчатости продолжают оставаться неясными. В подвижных поясах встречаются и другие типы складчатости – складки и надвиги предгорных прогибов и комплексы сложной метаморфогенной складчатости; происхождения этих структур работа не касается. В проблеме генезиса линейной складчатости не решены ее два основных вопроса – какова величина деформации (укорочения) структуры и каковы механизмы ее формирования. С середины XX века эти вопросы традиционно решались путем разработки умозрительных моделей, связанных с общими теоретическими установками исследователей, в рамках интерпретационного направления хода мысли – от общего к частному. Это способствовало возникновению множества моделей формирования природных складчатых структур, имеющих низкую достоверность, причем это было одинаково характерно для основных конкурировавших концепций – и для мобилизма, и для фиксизма. Нерешенность именно этой проблемы является одной из важных причин кризиса, существующего сегодня в тектонике, который выражается в том, что используются умозрительные геодинамические модели, выдвинутые десятилетия назад, а новых и проверяемых количественных моделей не появляется. Таким образом, несмотря на большую длительность исследований, разработанность проблемы остается низкой.

Существуют три основных процесса формирования и преобразования земной коры из бывших осадочных пород (или консолидации, создания ее «гранитного» слоя): магматизм, метаморфизм и складчатость. Эти процессы не идут постоянно, а занимают относительно короткий период в конце крупных тектонических циклов (для фанерозоя – каледонский, герцинский, киммерийский, альпийский). В методическом отношении, несмотря на все существующие проблемы, процессы метаморфизма имеют такие модели, которые позволяют ставить и решать конкретные задачи (например, используя минеральные Р/Т датчики). Примерно то же можно сказать и об уровне исследований магматических процессов. Из этих трех процессов только формирование складчатости не имеет в настоящее время достоверного описания своих основных причин и свойств. Таким образом, решение проблемы механизма формирования складчатости, в первую очередь – линейной, может являться ключом к пониманию основных закономерностей развития земной коры и формирования многих типов месторождений полезных ископаемых. В этом состоит актуальность темы диссертации.

#### 2. Основная цель и конкретные задачи исследования

Анализ методических основ применявшихся ранее подходов показал, что качественное умозрительное (без использования количественных моделей) формирование образования линейной складчатости не дает такого результата, достоверность которого может быть подтверждена в рамках строгой методологии. Известно, что не существует способов достоверно достраивать видимую часть структурного разреза вверх и вниз от линии профиля, поэтому представления об общей геометрии структуры могли быть только индивидуальноавторскими. Поскольку дорисовка структуры производилась всякий раз под влиянием теоретических моделей, то возникал «логический круг» – интерпретация конкретной природной структуры использовалась для подтверждения выдвигаемой модели. При этом не ставились цели достоверно определить такие важные параметры структуры как «величина сокращения» и «тип и амплитуда механизма». Надежды на использование в этой области исследований методов механики (изучение поля напряжений), существовавшие с середины XX века, не оправдались по ряду причин, в частности, поскольку в этой дисциплине традиционно деформации. Ситуация исследуются только малые осложнялась значительной разномасштабностью явления: в типичной природной структуре одновременно формировались складки размерами от сантиметров до первых километров.

Для прогресса в решении проблемы требовалось, прежде всего, разработать понятие иерархии объектов линейной складчатости, связанной с механизмами их формирования. Понятие самого механизма формирования должно было значительно отличаться от существующего в рамках механики сплошной среды (но по-прежнему опираться на принципы механики), поскольку оно должно было связывать геометрию развивающейся структуры с амплитудой этого механизма в виде кинематической модели. Решить проблему определения величины укорочения можно было только в рамках представлений об иерархии складчатости с использованием соответствующих масштабу объекта кинематических моделей. Методы определения того, какой именно механизм формировал изучаемую структуру, должны были зависеть от масштаба и характера объекта. В частности, требовалось найти такой язык описания объектов одного масштаба, который был бы связан с их деформацией, и мог быть применен и к природным, и к экспериментальным моделям с целью их наиболее объективного сопоставления. Создание совокупности методических разработок такого типа для всего спектра объектов являлось основной целью работы.

Из этого вытекали следующие основные конкретные задачи исследования:

- 1. Разработка иерархии объектов линейной складчатости;
- 2. Разработка (или поиск) моделей формирования разных типов отдельных складок и создание количественных методов определения величин деформации на их основе.

- 3. Апробация методов исследования отдельных складок на природном материале.
- 4. Разработка представления о складчатом домене и эллипсоиде деформаций для него как основе языка описания деформации структур крупнее отдельных складок.
- 5. Разработка метода определения величины укорочения и восстановления доскладчатых структур крупнее отдельных складок (метода построения сбалансированных профилей).
- 6. Апробация методов восстановления доскладчатой структуры на ряде природных объектов с целью создания объемных сбалансированных моделей их формирования.
- 7. Апробация языка описания деформаций крупных структур для природных и модельных (теоретических и экспериментальных) структур с целью их сопоставления и выявления тем самым действовавших в них механизмов формирования.

#### 3. Методические основы реализованных подходов и использованные методы

В соответствии с основными принципами тектонофизики при разработке методов использовались законы физики (сохранение массы вещества, т.е. объема при постоянстве плотности пород) и принципы механики (описание деформаций объектов через эллипсоид деформации), законы геометрии. Эти законы имели приоритет перед любыми моделями геодинамики. В работе при создании моделей крупных структур игнорировались любые схемы, модели и механизмы умозрительного характера. Такие модели создавались путем объединения структур меньшего размера, т.е. использовался ход исследования от частного к общему (а не наоборот, как это обычно делается при создании геодинамических моделей).

Использованные в работе методы включали в себя ряд стандартных — составление структурных пересечений в поле, сбор фактического материала о морфологии складок путем зарисовок, фотографирования и замеров элементов геометрии, структурно-исторический анализ геологических карт и др. Были использованы материалы стрейн-анализа, выполненного В.Н. Войтенко. Основные методы исследования, с помощью которых получены основные результаты, опираются на принципы механики, являются собственными и были разработаны специально. Эти методы перечислены в параграфе «Научная новизна».

#### 4. Фактический материал и личный вклад автора

В исследовании использован фактический материал нескольких видов: по отдельным складкам и по структурным пересечениям Большого Кавказа, по экспериментальным моделям. Полевой материал по морфологии отдельных складок в пределах Чиаурской тектонической зоны центрального сектора Большого Кавказа и Тфанской зоны Юго-Восточного Кавказа был собран самостоятельно в 1976-1981 гг., материал по некоторым складкам в Северо-Западном Кавказе для стрейн-анализа собран совместно с А.В. Марининым, материал по морфологии

складок в Воронцовском покрове собран при участии А.В. Маринина, Л.А. Сим и П.П. Гордеева. Стрейн-анализ по образцам из складок СЗ Кавказа выполнен В.Н. Войтенко. Наиболее детальные (1:10000) структурные пересечения Тфанской и Шахдагской зон были составлены в течение 1979-1981 гг. Е.А. Рогожиным при участии автора. Структурные пересечения через Чиаурскую зону (1:100000) составлены самостоятельно, пересечения по Северо-Западному Кавказу использованы полностью из опубликованной литературы (авторы – Т.В. Гиоргобиани Е.А. Рогожин). Детальные фотографии опубликованных экспериментов по воспроизведению складчатости бокового давления и гравитационного оползания (центрифугирование) были любезно предоставлены для использования в 1990-х годах их автором – В.Г. Гутерманом. Неопубликованные фотографии экспериментов по воспроизведению адвективных структур (слоистая канифоль) примерно в это же время были любезно предоставлены М.А. Гончаровым. Фотографии экспериментов Дж. Диксона брались из его публикаций 1991 и 2004 гг. Вся обработка материала по собственным методикам проводилась самостоятельно. Использованное специальное программное обеспечение является собственным, составленным в среде Turbo-Basic в разные годы.

В исследовании использованы разработанные предшественниками модели единичного вязкого слоя [Hudleston, Stephansson, 1973] и математическая модель адвекции М.А. Гончарова [1988]. Остальные модели и все методы являются оригинальными. В обосновании необходимости использования эллипсоида деформации для описания деформации складки и домена участвовал В.Н. Войтенко [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Методы исследования отдельных складок в первоначальных версиях и результаты их применения в Чиаурской зоне ранее составили материал кандидатской диссертации автора [Яковлев, 1979].

#### 5. Достоверность полученных результатов

Высокая достоверность результатов в части исследований отдельных складок обеспечивается опорой на принципы механики (складки пачек слоев) и на расчетную модель (метод конечных элементов для складок единичного вязкого слоя) и высокой корреляцией между результатами использования двух методов. Эти результаты в целом подтверждаются общепринятыми методами стрейн-анализа. Высокая достоверность результатов восстановления доскладчатой структуры по геометрии складчатых доменов обеспечивается следованием принципам механики и проверяемыми расчетами, а также использованием наиболее корректного и детального материала структурных пересечений. Имеющийся структурный материал подтверждает правильность использованного представления о плоской деформации, т.е. об отсутствии удлинения складок вдоль их шарниров. Величины укорочения структур разного масштаба, полученные с помощью разработанных методов, таким образом, обоснованы использованием принципов механики и законов геометрии. Сбалансированные по объемам

стратиграфических толщ квазитрехмерные трехстадийные модели строения осадочного чехла являются достоверными по тем же основаниям, а также, там, где это возможно, в основном подтверждаются геофизическими данными.

#### 6. Научная новизна

Работа представляет собой новое направление в тектонофизике, структурной геологии и тектонике, называемое «**многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости».** Новизна работы складывается из новых методических подходов (пункты 1-5), методов и моделей (6-8), а также полученных результатов (9-18).

- 1. Предложено выделять в качестве объектов исследования не традиционные складчатые структуры, удобные для целей картирования, а иерархически соподчиненные объекты, формирование которых в пределах определенного объема слоистости описывается разработанными для них кинематическими моделями (механизмами).
- 2. Предложен язык описания деформаций структур крупнее домена (который состоит из ряда складок), основанный на геометрических свойствах домена (измеряются наклон осевой поверхности, наклон зеркала складок и величина укорочения складок), сопоставляемых с эллипсоидом деформаций, и включающий новое понятие "амплитуда механизма".
- 3. Предложены и реализованы многоэтапные вычислительные процедуры реконструкции крупных складчатых структур, обобщающие результаты от мелких к крупным (от частного к общему), что позволяет методически корректно восстанавливать геометрию природных объектов, не связывая ее с существующими теоретическими схемами.
- 4. Предложен и апробирован метод сопоставления природных и модельных структур с использованием количественных параметров геометрии складчатого домена (смотри п.2, язык описания деформаций), позволяющий находить объективные закономерности теоретических механизмов и выявлять возможные результаты их действия в природных объектах, тем самым получая обоснованные выводы о генезисе природных структур.
- 5. Предложена кинематическая **модель** формирования складок пачек слоев (версия 2002 г., модифицированная) и разработан основанный на ней **метод** определения величины укорочения и соотношения действовавших механизмов.
- 6. С использованием принципов механики **разработан метод** определения величины сокращения структур от складчатого домена и крупнее, который является основой метода построения сбалансированных разрезов по геометрии домена. В настоящий момент это единственный существующий метод построения таких разрезов в пределах хинтерланда.
- 7. Предложено составлять сбалансированные (на основе евклидовой геометрии и величин деформации) по объему всего осадочного чехла квазитрехмерные модели трех основных этапов

развития структур линейной складчатости (результат осадконакопления, сформированная складчатость, современная структура после горообразования). Это позволяет оценивать современную глубину фундамента и объем размытых осадков верхней части чехла.

- 8. Дано систематическое описание результатов моделирования по воспроизведению складчатых структур разного генезиса с использованием количественных замеров геометрических параметров доменов, что позволило охарактеризовать на полуколичественном уровне основные механизмы формирования таких структур (боковое укорочение, горизонтальный простой сдвиг, адвекция, наклонные зоны сдвигания, аккреционные структуры) или их комбинации (адвекция плюс укорочение и квазиизгиб). Полуколичественные процедуры сравнения позволяют отличать их друг от друга и сопоставлять с природными структурами.
- 9. Получены статистически значимые ряды определений величины укорочения и параметров механизмов формирования для двух типов отдельных складок (единичного вязкого слоя и пачек слоев). Зафиксированы значения от 25% до 83% при среднем 56%. Установлено, что величина укорочения связана с локальной относительно устойчивой тектонической ситуацией в структурах среднего размера в обстановке общего укорочения или чистого сдвига. В обстановке простого горизонтального сдвигания (внутри зоны базального надвига или детачмента Воронцовского покрова) возникает крайне неоднородная деформация, для которой регистрируются величины деформации складок от 2% до 95% (среднее 61%).
- 10. Определены величины укорочения для крупных объектов типа «структурная ячейка» и «тектоническая зона». Они меняются для структурных ячеек от 36% до 67% для восточной части Большого Кавказа при средних значениях 49 57% (для разных тектонических зон) и от 2-10% и растяжения -10% до 67% для Северо-Западного Кавказа при среднем значении 35%. Для тектонических зон сокращение составило от 41% до 53% для восточной части Большого Кавказа и для длинных профилей Северо-Западного Кавказа от 12% до 52% при среднем 35%.
- 11. Составлены квазитрехмерные модели осадочного чехла трех районов Большого Кавказа на основе данных об укорочении в пределах структурных ячеек. Распределение современных расчетных глубин кровли фундамента имеет сложный, но закономерный характер. Глубины меняются от -2.2 и -4.4 км до -13, -19, -26.3, -31.7 км при средних значениях в разных частях структур от -10.2 и -12.0 до -13.2 и -20.5 км. Показано (с точностью, связанной с принятой стратиграфической моделью), что мощность колонны размытых осадков (или амплитуда поднятия при горообразовании) достигает 12.5 км, 24.4 км, 22.2 км, при средних значениях в 9.6, 19.2, 16.1, 8.9 км, что в 3 5 раз превышает общепринятые значения. По отношению к параметрам любых геодинамических моделей этих данные являются независимой информацией.
- 12. Обоснована гравитационная природа Воронцовского покрова на основе установленного механизма формирования складок в зоне его базального надвига.

- 13. Для Северо-Западного Кавказа на основе исследования морфологии складчатых доменов выделены деформационные структуры, называемые «наклонные зоны пластического сдвигания», обычно приуроченные к крупным надвигам. Показано, что их формирование связано с действием простого сдвигания вдоль этой наклонной зоны в комбинации с минимальным горизонтальным укорочением. Для этого типа деформации выделяется специальный тип локального механизма «принадвиговый механизм».
- 14. Показано, что механизм формирования складчатости тектонических зон Большого Кавказа удовлетворительно описывается моделями типа «адвекция плюс сокращение» («квазиизгиб») в комбинации с «принадвиговым механизмом».
- 15. По комплексу признаков обоснована невозможность использования общепринятых схем формирования аккреционной призмы (А-субдукции) для объяснения складчатости Большого Кавказа в целом. В том числе установлено по расчетным сбалансированным моделям, что структура Большого Кавказа на уровне кровли фундамента испытала погружение на 10-15 км относительно Закавказского массива по зоне разделяющего их Рача-Лечхумского разлома, что говорит о совместном укорочении чехла и фундамента южной части Большого Кавказа. Тем самым известное относительно северных блоков положение о совместной деформации чехла и фундамента распространяется на все сооружение Большого Кавказа.
- 16. На количественном уровне на примере построенных сбалансированных структур Большого Кавказа показано, что линейная складчатость не могла возникнуть без преобразования пород нижней и средней коры в более плотные мантийные модификации.
- 17. На количественном уровне с использованием корреляции ряда параметров структурных ячеек Большого Кавказа доказано существование известных ранее «геосинклинальных» закономерностей развития земной коры: те блоки, в которых накапливаются большие мощности специфических терригенных толщ, затем испытывают большее укорочение, и именно в них в конце развития возникают большие амплитуды неотектонического поднятия.

#### 7. ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

- 1. Новые принципы выделения объектов линейной складчатости, позволившие сформировать систему иерархии объектов. Для характеристики объектов использованы наборы кинематических моделей, положенные в основу комплекса методов исследования и использованных методических приемов.
- 2. Механизмы формирования локальных приразломных структур Воронцовского покрова и Северо-Западного Кавказа. Механизм, выявленный по описаниям деформации складок в детачменте Воронцовского покрова, отвечает горизонтальному простому сдвигу (кинематически) и гравитационному оползанию (геодинамически). Механизм формирования серии локальных

приразломных наклонных зон пластического сдвигания, выявленных по морфологии складчатых доменов на Северо-Западном Кавказе, соответствует сопряженным зонам скалывания.

- 3. Характерные черты трендов развития механизмов формирования основных экспериментальных и теоретических моделей, позволяющие отличать их друг от друга. На основании описаний этих трендов природные структуры в Чиаурской, Тфанской и Шахдагской тектонических зонах наилучшим образом сопоставляются с моделью квазиизгиба (сочетание кинематических механизмов диапиризма и сплющивания) в комбинации с локальным принадвиговым механизмом, формирующим наклонные зоны пластического простого сдвигания.
- 4. Величина укорочения складчато-разрывной структуры изученной части альпийского Большого Кавказа в масштабе структурных ячеек (совместно для чехла и фундамента) имеет средние значения от 35% до 57%. Восстановленное расчетное современное положение кровли фундамента для структурных ячеек образует упорядоченные структуры на глубинах 5-30 км при средних значениях от 10 до 20 км и максимальных погружениях фундамента на южном фланге Большого Кавказа. Эродированная часть осадочного чехла имеет средние амплитуды размыва от 9 до 19 км для изученных тектонических зон.

#### 8. Научная и практическая значимость

Основная научная ценность работы состоит в том, что разработанные подходы и методы позволяют обоснованно на количественном или полуколичественном уровне подтверждать или опровергать геодинамические модели структур линейной складчатости путем их сравнения с природными объектами. Результаты многорангового деформационного анализа могут быть использованы для выдвижения новых, более достоверных геодинамических моделей. Метод объемного балансирования структурных пересечений может быть использован для прогноза структуры на глубины 20-30 км (что может экономить средства на геофизические исследования) и восстановления доскладчатой структуры, а также для подсчета объемов пород стратиграфических подразделений или запасов полезных ископаемых.

#### 9. Апробация результатов исследования и публикации

Результаты исследований по теме диссертации, которые сформулированы в виде основных защищаемых положений, неоднократно представлялись автором на конференциях и совещаниях различного уровня, включая международные. Среди них всероссийские тектонические совещания (2003, 2006, 2007, 2008, 2010 гг.), тематические совещания и всероссийские конференции (1987, 1990, 1997, 2003, 2005, 2008, 2009, 2012 гг.), в том числе – тектонофизические, доклады в МОИП (1978, 2004 гг.), международные совещания в Европе на ЕGU (1993, 2005, 2006, 2007, 2011 гг.), на конференции GEOMOD (2012), на СЕТеG (2008,

2010), на конференции ILP Marseille (2013). Большинство представленных докладов было сделано единолично. Кроме этого, результаты разных этапов исследований и их обобщения неоднократно в разные годы докладывались на различных семинарах, конференциях, заседаниях коллоквиумов в ИФЗ РАН, ГИН РАН, ИГ КарНЦ РАН, в других организациях.

Разработанные подходы, методы исследований и результаты их применения в изучении природных складчатых структур, а также теоретических и экспериментальных моделей опубликованы в виде 12 статей в основных журналах из списка ВАК – Бюллетень МОИПа (1978, 2001, 2006), Геотектоника (1983, 1987, 1987), Доклады РАН (2008), Физика Земли (2009), Вестник КРАУНЦ (2010, 2012) и международных – Tectonophysics (2012), Comptes Rendus Geoscience (2012), в виде статей или глав в монографиях (7 публикаций) – «Проблемы тектонофизики» (2008),«Планета Земля. Энциклопедический справочник» (2004),«Диагностика механизмов образования линейной складчатости...» (1997), рецензируемых журналах «Geological Society, London, Memoirs» (2006), «Геофизические исследования» (2008). Другие крупные или важные статьи были опубликованы в тематических сборниках, материалах конференциях и совещаний. Подавляющее большинство публикаций являются единоличными. Общий объем публикаций составляет около 45 п.л.

#### Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения, списка литературы и приложения. Общий объем диссертации – 470 страницы (без приложения), из них 438 страниц текста, включая 194 рисунка и 44 таблицы. Список литературы состоит из 419 наименований на 32 страницах.

#### Благодарности

На протяжении нескольких десятилетий, в течение которых проводились исследования, автор пользовался консультациями, обсуждениями и поддержкой многих людей. В.В. Белоусов, как известно, сформулировал общую постановку задачи исследования складчатых структур, как одну из центральных проблем геотектоники, он же всячески стремился использовать законы физики и численные методы. В.Н. Шолпо принадлежит первоначальная формулировка общей задачи определения величины сокращения пространства в складчатых структурах. Очень важной для автора была организационная и моральная поддержка его усилий со стороны крупных ученых — В.Е. Хаина, Жака Анжелье (J. Angelier), Ю.Г. Леонова. В период своего обучения в МГУ (1973-1979) автор обсуждал проблемы складкообразования с сотрудниками лаборатории тектонофизики — А.В. Вихертом, М.А. Гончаровым, В.Г. Талицким, Н.С. Фроловой,

А.Г. Малюжинцем. Совместные полевые работы с Е.А. Рогожиным позволили приобрести важный опыт, ему же принадлежит авторство основного массива использованных структурных Многократные обсуждения геологии Большого Кавказа М.Л. Соминым, данных. Л.М. Расцветаевым, Е.А. Рогожиным, А.В.Марининым были очень полезны. Различные теоретические вопросы геотектоники неоднократно обсуждались с Ю.А. Морозовым, Л.М. Расцветаевым, Ю.С. Геншафтом, М.Л. Коппом, В.А. Ермаковым. Н.Б. Кузнецовым, М.Г. Леоновым, В.Г. Трифоновым, А.И. Кожуриным, А.К. Худолеем, В.Н. Войтенко. М.А. Гончаров неоднократно выполнял очень внимательное рецензирование статей автора, что привело к улучшению понимания многих аспектов тектоники и геодинамики. Настоящая работа была выполнена в лабораториях тектонофизики (в 1992-2012 гг.) и палеогеодинамики (2012-2014 благодарен Ю.Л. Ребецкому, Д.Н. Осокиной, А.В. Михайловой. А.В. Маринину и А.С. Лермонтовой за многократные заинтересованные и детальные обсуждения Т.П. Белоусов, А.М. Корженков, А.А. Никонов, С.В. Шварев, многих аспектов работы. Р.Ю. Стаховская, Л.Д. Флейфель многократно участвовали в рабочих обсуждениях материалов на финальной стадии написания работы и всячески способствовали ее завершению. Ю.Л. Ребецкий и М.Л.Сомин рецензировали диссертацию на предварительной защите, что позволило заметно ее улучшить. Сотрудники ИФЗ РАН и других академических институтов – С.Л. Юнга, А.Ф.Грачев, Ю.О. Кузмин, М.В. Родкин, Г.Л. Косарев. В.В. Погорелов, Ю.В. Харазова, Е.Б. Чирков. П.А. Леляев, А.М. Кузин, В.В. Травин, Н.В. Шаров, В.С. Имаев, А.Л. Стром, С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, В.А. Саньков, А.В. Прокопьев, В.А. Рашидов, - на семинарах и в рабочем порядке неоднократно обсуждали важные аспекты работы, что помогало их осмыслению. Коллеги из других стран – О.Б. Гинтов, Т.В. Гиоргобиани, Р.А. Умурзаков, Ю.Ю. Подладчиков, III. Шмальхольц (S. Schmalholz), Д. Мозар (J. Mosar), Л. Фодор (L. Fodor), Ф. Бержерат (F. Bergerat), Ф. Рур (F. Roure), А. Сейнто (A. Saintot) проявляли интерес к получаемым результатам, что оказывало заметную моральную поддержку.

## ГЛАВА 1. ОБЗОР МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ПОДХОДОВ И ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ МЕХАНИЗМА СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

#### 1. 1. Геотектонические гипотезы, разработанные до середины XX века

Для решения проблемы строения и происхождения крупных тектонических структур используются гипотезы, базирующиеся на истории геологического развития региона или на общих закономерностях формирования крупных структур земной коры, с учетом возможных источников энергии таких преобразований. В настоящее время круг этих вопросов относят к широкому понятию «геодинамика». Одним из центральных аспектов таких гипотез всегда был вопрос о механизме формирования линейной складчатости в центральных частях подвижных поясов. Первое научное обобщение, гипотеза контракции, в начале XX века начала испытывать трудности, связанные с накопленным фактическим материалом (например, стало ясно происхождение рифтов в результате растяжения), в том числе - с успехами астрономии (отказом от представлений Лапласа о жидкой Земле, лежащее в основе гипотезы). Это вызвало появление целого ряда гипотез: пульсационной, расширения Земли, подкоровых течений, ундационной, радиомиграционной, дрейфа континентов и ряда других, более частных. Их разработка связана с работами ряда крупных ученых: A. Rothpletz (1902), A. Wegener (1912), A. Holmes (1929, 1933), W.H. Bucher (1933), O.C. Hilgenberg (1933), L. Egyed (1956), B.C. Heezen (1960), R.W.van Bemmelen, (1932, 1966), M.A. Усов (1940), В.А. Обручев (1940), М.М. Тетяев (1934), В.В. Белоусов (1942). К середине 20-го века был также накоплен определенный опыт обобщения материалов геологического строения различных регионов Земли, и были выявлены важные закономерности развития типичных структур. К этому времени уже была разработана большая часть классических тектонических методов исследования: составление геологических и тектонических карт, анализ фаций и мощностей, формационный анализ, объемный метод, анализ перерывов и несогласий, структурный, сравнительно-тектонический. Были обобщены данные о тектонике Азии (Émile Argand), структуре Альп (Otto Ampferer) и палеозойской Европы (Leopold Kober). Г. Штилле (Hans W. Stille) выдвинул представление об орогенических фазах, которые переводят блоки коры из подвижного в стабильное (платформенное) состояние, наращивая, тем самым, континенты (cratons). Появились представления о коллизии (E. Argand) в результате перемещения плит. В СССР успехи в тектонике этого периода связаны с именами крупных ученых – А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Н.И. Николаева, С.С. Шульца. Полученные с помощью указанных выше методов детальные знания о строении и развитии типичных структур потребовали детального же объяснения их происхождения. Стало ясно, что многие проблемы их генезиса связаны с эндогенной тектонической активностью объемов пород разного масштаба, и эти проблемы не могут быть разрешены, если использовать только собственные методы структурной геологии и тектоники.

В числе таких очень важных вопросов находилась проблема происхождение складчатости. В связи с этим середину XX века можно рассматривать как время, начиная с которого в тектонике возникла тенденция использования законов и методов физики: механики сплошной среды и методов физического моделирования. В это время возникают группы исследователей, развивающих методы структурной геологии и тектонофизики: В.В. Белоусов и М.В. Гзовский в СССР приступили к исследованиям по широкому спектру проблем, Г. Клоос длительное время изучал деформации в гранитах и развивал моделирование разрывов (рифтов) на влажных глинах (H. Cloos, [1947]), Э. Клоос (Е. Cloos, [1947]) начал систематическое изучение деформаций природных структур по оолитам, Х. Рамберг (H. Ramberg, [1963; 1967]) в Швеции начал использовать моделирование с соблюдением условий подобия, Дж. Рэмзи (J.G. Ramsay, [1967]) значительно расширил и уточнил понятия структурной геологии на основе принципов механики.

## 1. 2. Возникновение и развитие тектонофизики, развитие исследований в структурной геологии и тектонофизике середины и конца XX века

Один из лидеров геотектоники в СССР, тогда еще молодой геолог, профессор Владимир Владимирович Белоусов (1907 - 1990), в 1944 г. был приглашен О.Ю. Шмидтом в Институт сейсмологии АН СССР (сейчас – ИФЗ РАН). Там по его инициативе впервые в СССР к решению проблем тектоники был привлечен ряд ведущих физиков и механиков, и этим было положено начало развитию нового важного направления тектоники - тектонофизики. В ее задачу входило решение проблем геотектоники на основе знаний и точных методов физики и механики. В число этих крупных ученых входили Е.Н. Люстих и Г.И. Гуревич. В организованной В.В. Белоусовым первой лаборатории тектонофизики (1948 г.) при участии А.В. Горячева, А.А. Сорского, И.В. Кирилловой, Е.А. Чертковой, В.В. Эза начали производиться эксперименты по воспроизведению тектонических структур, в первую очередь наиболее интересных – складок. Лидером нового направления стал Михаил Владимирович Гзовский (1919 - 1971). Он сумел освоить основные идеи механики, понять ошибки и успехи существовавших тогда в тектонике идей формирования ряда структур, в основном – разрывов. Именно М.В. Гзовский в СССР начал изучать напряженное состояние горных массивов по совокупностям трещин скалывания; он сформулировал понятие «тектонические поля напряжений». Появились первые удачные работы его группы исследователей по использованию тектонофизических методов для решения задач рудной геологии, которые были связаны с выбором вариантов генезиса разрывов и крупных складок в Байджансайском антиклинории хребта Каратау (Казахстан). Исследование напряженного состояния, как метод решения проблем тектоники, в свою очередь превратилось в отдельное важное направление тектонофизики. Для решения таких задач М.В. Гзовским в 1968 г. в ИФЗ РАН была организована специальная лаборатория. Ее сотрудники занимались в основном вопросами происхождения разрывов и проблемами сейсмичности. В.В. Белоусов и его сотрудники в лаборатории тектонофизики на геологическом факультете Московского государственного университета (МГУ) с 1953 г. и в отделе геодинамики в ИФЗ СССР в 1955 – 1990 гг. сосредоточились на решении проблем эволюции крупных структур на континентах (на платформах и в подвижных поясах) и в океанах, в том числе – на решении проблемы происхождения складчатости. Исследование разномасштабных структур, имеющих большие деформации, можно рассматривать как второе крупное направление тектонофизики.

Длительное время усилия исследователей в обоих направлениях тектонофизики были сосредоточены на развитии самих методов исследования. Как важная ветвь тектонофизики, к 1955-1980 гг. было сформировано направление эквивалентного моделирования, в том числе – складчатости. Это моделирование расширило представления о возможных механизмах формирования складчатости, но проблему происхождения структур так и не решило. Для решения геодинамических задач на основе данных тектонофизики использовались в основном результаты исследований полей палеонапряжений в относительно простых структурах (не складчатых), современных полей напряжений по механизмам землетрясений, а также были получены некоторые решения в области механизмов образования складок.

Наибольшее число работ по проблеме складкообразования и смежным вопросам было выполнено сотрудниками В.В. Белоусова примерно с 1949 до 1985-1995 гг. Многочисленные публикации в виде статей и монографий касались результатов осмысления многолетних детальных полевых структурных исследований линейной складчатости альпийского Большого Кавказа: А.А. Сорский [1962, 1963, 1964, 1966; Сорский, Шолпо, 1962], И.В. Кириллова [1962, 1963, 1968], В.Н. Шолпо [1964, 1978; Шолпо и др., 1993], Е.А. Рогожин [1987; Рогожин, Шолпо, 1988а; Рогожин, Яковлев, 1983], Н.Б. Лебедева [1962, 1972], А.В. Вихерт [1972, 1975; Вихерт и др., 1966], А.М. Шурыгин [1962]. Взаимоотношение палеозойского фундамента и юрского чехла там же было исследовано М.Л. Соминым [1971, 1982, 1994а; Сомин, Видяпин, 1987]. Были детально исследованы: каледонский Таласский Алатау (Северный Тянь-Шань) А.В. Вихертом, М.А. Гончаровым, Н.С. Фроловой, А.Г. Малюжинцем ([Вихерт, 1988; Гончаров и др., 1988; Гончаров и др., 1995; Малюжинец, 1987; Фролова, 1982]), герцинский Туркестанский хребет Южного Тянь-Шаня (Е.А. Рогожин [1977]), герцинские складчатые структуры Зилаирского синклинория Южного Урала (группа В.В. Эза [Эз и др., 1965]). Структуры метаморфогенной складчатости изучались группой В.В. Эза в докембрии Балтийского щита [Эз, 1967; 1968; 1971], Прибайкалья [Эз и др., 1973; 1974; 1980] и в палеозойских структурах Султан-Уиздага в Узбекистане [Морозов, Гептнер, 1997; Эз, 2000]). В процессе всех этих работ был собран и обобщен очень большой детальный материал о реальных природных складчатых структурах ([Складчатые..., 1962; Очерки..., 1970; Очерки..., 1977; Эз, 1978; Шолпо и др., 1993]).

Важные эксперименты по формированию складчатых и разрывных структур на эквивалентных материалах в рамках этого коллектива были проведены Н.Б. Лебедевой [1966], М.А. Гончаровым при участии Ю.М. Горелова [Гончаров, Горелов, 1975], Т.М. Гептнер [1988], В.Г. Талицким [Талицкий, Галкин, 1997а, 19976], А.В. Вихертом [1980]. Важные теоретические работы, связанные с происхождением складок и складчатости, были выполнены М.А. Гончаровым [1976, 1979, 1988, 1993, 1997], Е.А. Рогожиным [Рогожин, Шолпо, 1988а], М.Л. Соминым [1994а, 2000б]. В.Г. Талицким [1991, 1994; Талицкий, Галкин, 1989], В.Н. Шолпо [1978, 1993а, 1993б, 1994, 2003], В.В. Эзом [1969, 1978, 1985, 2009а, 2009б]. Большинство этих работ объясняли возникновение складчатости в рамках концепции фиксизма и были обобщены В.В. Белоусовым в виде ряда монографий [1968, 1976, 1989а, 1989б, Белоусов и др., 1986]. В публикациях 1980-1990 гг. в этих обобщениях предлагалась схема развития земной коры и ее взаимодействия с верхней мантией под названием «эндогенные режимы» [Белоусов, 1978, 1982, 1985а, 1991; Белоусов, Павленкова, 1986, 1989].

Под влиянием В.В. Белоусова и М.В. Гзовского в СССР возникло несколько групп исследователей, работавших над проблемой происхождения складчатости в пределах Казахстана (Е.И. Паталаха с сотрудниками [Паталаха 1970, 1981, 1985; Паталаха, Гиоргобиани 1975, Паталаха и др. 1974, 1995]) и Большого Кавказа (Т.В. Гиоргобиани, [Гиоргобиани, 1987; 1991; 1997; 2008; 2010; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Гиоргобиани, Закарая, 1989]). Эти коллективы проводили систематические детальные полевые исследования, и использовали эксперименты на эквивалентных материалах – в Казахстане (Е.И.Паталаха) [Паталаха и др. 1974] и Грузии (Т.В. Гиоргобиани) [Гиоргобиани, 1987; Гиоргобиани, Закарая, 1989]. В Казахстане были выполнены интересные работы в рамках механики в сотрудничестве с И.А. Гарагашем [Паталаха, Гарагаш, 1988, 1990]. В этих двух группах были разработаны методы тектонофациального анализа, оценки величин укорочения по малым формам и концепция тектонического течения (Е.И. Паталаха), использовались концепции структурных парагенезов и разработаны представления о пластичной деформации укорочения в фундаменте Большого Кавказа (Т.В. Гиоргобиани). Отдельные вопросы реологии горных пород и измерения деформаций в складчатости по малым структурным формам разрабатывались в лаборатории экспериментальной тектоники в Новосибирске [Лучицкий и др., 1967; Громин, 1970, 1977].

В странах Европы и Северной Америки исследования проблемы складкообразования в рамках тектонофизики, механики сплошной среды и структурной геологии успешно развивались по нескольким направлениям.

Важную роль в середине и в последней четверти 20-го века играла разработка и применение методов стрейн-анализа. Частично появление этого направления можно связать с тем обстоятельством, что, поскольку мощности слоев в складках существенно менялись от

крыльев к замкам, то вопрос о первоначальной их толщине оставался открытым. Соответственно, это не давало возможности надежно восстанавливать исходное положение всей структуры. Начиная с простых случаев исследования деформаций оолитов [Cloos E., 1947], усилиями Дж. Рэмзи, Р. Лизла, Д. де Паора, Н. Фрая, Е. Эрслева примерно с 1965 г. методы постепенно приобретали все более совершенный вид и были распространены на самые обычные породы. В настоящий момент методы превратились в сложные, технологически совершенные средства, позволяющие получать описание типа и величины деформации (в виде эллипсоида деформации) в масштабах образца горной породы или небольшого обнажения. Однако существуют, во-первых, определенные ограничения по условиям корректного применения каждого из этих методов, а, во-вторых, остался неразработанным вопрос как обобщить данные, полученные для малых объемов, на более крупные объекты. К настоящему времени интенсивность работ в этом направлении заметно снизилась, а описания деформационного состояния природных структур встречаются нечасто. Можно сказать, что результаты работ пока не оправдывают ожиданий, существовавших в последней четверти 20-го века. В России и странах СНГ работы этого направления являются редкостью. Упомянем здесь некоторые исследования методического характера с примерами конкретных природных структур [Вихерт, 1988; Худолей, Семилеткин 1992; Кирмасов, 2002] и отдельные обзоры [Лукьянов, 19916; Родыгин, 1996; Худолей, 2004]. Наиболее полный на сегодняшний день обзор методов и полученных результатов по мировой литературе был сделан в диссертации В.Н. Войтенко [2007], в которой также показаны результаты применения стрейн-анализа к структурам Таласского Алатау.

Одним из серьезных успехов структурной геологии последних десятилетий является разработка методов построения сбалансированных разрезов [Dahlstrom, 1969; Ramsay, Huber, 1987], использование которых в интересах нефтегазовой промышленности широко практикуется во многих странах. Метод применяется для исследований структуры предгорных и межгорных прогибов, имеющих в основном молассовое заполнение, в котором слоистый чехол смят в крупные складки и нарушен надвигами. Общая идея метода состоит в том, что структурный разрез, построенный вкрест простирания общей структуры первоначально по данным поверхностной геологии, бурения и геофизических исследований, с помощью ряда формальных операций уточняется до такого состояния, при котором его развернутое доскладчатое положение в ядрах складок и на крыльях разрывов не имеет перекрытий или зияний. Поскольку этот метод используется в интересах добычи углеводородного сырья, то построение таких разрезов гарантирует отсутствие в них явных ошибок при прогнозе локализации ловушек. Первые разрезы такого типа строились вручную и требовали заметных затрат времени. С появлением доступной вычислительной техники, примерно с 1985 года, стало

появляться большое количество разнообразного программного обеспечения, в основном дорогостоящего. В связи с тем, что в пределах России и стран СНГ основные залежи углеводородного сырья располагаются в пределах платформенных территорий, метод построения сбалансированных разрезов не получил значительного распространения. Только в пределах части структур Тимана, в Дагестане и Карпатах использование этого метода представляет интерес для нефтедобывающей промышленности. Тем не менее, интерес к таким методам существует в связи с широким развитием надвиговых структур в области Верхоянья, а наиболее важные работы проводились А.В. Прокопьевым. Этот исследователь с соавторами выпустили учебные пособие [Прокопьев и др., 2004]\*, в котором показаны основы метода, терминология, основные этапы работы и примеры структур. Однако метод имеет очень жесткие ограничения, которые не позволяют использовать его для восстановления структуры линейной складчатости центральных частей складчатых сооружений в пределах флишоидных толщ.

Представление об основных направлениях использования механики сплошной среды в тектонофизике, в том числе – в области исследования складок и больших деформаций, можно получить из обзора А.С. Григорьева и В.П. Ионкина [1972]. В первую очередь это вопросы потери устойчивости границы сред с разной вязкостью, включая полупространство (мембрана) и более вязкий слой в менее вязкой среде. В рамках последней задачи в 1973 году методами конечных элементов была рассчитана модель единичного вязкого слоя [Hudleston, Stephansson, 1973], которая показала изменения геометрии слоя формирующейся складки в зависимости от величины укорочения и контраста вязкостей. В последующем и по настоящее время принимались усилия по разработке моделей такого рода с использованием более корректной теории и современных вычислительных технологий, в том числе - группы исследователей -N. Mancktelow, S.M. Schmalholz, Y.Y. Podladchikov, M. Frehner (например, [Mancktelow, Abbassi, 1992; Mancktelow, 1999, 2001; Schmalholz, 2006; Schmalholz, Podladchikov, 2000; Schmalholz et al., 2001; Frehner, Schmalholz, 2006]). В основном ученые этой группы разрабатывали теоретические проблемы описания механизмов и напряженного состояния слоистой среды. Интересующие нас методы определения величины укорочения по форме слоев в складках в настоящий момент представлены только двумя работами [Schmalholz, Podladchikov, 2001; Srivastava, Shah, 2008] и широкого развития на практике не получили. Недавно появилась обзорная работа [Hudleston, Treagus, 2010], которая в целом подтверждает это наблюдение. Ниже она будет рассмотрена специально. Несколько особняком стоят в этом смысле работы довольно многочисленной группы «Oviedo Fold Analysis Group» (OFAG)<sup>†</sup> из Испании, в которую входят в качестве основных исследователей механик J. Aller и геологи

<sup>\*</sup> Пособие имеет ограниченный тираж, но доступно по адресу <a href="http://avspir.narod.ru/geo/razlomy/index.htm">http://avspir.narod.ru/geo/razlomy/index.htm</a>

<sup>†</sup> http://geol00.geol.uniovi.es/Investigacion/OFAG/Foldteam.html

N. Bobillo-Ares, F. Bastida (Испания), а также механик и геолог R.J. Lisle (Великобритания). Эти исследователи неоднократно обращались к разным аспектам формирования отдельных складок в основном «параллельного» морфологического типа, например, [Aller et al., 2008; Bastida et al., 2003; Bastida et al., 2005; Bobillo-Ares et al., 2000; Lisle et al., 2009]. Как и в случае со стрейнанализом, не существует примеров исследования деформационного состояния структур крупнее отдельных складок. Если обращаться к методам моделирования в рамках механики, то современные компьютерные программы позволяют создавать довольно сложные объекты, достигающие больших величин деформации. Однако проблема состоит как раз в большой сложности типичных природных многослойных объектов (по их геометрии и реологическим свойствам) и в определении способов их нагружения. Можно сказать, что одна из задач внутри проблемы механизма складкообразования именно таким образом может сформулирована: описание типичной структуры (начальная и конечная геометрия, реологические свойства, комбинация условий внешнего нагружения и внутренних сил), которая в настоящий момент представляет собой складчатое сооружение. Теоретических работ, надежно описывающих потерю устойчивости многослойной среды, ход развития большой деформации, и подтвержденных экспериментами, также не существует. Таким образом, исследования в рамках механики сплошной среды в настояший момент лают удовлетворительные модели только для отдельных несложных объектов.

Создание моделей на эквивалентных материалах, воспроизводящих крупные складчатые комплексы, встречает почти непреодолимые технические сложности, в связи с чем число качественных моделей невелико. В качестве исключения укажем на работы группы Дж. Диксона (например, [Dixon, Tirrul, 1991; Dixon, 2004]), в которой была разработана технология создания очень тонкой слоистости (100 слоев на 1 см мощности модели), что позволило моделировать структуры типа аккреционной призмы в центрифуге с соблюдением условий подобия. Эти модели ниже будут детально обсуждаться. В этой же группе в 2012 году сделаны модели, в которых деформациями охвачены не только структуры чехла, но и фундамента [Harris et al., 2012].

Надо заметить, что в отношении масштаба изучаемых складчатых структур и их моделей существует весьма заметная неравномерность. Очень много работ как по созданию моделей, так и по изучению природных структур посвящены малым объектам, главным образом отдельным складкам. Число работ, направленных на изучение крупных природных структур, напротив, очень мало. В заключение параграфа 1.2. укажем, что здесь дан только самый общий обзор истории развития исследований и их современного состояния. Ниже, в следующих параграфах главы большая часть аспектов проблемы складкообразования будет обсуждаться детальнее.

В то же время, поскольку последовательность изложения результатов всей диссертационной работы построена на обсуждении моделей формирования структур, методов исследования и результатов их использования в нескольких главах и отдельно для разных типов объектов (по размеру, или по масштабу), то в данной главе в нескольких параграфах представлен только общий методический обзор. В последующих главах при обсуждении конкретных моделей, полевых данных, а также эквивалентных или вычислительных экспериментов при необходимости соответствующие исследования будут обсуждаться еще более детально.

## 1. 3. Морфологические типы *параллельных* и *подобных* складок; их соотношение с тектонотипами форланда и хинтерланда

Среди параметров, которые учитываются при описании складок как отдельных объектов, есть целый ряд геометрических элементов или характеристик, которые используются в нескольких широко известных классификациях. Так, по [Ярошевский, 1981], существуют классификации по следующим признакам: по углу наклона осевой плоскости (стоячая перевернутая складка), по общей форме (зигзагообразные, веерообразные и т.д.), по степени «сжатости» (открытые, изоклинальные), отношению длины к ширине (линейные, брахискладки, купола), сохранению формы слоя вдоль шарнира (цилиндрические, конические, наложенные складки). Особое место в этом отношении занимает классификация по признаку сохранения или изменения формы слоя (его мощности) на крыле и в замке. Концентрические или параллельные складки имеют одинаковые мощности ВСЕХ слоев на крыльях и в замках, соответственно, есть некий общий центр каждой складки, а сама структура очень ограничена по высоте (рис. 1-1). В противоположность этому, складки подобные имеют одинаковые формы слоев (пары слоев) по всему лито-стратиграфическому разрезу (рис. 1-2), что подразумевает возможность повторения структуры бесконечно вверх и вниз (свойство подобия складки в разных слоях). Этому свойству соответствует определенное увеличение мощности слоев в замках, всех вместе, или по отдельности. Обычно в рамках описания структур по этому параметру упоминаются как отдельный класс дисгармоничные складки с разновидностью диапировых складок, складок утонения и др. Рассматривая соотношение мощностей слоя на крыле и в замке складки в зависимости от угла наклона слоя (при вертикальной осевой поверхности), Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987; стр. 349], предложил выделять классы 1A, 1B, 1С, 2 и 3 (рис. 1-3). В первом случае в замке слой имеет мощность меньшую, чем на крыле, класс 1В – это складки параллельные – здесь мощность слоя сохраняется, для класса 1С увеличение мощности существует, но оно меньше, чем в складках подобных. Класс 2 соответствует складкам подобным, а в классе 3 увеличение мощности слоя на крыле превышает

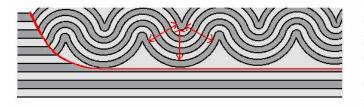


Рис. 1-1. Схема складок «параллельных». Сохранение мощностей слоев в замках и на крыльях ограничивает структуру по высоте. Обычно структура сверху представлена поверхностью размыва, снизу – детачментом



Рис. 1-2. Схема «подобных» складок. Сохранение «осевой» мощности слоев (пачки слоев) в замках и на крыльях распространяет одну и ту же форму складки верх и вниз по разрезу

то, которое соответствует закону *подобных* складок. Классификация ясно иллюстрируется диаграммой «угол наклона крыла складки/отношение мощностей слоев» (рис. 1-3), с ней связан метод диагностики формы слоя по изогонам, получивший определенное распространение в мировой литературе. С этой классификацией связаны методы реконструкции простых складчатых структур на глубину. Для *концентрических* складок это метод обыкновенных дуг и метод Баска [Ярошевский, 1981, Худолей, 2004], для *подобных* складок один и тот же наклон слоев повторяется на разных уровнях осадочной толщи.

Эти сведения достаточно известны, они приводятся почти во всех учебных пособиях и публикациях, и никем из исследователей сомнению не подвергаются. Существуют другие морфологические классификации отдельных складок (смотри, например, [Худолей, 2004]), в чем-то уточняющие информацию, приведенную выше. Поскольку в дальнейшем ни одна из классификаций никак не используются, то здесь не ставилась цель их детально рассматривать. Более важно другое обстоятельство. В учебных пособиях не акцентируется, что складки параллельные и подобные имеют 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 (концентрических). Для описания механизмов формирования последних привлекается несколько слабо формализованных механизмов: изгиб продольный (buckling) и изгиб nonepeчный (banding), «изгибное meчение» (flexural flow). Складки подобные Дж. Рэмзи упоминает только в рамках рассмотрения многослойных систем ([Ramsay, Huber, 1987], стр. 405), а их геометрия как сочетание компетентных и некомпетентных слов с разным поведением в замках складок специально не анализируется. В результате у читателя может возникнуть впечатление, что упомянутые механизмы формирования складок концентрических используются для описания складчатой структуры любой сложности, в том числе – складок подобных. В частности, существует широко распространенное заблуждение, что увеличение мошности некомпетентных слоев в замках подобных складок обеспечивается механизмом

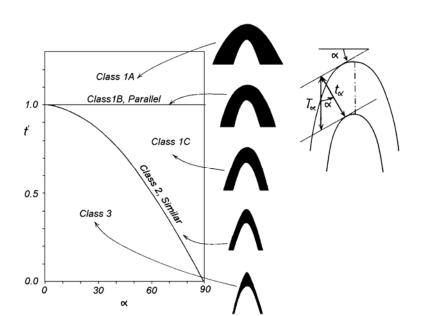


Рис. 1-3. Классификация складок по соотношению мощностей слоев в замке и на крыле складки. Показана диаграмма «наклон крыла отношение складки мощности слоя на крыле и в замке», области классов складок, форма слоя (черные складки) и схема замеров (справа). Использованы рисунки 17.3 и 17.2 на стр. 348 и 349 [Ramsay, Huber, 1987]

нагнетания (например, [Белоусов, 1985б], стр. 154, «послойное перераспределение материала»). Заметим, что реально в некомпетентных слоях подобных складок действует механизм «перекашивание с поворотом», как раз и обеспечивающий повторение формы слоев в складке. Этот механизм не участвует в формировании складок параллельных.

Восполним указанный пробел. Складки *параллельные* характерны в основном для структур предгорных прогибов, в которых накапливаются молассовые комплексы относительно небольшой (3-6 км) общей мощности, состоящие из слоев и пачек большой мощности и однородной литологии (рис. 1-1, 1-4). Эти толщи сминаются в крупные (первые километры) складки *параллельного* (концентрического) типа, охватывающие едва ли не весь осадочный чехол. Считается, что такие структуры формируются на жестком недеформируемом фундаменте, который отделен от осадков общей поверхностью срыва (детачмента). Поскольку складки *параллельные* имеют естественное ограниченное распространение по высоте, то таким верхним ограничением является кровля осадочного чехла, она же – поверхность размыва, а нижним – подошва (поверхность детачмента).

Структура самого хинтерланда образуется мощными толщами тонкослоистых сланцев и флишоидного чередования сланцев с песчаниками или известняками (до 10-15 км доскладчатой мощности чехла). Пластическая пликативная деформация всей толщи обеспечивается формированием очень большого числа мелких складок (до первых метров и первых сантиметров), 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 по выходам разновозрастных пород или путем тщательного отслеживания общего наклона зеркала складок при составлении структурного профиля непосредственно при

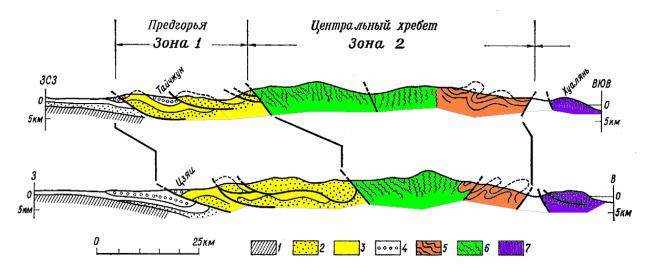


Рис. 1-4. Схема соотношения структур форланда и хинтерланда (включая зоны складчатости полной и метаморфической), (по [Бик Чинг-чанг, 1974], стр.143, с изменениями). Структуры форланда и хинтерланда (двух подтипов) отмечены желтым, зеленым и коричневым цветами, соответственно. 1 — мезозойский фундамент, 2 — отложения миоцена, 3 — отложения плиоцена, 4 — плейстоценовая моласса, 5 — метаморфические комплексы палеозоя, 6 — верхнемезозойские и нижнемиоценовые обломочные породы, слабый метаморфизм в неогене, 7 — миоценовые андезиты и плиоценовые обломочные породы в аллохтонном залегании на плейстоценовых обломочных породах и меланже.

полевых работах. Многими исследованиями установлено, что фундамент хинтерланда является деформируемым, пластичным, и испытывает укорочение совместно с осадочным слоем. Для Большого Кавказа, например, это показал своими работами М.Л. Сомин [2000а; 2000б]. 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 структурными наблюдениями использование действительно хорошо изученного тектонотипа форланда для описания структур хинтерланда в виде серии моновергентных надвигов-чешуй с общим субгоризонтальным детачментом.

Если для структур форланда можно использовать стандартные методы дорисовки структур в размытую часть (для параллельных складок) или на глубину, включая методы построения сбалансированных разрезов, то для областей хинтерланда существуют очень большие проблемы при дорисовке структуры вверх и вниз от полосы наблюдения (рис. 1-5; а). Они связаны со следующими факторами: неустойчивым наклоном осевых поверхностей, неопределенностью наклонов поверхностей разрывов за пределами полосы наблюдения, учетом величины деформации (или ее игнорированием). Частично именно с этими сложностями связано существование проблемы происхождения складчатости, так как способ интерпретации структуры тесно связан с механизмом ее формирования. Но от того, как именно дорисована структура, зависят замеры сокращения пространства по методу избыточной длины слоя (метод «лямбда») – выбранный слой обычно появляется на ограниченном пространстве полосы

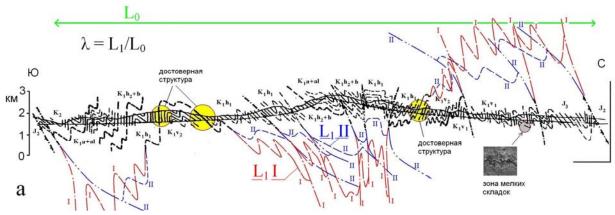
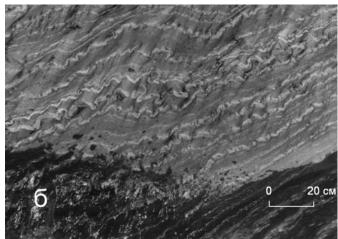


Рис. 1-5. Неоднозначность дорисовки структуры области линейной складчатости. a определения величины укорочения по методу избыточной длины слоя (метод «лямбда»,  $\lambda = L_1/L_0$ ) выбирается один слой, но он виден только несколько раз на ограниченном пространстве полосы наблюдения, а за ее пределами варианты дорисовки ( $L_1I$  и  $L_1II$ ) могут отличаться. Чиаурская сильно тектоническая зона (разрез дан по



[Яковлев, 1991; 1997], с изменениями).  $\mathbf{6}$  – характер мелких складок в отложениях  $K_1v_1$  на отмытой поверхности обнажения в зоне мелких складок, север слева.

наблюдения в пересечении, а за ее пределами дорисовывается (рис. 1-5; а). К этим проблемам можно добавить свойство фрактальности, при котором всю длину слоя изобразить на пересечении не удается (рис. 1-5; б). Получается, что, измеряя длину слоя, мы находим характеристику не природной структуры, а модели, возникшей в воображении исследователя. Здесь надо упомянуть многочисленные варианты строения Большого Кавказа для одного и того же сечения, показанные на профилях, составленных разными авторами. Мы полагаем, что эта, техническая, на первый взгляд, проблема является ядром очень большого комплекса трудностей в рамках структурной геологии, тектоники и геодинамики, от разрешения которой зависит наше понимание характера развития континентальной земной коры.

## 1. 4. Основные умозрительные, «качественные» модели формирования складчатости, их ключевые параметры

#### 1. 4. 1 Об использовании термина «механизм складкообразования» в литературе

На данном этапе изложения, рассматривая этот термин с позиций обычной геологии (а не в рамках тектонофизики, стремящейся давать точные определения) и с целью дать краткий исторический обзор, это понятие будет рассматриваться очень широко, поскольку разные исследователи вкладывали

в него очень разные представления<sup>‡</sup>. Это связано с тем, что, во-первых, существует исторически возникшая путаница, при которой терминологически не всегда различают механизмы образования складок и механизмы образования складчатых систем (а эти типы объектов не во всех случаях эквиваленты друг другу). Во-вторых, подход к описанию механизмов в геологии практикуется самый разный – от количественного строгого в рамках механики сплошных сред и тектонофизики (описание полей напряжения и реологических свойств толщи), до интуитивно-умозрительного словесного, с иллюстрацией такого описания простыми графическими схемами. В-третьих, (геотектонические геодинамические построения гипотезы), формирование складчатости описывается как часть процесса формирования континентальной земной коры; в этих представлениях какие-то модели тоже могут именоваться механизмами. И, в-четвертых, в описаниях многочисленных результатов эквивалентного моделирования складок и складчатых систем тоже встречается этот термин, хотя вопрос соотношения таких моделей и природных структур оставался открытым. Обилие накопленной за последние 50-60 лет литературы по этой тематике не дает возможности дать полное систематическое описание всех этих терминов. Например, Геологический Словарь [Геологический, 1978] зафиксировал около 110 только русскоязычных терминов, относящихся к складкам и складчатости; большинство из них имеют и морфологические, и генетические оттенки.

Кроме того, достаточно пролистать несколько самых распространенных учебных пособий по структурной геологии, чтобы убедиться в том, что даже просто перечень механизмов формирования отдельных складок (самых простых объектов) у разных авторов не повторяется ([Яковлев, 2008г], стр. 149-150), хотя именно здесь, казалось бы, разногласия должны быть минимальны. Например, В.В. Белоусов [Белоусов, 1975] рассматривает продольное укорочение, изгиб и сопровождающие его послойное перераспределение и общее сплющивание для отдельных складок, а для объяснения «складчатости общего смятия» привлекаются механизмы: соскальзывание пород со склонов поднятия, разваливание верхней части поднятого блока, внедрение глубинного диапира [Белоусов, 1976]. В монографии М.В. Гзовского [1975] описываются или упоминаются следующие механизмы для структур разного масштаба: продольный изгиб и продольное расплющивание, поперечный изгиб, шовные нарушения, оползание под действием объемной силы тяжести, гравитационное всплывание, диапировое внедрение, геометрическое искривление. У Г.Д. Ажгирея [1966] есть указания на складки изгиба с концентрическим скольжением, складки скалывания, механизм послойного течения, рассматривается поперечный изгиб, упоминаются диапировые складки и складки волочения. В

<sup>&</sup>lt;sup>‡</sup> Частично такой широкий диапазон используемых значений объясняется лексическими свойствами слова «механизм» – одно из его толкований подразумевает обозначение свойства регулярной повторяемости и присущности какого-либо явления.

учебнике по структурной геологии В. Ярошевского [1981] рассматриваются складки изгиба, складки волочения, упоминаются складки паразитные, выделяются складки скалывания и складчатость течения, есть указанием на существование смешанных механизмов. В механизмах формирования более крупных структур упоминается вергентность структур при боковом сжатии, а также гравитационное скольжение и соляной диапиризм.

В рамках короткого обзора, имея в виду только цели нашего исследования, ниже будут охарактеризованы методические особенности самых распространенных или наиболее важных подходов, мнений или моделей. Перечень будет ограничен следующими группами идей: 1) классификационный методический прием, когда внутри классификации одному типу (морфологическому) в целом соответствует один механизм, 2) применительно к региону Кавказа будут рассмотрены по отдельности и сопоставлены модели, относящиеся к мобилизму и фиксизму, 3) модели, в которых участвует одновременно несколько механизмов, 4) полуколичественные градационные классификации складчатых структур.

#### 1. 4. 2 Анализ методического уровня: классификационный подход

Наиболее ярким и известным примером является классификация В.В. Белоусова [1956, 1962, 1976], который выделял три основных морфологических типа складчатости, каждому из которых соответствует определенный тип в параллельной кинематической классификации. В ПУНКТОВ выступали голоморфная и идиоморфная противоположные по свойствам, а в некотором смысле «между ними» находилась складчатость промежуточная. Приведем кратно эту классификацию. Складчатость голоморфная (синонимы: общего смятия, полная, линейная, геосинклинальная) встречается в геосинклиналях, для нее характерно сплошное заполнение пространства сопряженными складками, как правило, линейными и параллельными друг другу, которые имеют близкую амплитуду и ширину, причем синклинали мало чем отличаются от антиклиналей. Конкретными механизмами общего смятия в рамках кинематической классификации назывались: стекание или соскальзывание пород со склонов поднятия; разваливание верхней части поднятого блока и его давление на соседний, опущенный; внедрение глубинного диапира и его давление на окружающие породы. Общая идея В.В. Белоусова состояла в том, что эта складчатость (как и любая другая) формировалась без укорочения пространства. Сразу надо заметить, что позже сотрудниками В.В. Белоусова была разработана гипотеза адвекции как модификация механизма «глубинного диапиризма»; мы обсудим ее ниже. Складчатость идиоморфная (она же – прерывистая, глыбовая) встречается на платформах, для нее характерна изолированность складок, в основном антиклиналей изометричной формы, которые расположены на большом расстоянии друг от друга. Пространства между ними заняты слоями, залегающими почти горизонтально. Всем

этим складкам приписывается механизм глыбовых подвижек фундамента. Складчатость промежуточная выделяется в пространствах, переходных между геосинклиналями и платформами. Основными подтипами называются коробчатые и гребневидные складки. Первые образуются чаще всего параплатформенными карбонатными толщами, антиклинали имеют широкий плоский замок, синклинали могут быть узкими щелевидными. Этим структурам приписывается механизм глыбовых подвижек фундамента. Области гребневидных складок распространены в терригенных молассах, для них характерны гребневидные антиклинали и широкие плоские синклинали. Формирование каждой антиклинали связывается с механизмом глиняного диапиризма. Кроме этих трех типов для внутренних частей геосинклиналей выделялась глубинная или метаморфическая складчатость, которой приписывается механизм диапиризма, в качестве примера приводятся гранито-гнейсовые купола (диапиры). Идея подхода фактически состояла в том, чтобы правильно определить морфологию, а после этого вывод о генезисе может быть получен почти автоматически, поскольку в рамках этой системы взглядов существовала жесткая связь морфологии структур и их генезиса. В этом отношении первоначальный вариант классификации с выделением нескольких вариантов происхождения полной складчатости является не совсем последовательным элементом, поскольку требует дополнительного изучения структуры. Последующий фактический отказ В.В. Белоусова от этих нескольких вариантов в пользу одного механизма (механизм «адвекция») выглядит логичным завершением этого подхода и классификации.

Одним из результатов комплексного (полевого и экспериментального) изучения линейных структур Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1959, 1963] было выдвижение нового направления изучения складок как «... выявление существующих типов механизма формирования складок и детальное физическое изучение, и описание каждого типа» [Гзовский, 1962, с. 294]. Основой последовательного изучения типов механизмов формирования складок и складчатости в рамках этих представлений является также классификационный подход. М.В. Гзовский, однако, в этом вопросе занимал особую позицию. В отличие от своих коллег, он считал, что должны существовать три независимые классификации складок: морфологическая, физико-генетическая и геолого-генетическая. Вопрос морфологической классификация считался разработанным достаточно полно, но указывалось, что соответствие каждому морфологическому типу одного механизма формирования можно ждать только в редких случаях [Гзовский, 1975, с. 208]. Фактически М.В. Гзовский, полагая, что методами тектонофизики можно разрешить проблему происхождения складок и складчатости, не связывал это исключительно и только с морфологией складки. В физико-генетической классификации им выделялись семь механизмов разного масштаба, из которых первые три были детально изучены в структурах Байджансайского антиклинория, а остальные

привлекались из описаний других районов. Это продольное сжатие с подтипами "продольный изгиб" и "продольное расплющивание", поперечный изгиб, шовные нарушения (сложные нарушения, которые могут объединять в себе продольное сжатие, поперечный изгиб и продольное растяжение), а также оползание, гравитационное всплывание, диапировое внедрение, геометрическое искривление. Геолого-генетическая классификация отражает причины появления сил, создающих складки, показывает место развития складок в разрезе земной коры и определяет круг геологических процессов, сопровождающих развитие складок. По результатам использования этого подхода к изучению структуры Байджансайского антиклинория можно считать, что для относительно простых структур (крупные линейные складки промежуточного типа, близкие к глыбовым складкам, но не к складчатости полной линейной, или общего смятия, и принадлежащие, с нашей точки зрения, к одному иерархическому уровню) проблема механизма складкообразования М.В. Гзовским была успешно решена.

Заметим здесь, однако, что успешно начатые исследования этих вопросов не были М.В. Гзовским детально проработаны в дальнейшем. Величина укорочения или какой-то другой параметр, характеризующий степень (амплитуду) развития процесса или механизма, не использовалась, и не было предложено правил, по которым структура могла быть отнесена к тому или иному типу внутри каждой из трех классификаций.

Упомянем здесь коротко также две другие классификации. Очень похожую на предложенную В.В. Белоусовым морфологическую классификацию предлагал В.В. Бронгулеев [1956, 1967]. Одно время между этими исследователями велась полемика по вопросам терминологии. В своей классификации складчатых структур В.Е.Хаин [1973] в принципе принимает разделение классификаций по М.В. Гзовскому на физико-генетические, геологогенетические и общепринятые морфологические. Рассматривая в коротком обзоре классификации В.В. Белоусова и В.В. Бронгулеева, он связывает не только морфологию и кинематику трех основных типов, но и дополнительно приписывает каждому типу формирование внутри них отдельных складок определенного генезиса: складчатость общего смятия по В.Е. Хаину имеет складки продольного изгиба, глыбовая – поперечного изгиба, а нагнетания - складки ламинарного течения. В своей собственной классификации В.Е. Хаин принимает за основу степень глубинности формирующихся структур и делит их на А) поверхностные (экзогенные), Б) покровные (эндогенно-экзогенные), В) складки поверхности фундамента и отраженные складки чехла и Г) глубинные складки (метаморфогенные). Внутри каждого класса в рамках физико-геологической классификации В.Е. Хаин выделяет конкретные типы складок. Все конкретные типы общим числом около двадцати сопровождаются подробными описаниями и примерами интерпретации реально существующих структур. Вопрос выявления критически важных признаков, позволяющих

отличать разные типы структур друг от друга, или различать структуры по степени проявления процесса, не поднимается.

В следующей части обзора будет последовательно рассмотрено, какие гипотезы о формировании складчатой структуры (геодинамические модели) использовались для объяснения возникновения складчатости Большого Кавказа. Естественнее всего это будет сделать по группам моделей «плейт-тектоника» и «фиксизм». В процессе рассмотрения в первую очередь мы будем обсуждать методические аспекты – сам характер аргументации «за» и «против», насколько модель опирается на законы физики, насколько модель количественна, производится ли формализованное сравнение моделей, т.е. насколько они являются корректными с позиций формальной логики.

#### 1. 4. 3 Умозрительные геодинамические модели – тектоника плит

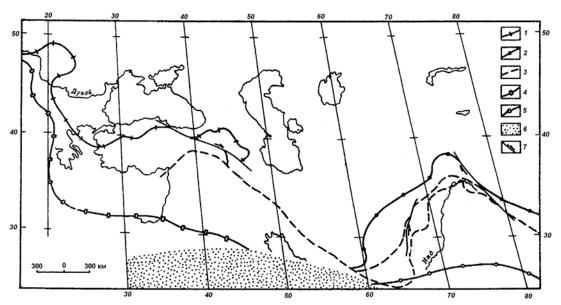
Для объяснения структуры и происхождения складчатости Большого Кавказа чаще всего используется несколько моделей мобилистского характера или их модификаций, которые можно объединить для рассмотрения по признаку значительного поперечного укорочения всего сооружения. Модели обычно имеют обоснование в виде 1) структурных пересечений, имеющих складчато-надвиговый характер, 2) явлений резкой смены фаций одновозрастных толщ и 3) результатов палеомагнитных исследований.

Базируясь на данных по тектонике океанов, используя при этом в качестве общей основы кинематические расчеты движений плит, результаты исследований явлений палеомагнетизма (полосовые аномалии), в последние десятилетия были предприняты впечатляющие усилия по обобщению разнообразного материала с целью создания схем развития в масштабах сразу нескольких континентов. Для нас наиболее важной является схема закрытия предполагаемого палеоокеана Тетис, по которой основной шов, трассируемый офиолитами, в современной структуре расположен в пределах Малого Кавказа. По этим построениям на начало мезозойской истории развития Большого Кавказа (190 млн. лет) ширина океана Тетис на траверсе Кавказа составляла около 2000 - 2500 км [Зоненшайн, 1988; Баженов, Буртман, 1990]. Осадочный бассейн Большого Кавказа по этой схеме не принадлежит самому Тетису (рис. 1-6). В оценке его начальной ширины существуют разночтения, но, в основном, все исследователи сходятся в том, что она составляла не меньше, чем 300 – 500 км. Поскольку в рамках тектоники плит свою основную задачу исследователи понимают как поиск вариантов синтеза, то соответствие результата в том, или ином виде именно такой схеме является запрограммированным.

Использование палеомагнитных данных для решения задач тектоники и геодинамики является распространенным, но не основным методом исследования. Связано это с тем, что получение таких цифр технологически очень сложно и обусловлено большим числом

необходимых физических исследований минерального состава пород, точного определения возраста и т.д. М.Л. Баженов, оценивая точность метода для решения задач тектоники, указывал, что определение палеоширот (компонента смещения) возможно с точность 2-5° [Баженов, 1988]. По его мнению, компонента вращения для частей структурных дуг имеет существенно больший интерес, поскольку надежными считаются значения более 10°, а сами повороты достигают 90° и более. Учитывая многочисленные случаи, когда палеомагнитные данные противоречат совершенно надежным геологическим обобщениям (опровержение таких результатов по Карпатам, например, было дано в [Магton et al., 2010]), палеомагнитные свидетельства надо иметь в виду, но опираться на них как на абсолютно надежные сведения, не следует. В нашем случае совершенно очевидно, что возможный разброс значений из-за ошибок метода (2-5° эквивалентно 200 – 500 км) оказывается больше, чем диапазон цели, имея в виду уточнение, какая именно величина сокращения является более надежной – 100 км или 500 км. В связи с этим в рамках обзора следует только упомянуть, что по данным [Баженов, Буртман, 1990] положение сутуры Малого Кавказа по породам верхнего мела и голоцена изменилось примерно на 1200 км (рис. 1-6).

Другая работа, на которую ссылается большое количество исследователей, принадлежит В.Е. Хаину [1984]. Делая очень широкое обобщение геологических материалов всего альпийского пояса, он подробно рассматривает историю развития структур Крым – Кавказ – Копетдаг. Кроме мобилистских реконструкций В.Е. Хаин рассматривает критически и модели фиксистские (В.Н. Шолпо, а также И.А. Резанова и В.И. Шевченко), что позволяет увидеть структуру и ее развитие в довольно сложном (а не примитивно-прямолинейном) варианте.



**Рис. 1-6.** Перемещения сутур мезо-Тетиса в кайнозое (по [Баженов, Буртман, 1990], стр. 143). 1-3 современное положение сутур: 1, 2 –мезо-Тетиса (1 – Карпато-Малокавказская, 2 – Афгано-Тибетская), 3 – нео-Тетиса; 4 - 6 реконструкция для позднего мела: 4, 5 – сутур Мезо-Тетиса (4 - Малокавказская, 5 – Афгано-Тибетская), 6 – Тетиса, 7 – сдвиги.

По мнению В.Е. Хаина, заложение альпийской геосинклинали в триасе сопровождалось растяжением и утонением коры (указывается на распространение даек основного состава со ссылкой на М.Г. Ломизе); масштаб такого растяжения оценивается минимально в 100 км. В оценке величины последующего укорочения В.Е. Хаин ([1984], стр. 182) принимает во внимание два фактора: значительное перемещение по шарьяжам и собственно складчатое сокращение, которое принимается им за 50%. Не приводя никаких других данных или результатов расчетов, В.Е. Хаин называет цифру укорочения в 200 км. В качестве важного соображения указывается также, что укорочение превысило предваряющее растяжение и «должно было привести к увеличению мощности коры» (стр. 183). Здесь же, но ниже, подчеркивается, что в альпийских деформациях участвует не только чехол, но и доальпийский фундамент. Большое внимание В.Е. Хаин уделяет поиску и подтверждению (по косвенным признакам) положения возможных зон субдукции или пододвигания. Основная позиция такой зоны, по В.Е. Хаину, находится в районе Главного Кавказского надвига (разлома).

В качестве критического замечания по важному пункту, имеющему прямое отношение к теме работы (определение величины деформации), сразу отметим крайнюю маловероятность существенного растяжения коры вообще, а указанного размера — тем более. Не сомневаясь в наличии даек, надо указать на их очень ограниченный ареал. Кроме этого, нигде в отложениях нижней и средней юры не отмечалось структурно зафиксированного доскладчатого удлинения слоев. Отметим, что такое удлинение локально отмечается в породах верхней юры и нижнего мела в Чиаурской зоне в ограниченном районе (собственные наблюдения в среднем течении р. Большая Лиахва и в долинах к западу от нее), но связано оно с другим механизмом. А само существование таких структур показывает, что следы 100-км растяжения в слоистости нижней и средней юры должны были бы остаться.

Наиболее последовательным автором, дающим максимальные оценки величинам сокращения пространства для Большого Кавказа по структурно-геологическим данным, является С.И. Дотдуев [1986]. Проведя измерения длин слоев в складчато-надвиговых структурах на ряде пересечений, он привел относительно подробный подсчет укорочения для пересечения по Военно-Грузинской дороге: с юга на север оно составило 110 км для двух самых южных подзон, для северной подзоны флишевой зоны – еще 27 км, а северного крыла орогена – еще 25 км (уже 162 км в сумме). Далее указывалось, что к этому следует добавить амплитуду Главного Кавказского «надвига» (18-20 км) и фронтального надвига Восточного Кавказа (6 км), что дает в сумме 180-190 км. Ширина горного сооружения на этом пересечении 96 км. После этих подсчетов С.И. Дотдуев указывает на данные грузинских геологов о сокращении самой южной субфлишевой зоны на 50-60 км, эти данные суммируются с упомянутыми выше. В результате «... амплитуду субмеридионального горизонтального

сокращения для центрального и восточного сегментов Большого Кавказа можно оценить в разумных пределах цифрой  $200 \pm 50$  км» ([Дотдуев, 1986]). После обсуждения информации о существующих надвигах и покровах С.И. Дотдуев приходит к выводу о реальности существования срыва гранитно-метаморфического слоя Скифской плиты по глубинному надвигу относительно «северной границы орогена» с амплитудой 100-125 км, что приводится на нескольких структурных пересечениях. Судя по рисункам (рис. 1-7), эту амплитуду следовало бы дополнительно добавить к общему укорочению в 200 км.

В связи с тем, что систематическое описание всех значимых моделей Большого Кавказа, разработанных в рамках мобилистских представлений, может занять слишком большой объем, ограничимся только перечислением основных таких моделей и их особенностей.

Грузинские геологи П.Д. и И.П. Гамкрелидзе [1977] оценивают сокращение только для надвигания южных зон на структуры Закавказского массива в 50-60 км (район Кахетии). В работах с участием Ш.А. Адамии [Адамия и др., 1982; Адамия и др., 1987; Адамия и др., 1989] рассматриваются многие стороны истории развития Большого Кавказа, времени проявления складчатых движений, характерные черты метаморфизма и магматизма сооружения с позиций тектоники плит. Важные работы по описанию складчато-разрывной структуры Большого Кавказа и по анализу возможных механизмов ее формирования принадлежат Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Гиоргобиани, 1987, 1991, 1997, 2008, 2010], который, один из немногих, дает небольшие цифры сокращения (30-35%, до 48%). М.Л. Копп ([Копп..., 2007], стр. 287) предполагает существование А-субдукции бассейна Большого Кавказа на юг под Закавказский срединный массив на расстояние 400-600 км, которая им «добавляется» к обычным 200 сокращения. Существование масштабных покровных обосновывается описаниями «сближения фаций» в работах Д.И. Панова [Панов, Гущин, 1987;

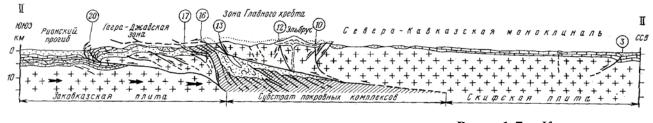


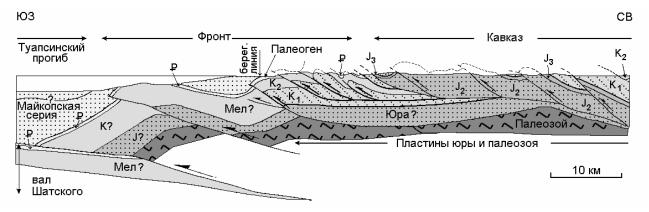


Рис. 1-7. Концептуальные пересечения Большого Кавказа С.И. Дотдуеву (по [1986]). Постулируется существование двух основных надвигов (вверху), между которыми расположена моновергентная структура co складками И многочисленными надвигами,

соответствующая типу модели «аккреционная призма» (ниже, часть соседнего профиля).

Большой Кавказ ..., 2007, стр. 72] и Н.И. Пруцкого [Пруцкий, Лаврищев, 1989]. Л.М. Расцветаев [1987а, 1997, 2002; Маринин, Расцветаев, 2008] развивает представления о существовании в пределах Большого Кавказа явления тектонического течения и структур типа «содвиги», в центральной части которых им отрицается явление пододвигания. Недавно опубликована работа по построению сбалансированного разреза для периклинальной части Северо-Западного Кавказа А.М. Никишина с соавторами [Никишин и др., 2010], в которой амплитуда укорочения составила около 30 км (Sh=38%), однако оценить точность вычислений по короткой публикации нет возможности. В работе этой же группы исследователей [Ershov et al., 2003] ранее решалась прямая задача моделирования мезокайнозойской истории осадконакопления и вертикальных движений Большого Кавказа и чехла Скифской плиты, в которой величина сокращения оценивается в 200-300 км. В работе [Robinson et. al., 1996] приводится схема строения Северо-Западного Кавказа (рис. 1-8), которая многократно была использована в последующих публикациях многих авторов. Оценка сокращения пространства не входила в задачу статьи и не приводилась, но, судя по числу надвигов и по их характеру, авторы уверены в существовании амплитуды сокращения в первые сотни километров.

Промежуточный итог по рассмотрению работ в рамках мобилизма состоит в следующем. Для работ этого направления можно считать характерными несколько особенностей методики проведения исследований. Прежде всего, это интерпретационный подход при анализе природной структуры – исследователь, приступая к решению задачи, чаще всего знает, каким общим параметрам должен удовлетворять результат. Обычно в качестве таковых используются общие схемы эволюции и закрытия океана Тетис, основанные на кинематике раскрытия Атлантического океана, по которым общее укорочение структуры Большого Кавказа лежит в пределах 300 км – 1000 км. Для интерпретации складчато-разрывной структуры используются схемы А-субдукции (пододвигание блоков с континентальной корой) или явления субдукции плит с океанической корой. Увеличение мощности континентальной коры при укорочении



**Рис. 1-8.** Концептуальное структурное пересечение через Северо-Западный Кавказ, соответствующее теории тектоники плит (по [Robinson et. al., 1996] с изменениями: добавлен крап и тональная серая заливка для стратиграфических подразделений).

может, как использоваться (В.Е. Хаин), так и игнорироваться. Соответствие предлагаемых моделей, имеющих вид графических умозрительных схем самого общего характера, конкретной геологической структуре в конкретном пересечении (или их несоответствие) не рассматривается как критерий достоверности таких схем. Определение величины укорочения структуры по формализованным методам в рамках этих работ не является необходимым, но приветствуются возможно большие значения сокращения. В критике построений оппонентов из круга фиксистов или самих мобилистов используются достаточно случайно выбранные их аспекты. Анализ теоретических или экспериментальных моделей субдукции или аккреционной призмы (или адвекции) с целью выявления черт их сходства или отличия и дальнейшего сопоставления с природной структурой не практикуется. Важно также, что всегда постулируется только один механизм, для подтверждения которого подбираются аргументы в его пользу, при этом степень важности (критичности, фатальности) этих аргументов также не анализируется.

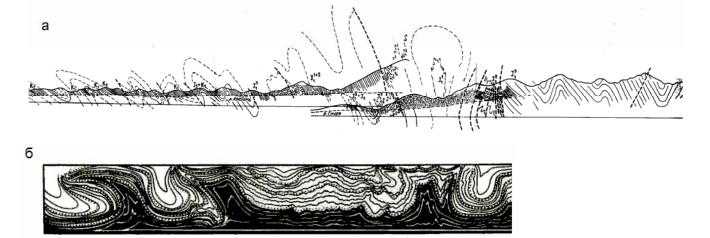
## 1. 4. 4 Умозрительные геодинамические модели – фиксизм

К направлению, называемому «фиксизм», мы будем относить работы, основанные на предположении о постоянстве ширины складчатого сооружения или не использующие основные постулаты плейт-тектоники. Заметим, что **В.В. Белоусов**, многократно критиковавший мобилизм, сам лично вопросами формирования складчатости в 1970-1990 гг. не занимался, но руководил работами широкого круга исследователей. В связи с тем, что В.В. Белоусову не принадлежит авторство конкретных моделей, его работы здесь не рассматриваются.

Наиболее последовательно идеи фиксизма при изучении формировании складчатых структур отстаивал В.Н. Шолпо, опубликовавший несколько монографий [Шолпо, 1964, 1978, 1988] и ряд важных статей [Шолпо, 2002, 2004а, 2004б, 2005]. Он продолжил исследования Большого Кавказа, начатые ранее сотрудниками В.В. Белоусова А.А. Сорским И.В. Кирилловой. Морфологию складчатости разных типов методом составления профилей здесь в течение многих лет изучал А.А. Сорский [1962, 1964, 1966; Сорский, Шолпо, 1962]. И.В. Кириллова исследовала мелкие структурные формы, и именно она выдвинула идею возникновения инверсии плотностей как причину складкообразования [Кириллова, 1963, 1966, 1968]. Сам В.Н. Шолпо составил заметное количество пересечений в Сланцевом и Известняковом Дагестане [Шолпо, 1964], Чиаурской зоне, в Сванетии. В своей основной работе [Шолпо, 1978] В.Н. Шолпо рассмотрел структуру и историю развития Большого Кавказа и предложил комплексную гипотезу о механизме его формирования. Для достижения этой цели он исследовал режимы вертикальных движений (скорости осадконакопления и площади, охваченные движениями с такими скоростями для нескольких отрезков времени), что

позволило ему выделить этапы частной и общей инверсии в истории развития региона. В структуре Большого Кавказа ИМ были также выделены зоны c определенными морфологическими типами складчатости (изоклинальная, открытая, коробчатая, гребневидная и др.); по структурным пересечениям были определены характерные для этих типов коэффициенты избыточной длины слоя («лямбда» или отношение длины смятого в складки слоя к длине его горизонтальной проекции). Делался вывод об уменьшении интенсивности деформации от центра структуры к ее периферии. По мысли В.Н. Шолпо, такое распределение не совпадает с характером деформаций, свойственным структурам бокового давления. Важной частью работы являются измерения величины деформации по форме конкреций сидеритов в сланцах нижней и средней юры Сванетского антиклинория ([Шолпо, 1978], стр. 92, рис. 34). Статистические исследования этих данных надежно показали возрастание величины деформации к ядру антиклинория, что В.Н. Шолпо считал признаком ядра диапира, «протыкающего» снизу всю осадочную толщу и раздвигающую ее верхнюю часть. По другому типу оценок на структурных пересечениях подсчитывались площади, охваченные ядром и площади синклинальных структур, смятие в складки которых, как считалось, обеспечивалось этим внедрением. В работе обсуждалась также возможность кратковременного увеличения объема глинистых пород в момент метаморфических преобразований в результате выделения молекулярной воды из монтмориллонита, доля которого считалась значительной. Такое разуплотнение является важным для обеспечения физических основ механизма всплывания. Весь полученный материал сопоставлялся с эволюцией магматизма в пределах Большого Кавказа. Делался общий вывод, что складчатость как один из процессов, связанных с активизацией верхней мантии, обусловлен процессом адвекции внутри осадочного чехла, который протекает в пределах неизменных границ всего сооружения (рис. 1-9).

Несомненным положительными моментами работы В.Н. Шолпо является использование систематических измерений величин деформаций пород в природных структурах, и оценка им



**Рис. 1-9.** Структурное пересечение по долинам р. Алазани и р. Стори (а), показывающее, по мнению В.Н. Шолпо [1978], сходство с типичной моделью адвекции (б), ([Гончаров, 1988])

количественных параметров ряда процессов. Здесь надо специально заметить, что в неоднократном использовании факта усиления степени сжатости (величины укорочения складок) в антиклиналях В.Н. Шолпо делал две ошибки логического характера. Во-первых, он не проверил того, противоречит или нет такое свойство моделям внешнего укорочения - если не противоречит, то факт усиления деформаций в ядре антиклинали ничего не доказывает. Вторая ошибка является более общей в методическом аспекте: если рассматривать конвективную структуру в двух версиях – всю целиком или по частям – то принадлежность ее к конвективной ячейке может быть установлена только в первом случае, когда поперечный размер структуры останется неизменным. Исследование только части крупной структуры не даст уверенного результата, поскольку деформации других моделей по этому параметру могут быть идентичными. Но именно эта ошибка В.Н. Шолпо оказалась весьма полезной - она подсказала автору, Ф.Л. Яковлеву, важный принцип иерархичности структур и анализа укорочения по структурным ячейкам, о котором пойдет речь много ниже (в параграфе 6. 1. 3.). Здесь же надо отметить и тот факт, что первоначально направление работ автора, Ф.Л.Яковлева, по оценке укорочения в отдельных складках в рамках кандидатской диссертации (1975-1979 гг.) было связано именно с намерением В.Н. Шолпо и В.В. Белоусова найти распределение укорочения в «диапировом ядре» (для меловых пород Чиаурской зоны) вне зависимости от наличия в них конкреций сидеритов. В этом смысле предлагаемая здесь диссертационная работа Ф.Л. Яковлева продолжает указанное направление исследований, но, конечно, ее цели претерпели существенную эволюцию.

Среди сотрудников В.В. Белоусова М.А. Гончаров занимает место одного из основных теоретиков. Он разработал важную концепцию «термофлюидного адвективного геосинклинального складкообразования» объяснения происхождения линейной ДЛЯ складчатости [Гончаров, 1976, 1979, 1988]. В число основных достижений М.А. Гончарова в этой области следует включить, прежде всего, создание комплекса приемов физического моделирования на порошкообразной канифоли, который позволил выполнить (совместно с Ю.М. Гореловым) большое число экспериментов по воспроизведению складчатых структур конвективного типа, а также разработку простейшей математической модели адвекции (ПММА). Эти модели показывают те особенности структур, которые встречаются в природной складчатости, но не воспроизводятся модельными схемами внешнего сжатия - складчатые изгибы первого порядка, охватывающие осадочный чехол целиком, имеющие соответствующие наклоны зеркала складок и дивергенцию осевых плоскостей складок при сохранении угла «осевые поверхности/зеркало складок» около 90° (рис. 1-10). Важной особенностью математической модели является также возможность одновременного и взаимозависимого моделирования складок первого ранга (изгибы в масштабе чехла) и складок мелких (в пределах

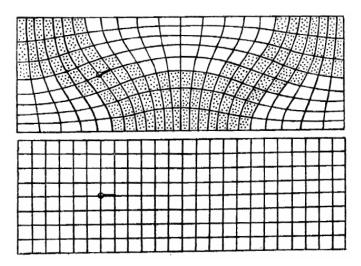


Рис. 1-10. Часть простейшей математической алвекции модели М.А. Гончарова в версии Ф.Л. Яковлева. Первоначальная сетка квадратных элементов показана внизу, конвективное перемещение узлов сетки создает искажения элементов (доменов), интерпретируются как возникшие складки. Вверху показана одна из стадий ПММА Гончаров, 1988], для которой крапом показаны домены складками. co Соотношение сторон модели 1:1.5. Рисунок дается по [Яковлев, 1987а].

доменов). Теоретические модели были апробированы М.А. Гончаровым на конкретном регионе Таласском Алатау, хорошо изученном совместно с А.В. Вихертом, А.Г. Малюжинцем и Н.С. Фроловой. При анализе природной структуры в связи с предполагаемым механизмом обсуждаются следующие параметры: степень сжатости складок и вергенция складчатости в зависимости от глубинности структуры в пределах осадочного чехла, связи складчатости с ориентировкой региональных разрывов, включая Таласо-Ферганский разлом, а также связи морфологии со степенью метаморфических изменений. Реконструируя историю складкообразования и анализируя возможные структурные особенности нескольких вариантов внешнего сжатия, М.А. Гончаров приходит к выводу о невозможности использования этих вариантов. Основываясь на высокой степени деформированности и наибольших метаморфических изменениях пород в антиклинории, непосредственно прилегающем к Таласо-Ферганскому разлому, и на вергентности складчатости, исследователь приходит к выводу о действии горизонтально-неоднородного теплового импульса, вызвавшего разуплотнение пород рядом с Таласо-Ферганским разломом, что и запустило механизм адвективных движений. М.А. Гончаров подтвердил возможность действия такого механизма с помощью специального эксперимента.

Среди сотрудников В.В. Белоусова, активно изучавших складчатость в 1970-1995 гг., **Е.А. Рогожин** занимает позицию одного из наиболее квалифицированных структурных геологов. В герцинских структурах Южного Тянь-Шаня и в альпийских структурах Большого Кавказа им было составлено несколько десятков детальных пересечений, которые составляют основной фонд наиболее объективного материала по строению зон линейной складчатости. Используя специальный метод почти сплошного проведения замеров основных элементов залегания слоев на крыльях складок и наклонов осевых поверхностей, Е.А. Рогожин добивался максимальной достоверности в передаче на структурном пересечении реального облика

<sup>§</sup> Автор, Ф.Л. Яковлев, участвовал в составлении структурных профилей и изучении этого региона как студент 3-го и 4-го курсов геологического факультета МГУ в течение двух полевых сезонов 1973 и 1974 гг.

природной складчатости. Автор, Ф.Л. Яковлев, прошел под руководством Е.А. Рогожина очень хорошую практику составления детальных структурных пересечений в двух полевых сезонах в пределах Юго-Восточного Кавказа. Е.А. Рогожиным (с Ф.Л. Яковлевым на начальном этапе) были предприняты усилия по разработке новых методов исследования природных структур, о чем будет кратко сказано несколько ниже. Анализ детального структурного материала по герцинскому Южному Тянь-Шаню и сопоставление его с историей геологического развития первоначально привели Е.А. Рогожина [1977] к отрицанию возможности приложения внешних сил сжатия. Сделанное на основе этих наблюдений предположение о действии механизма всплывания «глубинного диапира» в качестве основного процесса формирования структуры [Рогожин, 1977] подкреплялось сравнением природной структуры Тянь-Шаня со Сванетским антиклинорием (диапировая природа которого, как считалось, была доказана В.Н. Шолпо) и с результатами моделирования этого процесса М.А. Гончаровым.

Заметим здесь, что В.Н. Шолпо, М.А. Гончаров и Е.А. Рогожин для объяснения происхождения конкретных структур линейной складчатости предлагали примерно до 1985 года только один механизм, связанный, так или иначе, с гравитационной инверсией в осадочном чехле, возникающей кратковременно при метаморфических процессах под воздействием тепла и флюидного потока, идущего снизу.

М.Л. Сомин входил в число сотрудников В.В. Белоусова, и длительное время исследовал альпийские структуры Кубы, а также структуры герцинского фундамента, альпийского чехла Большого Кавказа и их взаимоотношение. Основные использовавшиеся им методы являются, в основном чисто геологическими и тектоническими - геологическое картирование, комплекс петрологических методов, структурный и петрохимический анализ, изотопное датирование, сравнительная тектоника. М.Л. Сомин всегда указывал на существование для Большого Кавказа общего сокращения структур чехла и фундамента; «адвекция» в осадочном чехле как соответственно, ИМ отрицалась. С единственный механизм, другой последовательно подчеркивал невозможность использования схем пододвигания в применении к центральной части альпийского Большого Кавказа. Собственной геодинамической модели (т.е. механизма формирования структуры) Большого Кавказа этот исследователь не выдвигал, но очень существенным обстоятельством было то, что им были получены важные эмпирические факты строения этой альпийской структуры, на которые можно и нужно опираться при интерпретации результатов количественных исследований.

На основании изучения структуры палеозойских комплексов Сванетского антиклинория М.Л.Сомин выдвинул идею о существовании двух основных блоков Большого Кавказа – варисцийского (северного) и индосинийского (южного) [Белов, Сомин, 1964; Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1967]. Также для нас очень важно, что все контакты между двумя комплексами (фундамент и чехол) по данным М.Л.Сомина проходят по крутым разрывам и нигде ни разу не были найдены горизонтальные срывы по типу общего детачмента.

Изучая длительное время зоны перехода от палеозойского фундамента к альпийскому чехлу в тектонических зонах к северу от Главного Кавказского «надвига», М.Л.Сомин показал, что чаще всего встречаются две структурных ситуации: крупные пологие антиклинали, в которых хорошо видны контакты кристаллического фундамента и автохтонного чехла с базальными конгломератами и узкие сжатые синклинали [Сомин, 19946; Сомин, 1998; Сомин, 2000б, Сомин, Видяпин, 1987; Видяпин, Сомин, 2007]. В первых структурах чехол смят в относительно слабосжатые складки, но развитый в этих породах кливаж проникает и в фундамент, что однозначно указывает на их совместную альпийскую (позднекиммерийскую, вероятнее всего), деформацию. Вторая ситуация – узкие очень сильно деформированные синклинали, в бортах которых также можно наблюдать переходы от фундамента к чехлу через базальные конгломераты при субвертикальном залегании всех геологических границ. Вертикальный размах структуры может достигать 4-6 км, что совершенно исключает возможность проведения общего субгоризонтального детачмента по границе «чехол / фундамент» севернее Главного Кавказского разлома. М.Л.Сомин выделил такие широкие антиклинали и узкие синклинали на Кавказе в качестве специфического «аркадного» структурного стиля.

Относительно Главного Кавказского «надвига», которому приписываются амплитуды смещения до 100 или даже 200 км, М.Л.Сомин имеет обоснованный скептицизм – он показал [Сомин, 1994а; 2000а; Видяпин, Сомин, 2007], что это скорее крутая флексура или субвертикальный глубинный разлом, горизонтальное укорочение по которому можно оценить как минимальное.

Как нам представляется, выводы М.Л.Сомина обладают высокой достоверностью и отличаются этим от рассмотренных ранее работ и мобилистов, и фиксистов именно потому, что им не выдвигалась общая концепция, которую надо было доказать (им не использовался индуктивный путь исследования). Задача М.Л.Сомина была другой: на базе конкретных наблюдений сформулировать представления о максимально достоверной структуре региона.

В конце параграфа коротко упомянем работы еще двух исследователей. По ряду признаков результаты В.И. Шевченко можно отнести к направлению «фиксизм», хотя сам исследователь так себя не позиционирует. Основная идея В.И. Шевченко относительно происхождения складчатости [Шевченко, 1984, 1999, Добровольский, Шевченко, 2006] заключается в том, что ширина всей структуры не менялась, но увеличивался объем и масса осадков в результате флюидного привноса дополнительного вещества. Степень развития складчатых структур, соответственно, связывалась именно с этим процессом. Существование такого процесса в скольких-нибудь значимых масштабах представляется крайне сомнительным. Подтверждения таких процессов научными данными (литологическими исследованиями) не

существует. В концепции складкообразования, разработанной на примере структур Таджикской депрессии С.А. Захаровым [1979], сочетаются несколько типичных форм складок и несколько механизмов. Основной вид складок – автоскладки – по С.А. Захарову возникает в результате регионального метаморфизма, начиная с катагенеза, который вызывает увеличение объема (дифференцированное), что приводит к течению, в первую очередь – в глинистых породах. Такое увеличение объема пород генерирует горизонтальный стресс, который и формирует складки. Ошибкой С.А. Захарова является подмена понятием «стресс» параметра «величина деформации»: увеличение объема должно быть эквивалентно «укорочению» в складках. В случае декларируемого им кристаллизационного «давления» оно не превышает первых процентов, и складки не могут возникнуть. Вопросы определения величины сокращения структур в работах обоих исследователей, разумеется, не поднимаются.

## 1. 4. 5 Исследования складчатости с использованием идеи о параллельном действии нескольких механизмов.

Длительный период равновесия в методическом отношении, в течение которого исследователи двух конкурирующих направлений («фиксизм» против «мобилизма») приводили доводы в пользу справедливости именно своих результатов, основанных на единственном механизме, прервался на короткое время, в течение которого относительно широко обсуждалась и использовалась идея одновременного действия нескольких механизмов.

Начнем с того, что еще при рассмотрении механизмов формирования отдельных складок у ряда авторов учебных пособий и обзорных работ упоминалась возможность действия не одного механизма (например, продольного изгиба), а некоторой их комбинации. К таким работам можно отнести, например, «смешанные механизмы» у В. Ярошевского [1981], идею Дж. Рэмзи [Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1987] о формировании складок класса 1С в компетентном слое (промежуточный класс между параллельными складками класса 1В и подобными класса 2, см. рис. 1-3.) путем последовательного действия изгиба и сплющивания и др. Для объяснения таких идей привлекался также принцип суперпозиции. В диссертационной работе автора ([Яковлев, 1979]) была предложена собственная модель образования складок пачек слоев, комбинирующая действие трех механизмов (изгиб, сплющивание, скалывание) [Яковлев, 1981, 2002]. Таким образом, идея параллельного использования нескольких механизмов не является новой.

Однако в отношении крупных структур комбинации механизмов в качестве объяснения до определённого момента не привлекались. Практикуемая ранее бескомпромиссная интерпретация природных структур только в рамках какой-то одной теоретической схемы, которая привлекала какой-то один механизм, причем на основании некоторой совокупности отдельных аргументов как «за» предлагаемую схему, так и «против» конкурирующей, заводила

ситуацию в методологический тупик. Суть тупиковой ситуации заключалась в том, что совокупность аргументов одной группы исследователей (вместе и/или по отдельности) не признавалась другой группой в качестве значимых доводов. Второй, менее очевидный аспект этого тупика, заключался в том, само качество аргументов не было связано прямо с основными свойствами предлагаемых моделей, которые, по идее не должны были совпадать в разных моделях и, тем самым, могли бы быть использованы в качестве диагностических. Например, в рамках моделей сокращения пространства предполагалось только моновергентное строение складчатонадвигового чехла (для аккреционных призм), а дивергентное строение (реально существующее), этой схемой не объяснялось. В результате дивергентная ориентировка осевых поверхностей складок стала считаться признаком адвекции и отсутствия сокращения. Это было связано с тем, что конкурирующие схемы на этом этапе не имели характера количественных моделей, а сопровождались только их словесным описанием с иллюстрацией простыми рисунками.

К первой количественной модели структуры такого типа (для объектов в масштабе осадочного чехла) мы относим простейшую математическую модель адвекции (ПММА), которая была предложена М.А. Гончаровым [1976]. Позднее было обращено внимание на то, что эта модель имела области растяжение выше и ниже по высоте относительно центральной полосы структуры (рис. 1-10), и что если рассматривать первоначально вертикальные отрезки квадратной сетки модели как осевые поверхности складок, то можно вычислить их наклон и величину сокращения складок (по увеличению длины этих отрезков), т.е. иметь количественную модель структуры [Яковлев, 1987а]. Первые же попытки сопоставить эту модель с природными структурами показали, что природные складки обладают величиной сокращения, систематически превышающей теоретически ожидаемую по ПММА. В связи с этим было сделано предположение, что в природе могут сочетаться два процесса – адвекция и горизонтальное сокращение. Эта кинематическая расчетная модель была модифицирована – на готовую адвективную структуру накладывалось общее сокращение пространства (чистый сдвиг), которое в каждом домене меняло геометрические параметры определенным образом. Для определения величины сокращения пространства в структурных пересечениях был также предложен метод подсчета укорочения [Яковлев, 1987а], позже названный «балансирование структуры по геометрии складчатых доменов». После анализа полученной сложной модели было обнаружено, что параметр «среднее укорочение складок на профиле» отличался от величины «внешнего» сокращения профиля в случае, если адвекция имела место, причем была установлена количественная связь «среднего укорочения» и «амплитуды адвекции». Тем самым появилась возможность в пределах одного метода устанавливать наличие как одного, так и другого механизмов, формально не связанных друг с другом – адвекции, ответственной за дивергентность структуры, и общего «внешнего» сокращения.

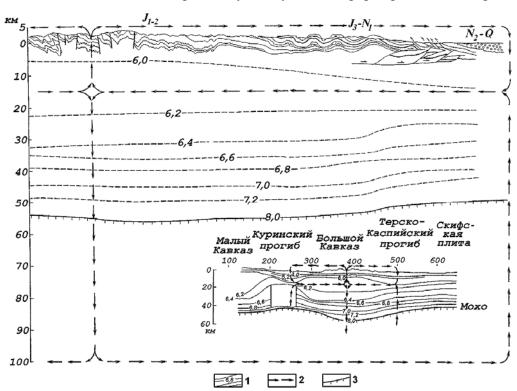
Публикация, в которой излагался метод, и были показаны первые результаты для структур Юго-Восточного Кавказа [Яковлев, 1987а], получила позитивную оценку рецензента статьи [Хаин, 1987] и сопровождалась ответной репликой автора [Яковлев, 1987б]. Было отмечено, что оба «фактора», потенциально объясняющих складчатость геосинклинального типа, теперь могут считаться главными: «...можно считать доказанным, что в процессе складкообразования главная роль принадлежит обоим факторам — «внешнему» и «внутреннему», и предстоит уточнить их относительное значение в разных тектонических (геодинамических) обстановках» ([Хаин, 1987], стр. 123).

Предлагавшаяся методика была использована еще раз для анализа складчатости Чиаурской зоны [Яковлев, 1991]. Однако уже следующая попытка получения результата анализа на структурном материале Северо-Западного Кавказа, полученном Е.А. Рогожиным, окончилась неудачей, поскольку амплитуды адвекции, получаемые по указанному выше параметру, оказались отрицательными и физического смысла не имели. Анализ ситуации показал, что эффект связан с аномальной «синвергентной» морфологией части структур. Стало понятно, что модель должна быть усложнена, и что следует разработать более совершенные методы диагностики. Полученный результат не был опубликован, и дальнейшие работы с использованием указанной методики [Яковлев, 1987а] не проводились, хотя общая идея привлечения нескольких механизмов для объяснения одной структуры сомнению не подвергалась. Проследим кратко, каким образом эта идея использовалась в публикациях далее.

В последующие примерно двадцать лет появилось несколько работ, в основном – сотрудников В.В. Белоусова, в которых происхождение складчатости, так или иначе, связывалось не с одним, а с несколькими механизмами. К ним, прежде всего, следует отнести несколько публикаций Е.А. Рогожина в специализированных сборниках [Рогожин, 1986; 1987], а также [Рогожин, Шолпо, 1988а; 1989а], в которых анализировалось распределение параметра МС (морфологическая сложность складчатости, см. параграф 1. 4. 6, стр. 48). Считалось, что это указывает на действие адвекции, но влияние общего сокращения пространства тоже не отрицалось, хотя его интерпретация была разнообразной. Вполне определенно о совместном действии адвекции и внешнего сокращения утверждалось, например, в статье о складчатости Тянь-Шаня [Рогожин, 1993]. В более поздней публикации на эту же тему [Rogozhin, 2004] к предположению о действии двух механизмов было добавлено действие горизонтальных сдвигов.

В качестве общего итога этого этапа развития работ в рамках представлений фиксистского, в целом, направления, можно рассматривать монографию В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожина и М.А. Гончарова по анализу морфологии и механизма формирования линейной складчатости Большого Кавказа [Шолпо и др., 1993]. В этой публикации в качестве основного метода описания структуры по-прежнему используются карты параметра МС, величина

которого связывается в основном с амплитудой развития процесса адвекции. В качестве главных признаков действия именно адвекции на качественном уровне считаются два свойства: дивергентный характер антиклинориев, а также сочетание слабосжатых крупных синклиналей с сильно деформированными складками в ядрах крупных антиклиналей. Что касается внешнего сокращения, то формально оно как минимум не отрицается. Основной вклад в формирование структуры в масштабах осадочного чехла по [Шолпо и др., 1993] вносила адвекция. Примечательно, что от «монтмориллонитового» механизма увеличения объема пород как причины адвекции (параграф 1. 4. 4. стр. 38) авторы почти полностью отказались, апеллируя взамен к «термофлюидной адвекции», обоснованной только в самом общем виде. В работе используется схема многорангового тектонического течения в иерархически соподчиненных конвективных ячейках (КОТТ), которая по общему смыслу кинематической схемы как раз и была призвана объяснить внешнее сокращение основной складчатой структуры, охватывающей осадочный чехол. Конкретная схема строения Большого Кавказа, предлагаемая авторами в соответствии с этими идеями (рис. 1-11), включала общую адвекцию в пределах верхней части коры (широкая ячейка 15 км толщиной) и такого же ранга ячейку в нижней коре и верхней мантии (от 15 до 100 км?), затем частную инверсию внутри альпийского чехла (небольшие антиклинории и синклинории), локальную адвекцию в части чехла (крупные складки) и локальную адвекцию более мелких рангов, участвующих в формировании конкретных складок



**Рис. 1-11**. Действие адвекции в рамках двухъярусной схемы, к объяснению складчатости Большого Кавказа (по [Шолпо и др., 1993]). 1 — изолинии скоростей распространения сейсмических волн, 2 — основные направления движения, 3 — граница Мохоровичича.

([Шолпо и др., 1993], стр. 176). В работе обсуждаются также движения в более крупных ячейках, охватывающих вместе Большой Кавказ и Закавказский массив, и даже упоминается субдукция последнего под горное сооружение. Но подразумевается, в целом, что значительного сокращения в БК нет. Ниже, на стр. 177 публикации, авторы действительно приходят к выводу о сомнительности значительного горизонтального сокращения ячеек общей адвекции на основании горизонтальности геофизической границы между верхними и нижними ячейками. Надо констатировать, к сожалению, что в работе нет такой схемы строения, которая давала бы ясное представление о кинематике формирования сооружения Большого Кавказа, и которую авторы определенно отстаивают.

В связи с публикациями этого нового материала в печати неоднократно возникали дискуссии. Так, В.Е. Хаин отреагировал на статью «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа» [Рогожин, Шолпо, 1988а]. К завязавшейся полемике [Хаин, 1988; Рогожин, Шолпо, 1988б] позже присоединился Ю.Г. Леонов [Леонов, 1989; Рогожин, Шолпо, 1989б]. Еще позже на очередную статью В.Н. Шолпо [Шолпо, 1993а] отреагировал дискуссионной статьей М.Л. Сомин, которая сопровождалась ответом В.Н. Шолпо [Сомин, 19946; Шолпо, 1994]. Примечательно, что исследователи с обеих сторон сначала как бы принимали идею о совместном и почти равноправном действии и «внешнего» сокращения, и «внутренней» адвекции, однако с течением времени фактически вернулись на прежние позиции. Такая эволюция взглядов не должна вызывать удивления, поскольку признание совместного действия двух механизмов, первоначально альтернативных, на следующем логическом шаге требовала разработки количественных моделей и установления точной роли и того, и другого процесса, а этого как раз и не было сделано. Поэтому фактический возврат ситуации к методическому тупику был неизбежен. Вывод из описания этого эпизода заключается в том, что путь разработки количественных моделей, включающих в себя те механизмы, которые сейчас продолжают считаться альтернативными, является единственно возможным для обеспечения прогресса в тектонических исследованиях.

# 1. 4. 6 Другие методы и классификационные работы: полуколичественные градационные классификации складчатых структур и структурные парагенезы.

Для того чтобы обзор и анализ литературы по исследованию структур линейной складчатости хотя бы в минимальной степени охватывал существующие основные идеи, необходимо коротко упомянуть метод оценки морфологической сложности, метод тектонофаций и «структурные парагенезы», а также обсудить перспективы их использования в целях определения типов и величины деформации структур линейной складчатости.

Оценка морфологической сложности складчатости (МС) упоминалась выше. Она включает в себя оценки семи параметров складчатой структуры, регистрируемой в поле [Рогожин, Яковлев, 1983]. Это 1) угол при вершине складки, 2) подобие формы антиклиналей и синклиналей, 3) наличие кливажа, 4) соотношение ширины крыльев и замков складок, 5) наклон осевых поверхностей складок, 6) количество мелких осложняющих складок, 7) наклон зеркала складок. Все параметры оценивались по близости их к типу полной голоморфной складчатости (суммарная оценка 1.0) или к промежуточной (гребневидной, коробчатой и т.д.; суммарная оценка 0.1). Первым трем параметрам присваивалась оценка (вес) 0.2, остальные имели вес 0.1. Вся структура делилась на домены (однородные участки) в пределах которых и выставлялась оценка в виде суммы весов по всем признакам. Численный характер оценки позволял составлять карты МС, которые, несомненно, объективно отражали какие-то ее свойства. Оценка имела не количественный, а полуколичественный характер, и не все признаки могли быть устойчиво зафиксированы в экспериментальных или теоретических моделях. То есть, нельзя было произвести замер оценки МС в структурах искусственных, и показать, в чем они сходны или отличны друг от друга. По этой причине оценка МС не могла быть использована в диагностике механизмов формирования складчатости. Но результат, вероятно, как разновидность тектонической карты, может представлять практический интерес.

Е.И. Паталаха, развивая принципы «структурных парагенезов», создал методику картирования типичных парагенетических обстановок, которые диагностируются по ряду признаков, включающих разновидности кливажа, наклон слоев на крыльях складок, линейность, мелкие складки, альпийские жилы, размер микролитонов и т.д. [Паталаха, 1985]. Эти реально существующие и легко выделяемые в природе обстановки были отсортированы по мере нарастания сложности структуры от I до X. Они группировались по стадиям эволюции («юная» – первые четыре, «зрелая» – V-VII, остальные попали в «дряхлую»). Каждой из десяти градаций (тектонофаций) формально придавалась определенная величина укорочения (давалась градация от 0-5 % до 95-100 %). Методика многократно и успешно использовалась при полевых работах, а результаты («карты тектонофаций») могли быть применены для поисков полезных ископаемых или иных промышленных приложений, поскольку являлись разновидность тектонической карты. Заметим, что В.Н. Войтенко ([2007], стр. 187) воспользовался стандартными методами стрейн-анализа и опубликованным атласом типичных структур (фотографии шлифов) для независимой оценки величины укорочения в методических целях. По результатам этого исследования продекларированное авторами постепенное нарастание величин укорочения в градациях не было подтверждено. Таким образом, точно так же, как и в случае с оценкой МС, использование тектонофаций для работ по диагностике механизмов образования складчатости представляется невозможным.

В российской структурной геологии активно развивается направление исследований, которое называется «анализ структурных парагенезов». Основная идея подхода состоит в том, что если существуют некие типичные механизмы деформирования, то они, воздействуя на среду, состоящую из объемов слоистых толщ или массивных блоков, приводят к появлению таких следствий в виде комбинаций складок и разрывов, которые позволяют эти типичные механизмы различать и диагностировать. Для этого используются системы «структурных рисунков» в виде комбинаций разрывов (главным образом) и только иногда – складок (для примера укажем на работы А.В. Лукьянова [Лукьянов, 1980, 1987, 1991а, 1997; Лукьянов, Щерба, 1972], М.Л. Коппа [Копп, 1986, 1991, 1997], Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1980, 1982, 1987а, 1987б, 1997, 2002], М.Г. Леонова [Леонов, 1997, 1999, 2009; Леонов и др., 1996]), которые и связывают их с типичными механизмами. В связи с этим надо отметить несколько обстоятельств. Во-первых, такой подход очень близок к «морфологическому» подходу по уровню методологии и не позволяет оценивать «амплитуду» действующего механизма на основании количественных параметров структуры, а поэтому не имеет перспектив для диагностики процесса в случае действия нескольких механизмов. Соответственно, такие исследования не могут помочь определить величину деформации в структуре и восстановить ее доскладчатое состояние и полную современную геометрию. Во-вторых (здесь надо отдать должное этой методологии) этот подход эффективен для исследования комбинаций разрывных структур, поскольку они возникают при малых деформациях (в этом случае «амплитуда» процесса неважна), т.е. для исследования структур, не связанных с большими пластическими деформациями. Комбинации разрывных и складчатых структур в пределах форланда (в передовых прогибах) в принципе могут исследоваться этим методом, но в данном случае он будет близок к обычному анализу морфологии складчатых структур (см. обзор в Прокопьев и др., 2004]). В-третьих, для областей иерархически устроенной складчатой структуры с неясным генезисом (которая, возможно, формируется действиями нескольких известных механизмов или какого-то еще не описанного процесса) использовать этот метод крайне сложно именно в силу иерархичности структуры. Поскольку в этом случае выделение «структурных рисунков» может носить индивидуально-авторский характер, исследователь может попасть в ловушку «логического круга» и увидеть в качестве единственного процесса тот механизм, который там реально отсутствует (смотри, например, [Яковлев, 2010а]), или который представлен в слабой форме на фоне ряда других процессов деформирования, развитых сильнее. И, наконец, основное – в отношении структур линейной складчатости парагенетический анализ может быть успешным только в том случае, если есть детальные структурные описания модельных объектов, сформированных разными механизмами. Тогда – да, выявленные ключевые параметры в описанных эталонных парагенезах могут быть полезны при работе с натурными

объектами. Но таких описаний нет. Соответственно, нет и примеров успешного использования «структурных парагенезов» в исследовании складчатых структур в линейных сооружениях. На основании этого мы считаем, что этот подход для наших целей не является перспективным.

# 1. 4. 7 Выводы о состоянии методологии исследований складчатых структур в рамках геодинамики и о выборе тех направлений, которые необходимо развивать

Если суммировать сделанные выше наблюдения о характере применяемых подходов и особенностях методологии, используемой для выдвижения геодинамических моделей формирования крупных складчатых сооружений (в данном случае в отечественной литературе и для Большого Кавказа), то необходимо заметить, что общая ситуация носит черты очень серьезного методологического кризиса. Отсутствие перспектив выхода из тупика определяется главными чертами методологии: умозрительность выдвигаемых моделей предопределяет их неоправданную многочисленность, индивидуально-авторскую окраску и отсутствие общепризнанных критериев достоверности таких моделей.

Если обращаться не к отечественным исследованиям, а к мировой литературе, то там сама дискуссия о природе складчатости практически не ведется, поскольку собственно исследования складчатости вне теории тектоники плит практически отсутствуют. Складчатые системы в рамках этих взглядов воспринимаются чаще всего не как объект исследования, генезис которых надо уточнить, а как свидетельство существования области коллизии. Сама обстановка коллизии в учебных пособиях и обобщающих работах описывается в самом общем виде (например, [Лобковский и др., 2004], стр. 85-90) по нескольким параметрам, в которых собственно складчатость занимает минимально возможное место, и только как часть покровных (thin-skinned складчато-надвиговых комплексов tectonics). Упоминается вовлечение кристаллического фундамента в деформации (thick-skinned tectonics), но тоже чаще в виде надвигов и покровов пеннинского типа. Исследования отдельных складок (не ансамблей) в европейских странах и в Северной Америке проводятся по частным вопросам – по возможностям определения величин деформации и анализу механизмов их формирования. Эти работы будут рассматриваться ниже, а также конкретно в тех параграфах, где это необходимо. Но можно заранее сказать, что крупных успехов в этих направлениях нет, и попыток обобщения такого рода материала от частного к общему не делается. Это означает, что методологический кризис в западных странах тоже существует, но он исследователями просто не ощущается – до настоящего времени то, что в течение десятилетий новых идей в тектонике не появляется, недостатком не считается. В этом отношении вывод может быть один – на зарубежный опыт преодоления кризисных явлений в тектонике опираться нельзя.

Таким образом, для существующего уровня методологии в области исследования мультимасштабных складчатых структур центральных частей подвижных систем (в пределах хинтерланда) и в рамках разработки общих моделей геодинамики характерны следующие негативные черты, которые необходимо преодолеть:

- 1) Умозрительность механизмов не практикуется использование количественных версий механизмов с точным обозначением характера структуры в зависимости от «амплитуды» процесса. Вместо этого исследователи процесс обычно описывают словами и/или приводят общий схематический рисунок.
- 2) Основным методическим приемом является индукция или интерпретация природной структуры исследователю заранее известно, какой общий механизм является правильным. Исходя из этого (и пользуясь умозрительной версией механизма), он ищет и находит подтверждение искомого механизма (или признаки его действия) в природной структуре. В связи с этим исследователи постоянно находятся в опасной близости к ситуации «логического круга», что является логической ошибкой: предполагается механизм, делается рисунок структуры, соответствующий механизму, рисунок предъявляется как доказательство.
- 3) В рамках существующей «качественной» методологии может быть постулировано действие только одного механизма, который считается универсальным, поскольку множественность механизмов в сложной ситуации может быть зафиксирована только при использовании их количественных моделей.
- **4)** В публикациях либо отсутствует, либо **недостаточно развито представление о разномасштабности или иерархичности структур** линейной складчатости в областях хинтерланда.
- **5)** В отсутствии количественных моделей **нет возможности сравнивать друг с другом модели разных механизмов**, определять черты их сходства и различия, и находить возможные варианты их сочетаний.
- 6) Отсутствуют формализованные количественные процедуры сравнения модельных структур и природных объектов; эта методологическая проблема никем ранее не ставилась.
- 7) Уделяется недостаточное внимание проблеме корректного восстановления структуры за пределы полосы наблюдения. В результате любые индивидуально-авторские дорисовки структуры могут восприниматься некритически, а количество противоречащих друг другу и используемых параллельно вариантов геометрии одной и той же складчатой структуры ничем не ограничивается.

Направления исследований, которые могут помочь преодолеть эти негативные моменты, будут показаны в конце главы, в параграфе 1.9. Ниже, в нескольких параграфах будут

рассмотрены отдельные важные направления исследований в структурной геологии (имеющие свои цели, прямо не связанные с проблемой складкообразования), успехи или неудачи которых следует иметь в виду при формулировании целей исследований.

# 1. 5. Механизмы формирования складчатых структур с позиции механики сплошных сред; роль анализа полей напряжений в исследованиях складчатости

## 1. 5. 1 Начальный период использования методов механики в структурной геологии

Начальный период применения методов механики сплошной среды в исследованиях структур тектоники, в частности – складок, хорошо описан в обзоре [Григорьев, Ионкин, 1972], которым мы и воспользуемся. Исторически механика сплошных тел развивалась в основном в связи с запросами техники. Наиболее развитые к тому времени ее области – механика упругих стержневых систем, плоская и осесимметричная задача теории упругости, теория пластин и оболочек – построены в предположениях линейной зависимости между напряжениями и упругими деформациями, а также на условии малости этих деформаций. Позже развитие получили прикладная теория пластичности, теория ползучести и другие. При этом только в теории тонких пластин и оболочек, как упругих, так и пластических, получили развитие «геометрически нелинейные» задачи, в которых снимались указанные выше ограничения. Рассмотрим основные задачи начального периода.

М.А. Био ставил перед собой задачи исследования складок продольного изгиба. Им было введено в обиход важное представление о доминирующей длине волны складки. Позже рассматривались задачи, связанные с большими, «геологическими» деформациями [Віоt, 1957, 1960, 1961, 1964]. В работах В.М. Чеппла рассматривалось развитие складки изгиба из первоначально плоского линейно-вязкого слоя, находящегося в среде с меньшей вязкостью, а позже – для изолированного слоя из вязко-пластичного материала [Chapple, 1968, 1969].

Ж.С. Ержанов и А.К. Егоров ставили перед собой следующие задачи: изучение потери устойчивости однородной упругой прямоугольной пластиной, равномерно сжатой по коротким сторонам и несущей равномерно распределенную поперечную нагрузку; устойчивости упругого слоя в упругой среде и вязкого слоя в упругой среде [Ержанов, Егоров, 1968]. А.С. Григорьев и В.П. Ионкин указывают на серьезные ошибки, допущенные авторами в этой работе. Добавим от себя, что позже под руководством Ж.С. Ержанова была выпущена монография с изложением теории образования складчатых структур поверхностей (в том числе в толще компетентных и некомпетентных слоев) под воздействие тангенциальных сил [Ержанов и др., 1975].

Г. Рамберг рассматривал задачу потери устойчивости одиночным слоем в бесконечной среде, то есть начальную стадию образования складок продольного изгиба в условиях плоской деформации. Им также рассматривалась в рамках той же задачи многослойная система,

состоящая из чередующихся компетентных и некомпетентных слоев. [Ramberg, 1961]. В другой работе Г. Рамберг [Ramberg, 1964] приходит к выводу, что при уменьшении вязкости слоя относительно вязкости среды образование складки будет сопровождаться равномерным утолщением слоя, маскирующем формирование изгиба, а при увеличении отношения вязкостей амплитуда складки будет увеличиваться при прочих равных условиях.

Кроме этого, обзор А.С. Григорьева и В.П. Ионкина содержал раздел, в котором рассматривались складки поперечного изгиба и некоторые другие задачи. Сами авторы в одной из работ [Григорьев, Ионкин, 1975] рассмотрели напряженное состояние в складках единичного вязкого слоя, имеющих большую амплитуду, сформированных продольным изгибом.

Часть задач тектоники может быть решена не аналитическими методами, а с использованием компьютерных технологий, в частности — методами конечных элементов. Одной из первых задач, важной для наших целей, была решена проблема развития геометрии единичного вязкого слоя, находящегося в менее вязкой среде [Hudleston, Stephansson, 1973]. Подробно эта работа будет рассмотрена в соответствующем параграфе ниже.

### 1. 5. 2 Современный уровень развития методов механики для изучения складок

Дальнейшее развитие и современное состояние области использования различных направлений теоретической механики и вычислительных возможностей в исследованиях проблемы формирования складок как единичных в одном слое, так и в многослое, в наиболее полном виде представлено в статье Питера Хадлстона и Сюзан Трегус «Информация, получаемая из складок: Обзор», написанной ими к тридцатилетию Journal of Structural Geology (JSG) [Hudleston, Treagus, 2010]. Статья имеет очень большой объем (30 журнальных страниц), 33 сложных рисунка и 225 ссылок на публикации, начиная с 1961 года и заканчивая публикациями начала 2010 г. Сразу надо отметить, что отечественные или русскоязычные работы в обзоре никак не представлены.

Рубрикация двух уровней в обзорной статье позволяет увидеть весь сложный путь, пройденный западной структурной геологией и механикой в той области, которая являлась одной из центральной в период начала деятельности JSG. В статье рассматриваются работы, выполненные в рамках механики сплошной среды по определению различных свойств слоев и описанию напряженно-деформированного состояния среды в отдельных складках, начиная с работ М. Био [Віоt, 1961]. В самих описываемых работах решаются, в основном, прямые задачи.

Первыми рассмотрены теоретические работы и моделирование складок единичного слоя и пачек слоев, в том числе для разных типов реологии (вязкие, эластичные и вязко-эластичные слой и среда). Для единичных складок показано, что доминантная длина волны синусоидальной

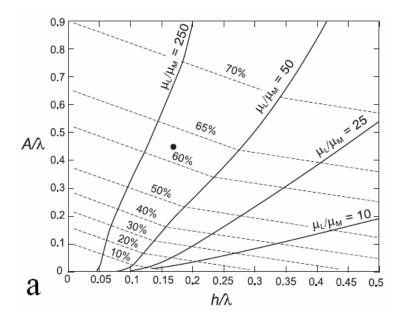
складки зависит от мощности слоя и отношения вязкостей слоя и бесконечной среды. Упоминаются теоретические работы, рассматривающие вопросы потери устойчивости слоя. Кратко разбирается анализ тонкого слоя (thin-plate analysis, работа [Schmalholz, Podladchikov, 2000]), который использовался для показа характера распределения напряженного состояния в замке слоя; thick-plate analysis (анализ «толстого слоя») помогал более аккуратно рассматривать вопросы потери устойчивости и роста складки при низком контрасте вязкости. Было определено [Ramberg, 1964], что существует некоторое утолщение слоя на первой стадии деформирования до потери устойчивости, которое усиливается для случая с меньшим контрастом вязкости. Коротко рассматриваются работы по образованию складок для нелинейной реологии, влиянию анизотропии и др. Отдельно рассмотрены работы по образованию складок единичного вязкого слоя большой амплитуды, которые показывают корректно развитие складки при отношении «амплитуда/длина волны» больше 0.1 – 0.15. Здесь отмечена та же важная работа [Schmalholz, Podladchikov, 2000]. Далее в обзоре рассматриваются возможности и результаты аналогового и вычислительного моделирования по формированию складок единичного вязкого слоя. Большое значение придается случаям с первичной неоднородностью для моделей с линейной вязкостью, которая «задает» некоторые параметры роста складок. Рассматриваются также случаи с эластичным и вязко-эластичным телом. В этом же разделе показаны работы по анализу формирования структур в многослойной среде, составленной из единичных слоев. При этом разбираются вопросы формирования доминантной волны складки, взаимного влияния соседних слоев и т.д. Собранная по разным публикациям информация классифицирована в несколько идеализированных морфологических типов складок многослойной среды. Упоминаются как важные работы [Biot, 1961, 1964; Ramberg, 1964; Johnson, Fletcher, 1994; Frehner, Schmalholz, 2006; Schmid, Podladchikov, 2006; Treagus, Fletcher, 2009]. В частности, показано, что тонкий слой с большим контрастом вязкости, заключенный между двух слоев с меньшим контрастом (в одной и той же общей среде) формирует «паразитные» складки, имеющие амплитуду большую, чем структура низкого ранга (общие складки для всех трех слоев). В заключение раздела рассмотрены случаи формирования складок при косом расположении слоистости относительно оси сжатия при разных типах напряженного состояния.

В следующем разделе обзора обсуждается информация, которую можно получать из отношения «длина волны/мощность слоя» для складок единичного вязкого слоя. Основным вопросом здесь является смена механизмов в процессе роста складки (соотношение роста амплитуды складки к ее укорочению). Указано в качестве примера [Schmalholz, 2006], что до угла наклона слоя около 17° преобладает общее укорочение и только потом начинает расти изгибная компонента. При этом до угла наклона в 45° длина крыла сокращается, а потом растет.

Неоднократно предпринимались попытки (например, [Hudleston, Holst, 1984; Johnson, Fletcher, 1994; Sherwin, Chapple, 1968]), оценивая статистически большое число природных складок, подобрать теоретические закономерности (реологическую модель, контраст вязкости, отношение «длина волны/мощность слоя», вид энергетически выгодного деформирования и др.), которые максимально отвечали бы природным складкам. Были даны первые оценки "power-law" экспоненты. Указано, что это направление является предметом дискуссии [Schmid et al., 2010].

В следующих двух разделах анализируются параметры, получаемые из формы слоя, в том числе – величина деформации. Разбираются случаи складок единичного слоя и пачек слоев. Особое внимание уделяется параметру «острота» замка при прочих равных условиях (в том числе в работах [Schmalholz, Podladchikov, 2000; Hudleston, Lan, 1994; Lan, Hudleston, 1995]). Упомянут обзор работ, посвященный форме складок [Bastida et al., 2005]. В разделе об измерении деформации разбираются случаи «укорочение изогнутой балки» по изменению формы компетентного слоя от замка к крылу [Bobillo-Ares et al., 2004], как выглядят график отношения «амплитуда складки/длина волны» к величине укорочения и график отношения «угол наклона крыла к величине укорочения» по разным публикациям. При этом не обращается внимания на параметр «контраст вязкости», в результате чего был получен слишком широкий, на наш взгляд (Ф.Я.), спектр результатов, непригодный для решения обратной задачи. В качестве отдельного важного результата приводится график из [Schmalholz, Podladchikov, 2001], в котором на координатах «амплитуда складки/длина волны складки» и «мощность слоя/длина волны складки» показана сетка изолиний «величина укорочения» и «контраст вязкости» полученная из теоретических расчетов авторов (рис. 1–12, a). В связи с этим важным результатом сразу отметим два обстоятельства. Во-первых, это по смыслу очень напоминает наши номограммы [Яковлев, 1978], полученные ранее, но в использовании обсуждаемая номограмма менее удобна и не вполне точна по системе замеров геометрии объекта. Во-вторых, против ожиданий, по состоянию на 2012 год авторы не сумели воспользоваться своей номограммой для массового определения параметров природных складок. По устным сообщениям S. Schmalholz, и Ю.Ю. Подладчикова (GeoMod-2012), в настоящий момент уже разработана программа, и проводится специальное исследование по большому числу складок. Заметим также, что в этой группе обсуждаются перспективы анализа многослойных складок, а также объектов крупнее отдельных складок с использованием методов механики.

В последнем разделе собрана информация о работах, в которых на основании анализа формы слоев, кливажа и других параметров выявляются свидетельства о том, какие именно механизмы действовали, и какова была «история» возникновения деформации. Обсуждаются механизмы flexural flow (течение изгиба), tangential longitudinal strain (TLS, тангенциальная



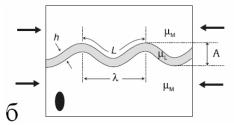


Рис. 1-12. Номограмма (по [Schmalholz, Podladchikov, 2001]) определения параметров изгиба величины складок укорочения (bulk shortening) и контраста вязкости (viscosity ration), приведенная в обзоре [Hudleston, Treagus, 2010] (a). Справа (б) показана принятая во многих публикациях система обозначений измерений

геометрии складок. По замерам геометрии складки («амплитуда/длина волны» и «мощность слоя/длина волны») на диаграмму помещается точка, положение которой относительно изолиний модельных параметров (сокращение в процентах и контраст вязкости) дает искомый результат.

продольная деформация, изгибная), flexural slip mechanism (механизм проскальзывания при изгибе) и некоторые другие. В частности, указывается, что в толще с чередованием компетентных и некомпетентных пород действуют разные механизмы. Компетентный слой деформируется при помощи TLS, а некомпетентный – комбинацией flexural flow и однородного сокращения. Такая комбинация позволяет сформировать структуру складок с типичным прямым (компетентный слой) и обратным (некомпетентный слой) веером кливажа. С нашей точки зрения это и есть описание складок подобных, но они описаны в иллюстрациях как изгибные при рассмотрении параллельных. В этой же части обзора единственный раз со ссылкой на Рэмзи [Ramsay, 1967] упоминаются настоящие подобные складки. Это говорит о том, что исследователи не различают ситуацию изолированного слоя, на который не влияют другие компетентные слои (складки единичного вязкого слоя) и ситуацию постоянного их взаимовлияния в складках подобных, хотя в смысле постановки задачи – это далеко не одно и то же. Другой приведенные здесь важный пример касается работы [Srivastava, Shah, 2006, 2008], в которой был предложен метод, использующий идею Рэмзи о формировании складок класса 1С (рис. 1-3) в результате последовательного действия сначала изгиба, а потом однородного укорочения (сплющивания). С нашей точки зрения (Ф.Я.) само появление этой работы вызывает недоумение, потому что с позиций механики такой перескок механизмов никак не может быть мотивирован. Это тем более удивительно на фоне скрупулезного теоретического уточнения деталей действия механизмов на стадиях упрочнения и изгиба или подбора правильной реологической модели во многих других публикациях. Заметим также, что опыт

применения такого экзотического метода его авторами минимален — он касается только нескольких складок, случайно выбранных из публикаций по разным регионам мира.

Статья завершается обсуждением перспективных работ на ближайшее будущее.

Подводя итог рассмотрению этого большого обзора важного направления использования методов механики в анализе образования складок [Hudleston, Treagus, 2010], отметим следующие существенные для нас аспекты:

- 1) За прошедшие примерно тридцать лет с начала использования методов механики для изучения процессов складкообразования появились важные работы, решившие часть внутренних методических проблем этого направления. В это же время указанное направление в западных странах развилось настолько, что его освоение потребует от исследователя полного погружения в эту область знания. В настоящий момент специалисты этого профиля в России отсутствуют, за редкими исключениями [Бабичев и др., 2012; Толстая, Ребецкий, 2002].
- 2) Можно отметить как негативную черту явную самодостаточность этого направления: несмотря на определенные успехи, попытки использовать полученные результаты для решений задач не механики, а тектоники очень редки сравнение результатов с природными структурами почти не проводится (а это и было первоначальной целью всех работ Ф.Я.).
- 3) Из ознакомления с обзором [Hudleston, Treagus, 2010] следует, что существуют очень интересные перспективы либо уточнения созданных ранее методов измерения величины укорочения, либо создания новых методов. Это одно из возможных направлений продолжения работ в рамках многорангового деформационного анализа.

### 1. 5. 3 Описания напряжений и деформаций в многослойной среде методами механики

Как видно из приведенной выше информации, в том числе и из обзора [Hudleston, Treagus, 2010], описание многослойных структур в терминах напряженного состояния и больших деформаций в рамках механики сплошных сред встречается с большими сложностями. В первом приближении проблема состоит из нескольких классов задач, которые пока не имеют решения: 1) вопросы потери устойчивости многослойных систем, 2) описание напряженного состояния в иерархически устроенной среде – в соседних слоях с разной реологией, в массиве с наклонной слоистостью (крыло складки), в массиве смятой в складки слоистости (много складок), 3) подбор реологической модели слоев и всей среды (упругая, вязкая, пластичная и т.д.), 4) подбор условий нагружения (внутренних и внешних), 5) корректность вычисления развития деформаций в условиях меняющегося напряженного состояния и разной эффективной реологии. Добавим сюда еще и не вполне осознаваемый исследователями фактор масштаба: 6) для структур размером больше чем 10 км (условно) необходимо учитывать гравитационные эффекты, т.е. моделирование крупных структур не сводится к простому масштабированию

хорошо изученных мелких. Кроме проблем собственно механики, существует еще и очень большая неопределенность в вопросе «какие именно начальные условия модели могут соответствовать природным структурам». Можно даже сказать, что одна из задач тектонофизики может быть сформулирована именно как «определение условий начального нагружения и реологии среды» для таких задач.

В качестве иллюстрации приведем данные отечественных работ [Ребецкий, Гущенко, 1995] и [Толстая, Ребецкий, 2002] в которых описывается напряженное состояние пачки слоев разной реологии на крыле шарнирной складки (задача класса 2 из предыдущего абзаца). Задача строилась при следующих допущениях: крылья шарнирных складок остаются прямыми при шарнирном смещении в замках; слои имеют разные свойства; мощности и длины слоев имеют возможность меняться в процессе деформации. В первой версии модели допускалась возможность перемещения материала некомпетентных слоев вдоль осей шарниров складок (т.е. допускается 3D деформация). В механическом смысле при решении задачи используется вязкость ползучести твердых тел, материал считается несжимаемым линейно-вязким телом. Допускалось как скольжение слоев относительно друг друга, так и внутрислойное сдвигание за счет трения на границе слоев. Задача решалась как иерархически взаимосвязанный комплект условий – на первом локальном (каждый слой), на втором в многослое (существуют несколько многослоев с разными мощностями и свойствами слоев), на третьем – в пакете многослоев, на четвертом (региональном) – в массиве, превышающем длину и амплитуду единичной складки. К интересным результатам расчетов следует отнести полученные ориентировки поля напряжений в компетентном (более вязком) и в некомпетентном слоях, скорости увеличения угла наклона крыла в зависимости от вязкостей (при одинаковых напряжениях), изменение эффективной вязкости массива в зависимости от угла наклона слоев на крыльях складок. Важно, что прогнозируются три стадии развития складки в смысле эффективной вязкости массива: на первой, до 15° наклона слоев существует стадия упрочнения (высокой вязкости), затем на второй стадии (собственно складкообразования) скорости деформации и приращения углов наклона растут при снижении эффективной вязкости на существенную величину (до нескольких порядков), на третьей, при больших углах наклона крыльев, эффективная вязкость массива опять возрастает при снижении скорости деформации (финальная стадия упрочнения). Эти результаты в целом подтверждают известные эмпирические закономерности развития природной складчатости.

В полученном решении [Толстая, Ребецкий, 2002] есть важный аспект, не позволяющий его использовать для обратной задачи: отсутствуют данные об изменении мощностей слоев в замке, что не позволяет полноценно сравнивать эту модель с природными структурами (с отдельными складками). В природных шарнирных складках мощность компетентных слоев в

замках почти не меняется при очень сильном увеличении мощности некомпетентных слоев. Очевидно, что разница таких изменений мощностей слоев зависит от контраста их вязкости; это и позволяет контролировать параметр «контраст вязкости». В модели дано решение только для крыла складки, а поведение слоев в замке не описано. Зеркальные рисунки разных крыльев просто соприкасаются в замке, в котором их мощности на рисунке меняются одинаково, и который шарнирной складке по характеру изменения мощностей слоев не отвечает – «...замки складок заменялись безмоментными шарнирами...» ([Толстая, Ребецкий, 2002], стр. 420), то есть, складка была отнесена к «шарнирной» только по признаку «прямолинейных крыльев».

Еще два аспекта в обсуждаемой проблеме являются важными. Во-первых, в моделях механики, которые можно отнести к размеру серии складок и к более крупным структурам (домены, структурные ячейки и т.д.), даже комбинации двух уровней встречаются редко. Так, в [Frehner, Schmalholz, 2006] были промоделированы мелкие «паразитические складки» в изогнутой относительно некомпетентной толще, находящейся между «компетентными пачками». Но эту модель сложно сопоставить даже с уровнем всей осадочной толщи, не говоря уже о тектонических зонах. Во-вторых, необходимо учитывать влияние нескольких механизмов, в первую очередь – силы тяжести. Конечно, уже были созданы и продолжают создаваться модели чисто диапировых структур методами конечных элементов (например, [Peña, Catalán, 2004; Podladchikov et al., 1993; van Keken et al., 1993]). Но только иногда в моделях, охватывающих масштаб всей коры, влияние силы тяжести учитывалось, например, в [Вигg, Podladchikov, 1999; Cloetingh et al., 2002] (и мы не обсуждаем здесь, насколько эти модели корректны с позиций механики). Заметим только, что мелкие складки в таких моделях не представлены.

Таким образом, в настоящий момент нет ни теоретических, ни расчетных моделей сложных складчатых систем, созданных в рамках механики сплошной среды, которые можно использовать в качестве эталонов для сравнения с природными структурами, размеры которых больше, чем домен (IV уровень иерархии).

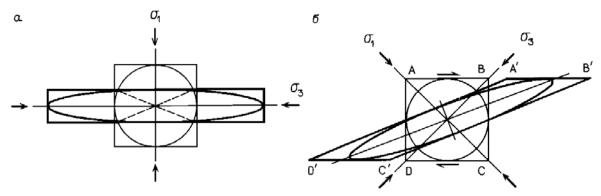
#### 1. 5. 4 Соотношение деформаций и напряжений при исследованиях больших деформаций

Обсудим далее важный аспект – каковы принципиальные соотношения деформаций и напряжений, и как эти соотношения надо учитывать в исследованиях складчатых структур. Разумеется, это очень тесно связанные понятия, но реальные различия между ними могут оказаться существеннее, чем это принято считать. В литературе эта тема, разумеется, обсуждается, но интерес к ней невелик. Например, в статье методического характера «Strain and stress» («Деформации и напряжения») [Marrett, Peacock, 1999] рассматривается сходство и различие понятий, относящихся к деформациям и напряжениям, а также обсуждается случаи некорректного применения терминологии. Авторы справедливо указывают на то, что вопросы

определения генезиса структур решаются на основании трех основных типов данных – форма объекта, т.е. геометрические наблюдения, его деформация, (наблюдения кинематические), и данные, говорящие о его напряженном состоянии, (наблюдения динамические). При этом важным является то, что причинно-следственные связи напряжений и деформаций не являются всякий раз простыми и определенными. Эти исследователи считают, что информация о деформации говорит о перемещениях, которые саму структуру сформировали, в то время как модель напряженного состояния может говорить нам больше о генезисе объекта. Сравнивая друг с другом кинематический анализ (деформации) и динамический (напряжения) [Маггеtt, Реасоск, 1999] отмечают менее умозрительный характер кинематического пути исследования, его скорее интуитивный оттенок (хотя изучение напряжений могут дать более глубокие результаты) и то, что кинематические модели легче рассчитываются. Заметим, что в статье основные ссылки касались в основном исследований разрывов и трещин; вопросы структуры и механизмов формирования складок не затрагивались. То есть авторы указывают на сложности в понятиях напряжений и деформаций в структурах, имеющих главным образом малые деформации.

Обсуждая в [Хисамов и др., 2012] базовые понятия геодинамики в применении к современным движениям [Кузьмин, 1999], авторы указывают на то, что напряжения и деформации являются разными сторонами одного и того же процесса, а «деформации, в самом общем виде, есть результат определенного движения, и поэтому непосредственной причиной деформаций являются движения, а не силы» ([Хисамов и др., 2012], стр. 6). В связи с этим, с нашей точки зрения, мнения о том, что причинами деформаций являются возникающие напряжения, которые и следует изучать главным образом, могут, как минимум, рассматриваться в качестве спорных. Несомненно, что в случае малых деформаций математический аппарат описания напряженного состояния существенно удобнее для решения исследовательских задач, но в случае деформаций больших (с позиций механики), правильнее изучать непосредственно деформации, избегая использования технологии описания напряжений, корректность применения которой в качестве «посредника» может оказаться неоднозначной.

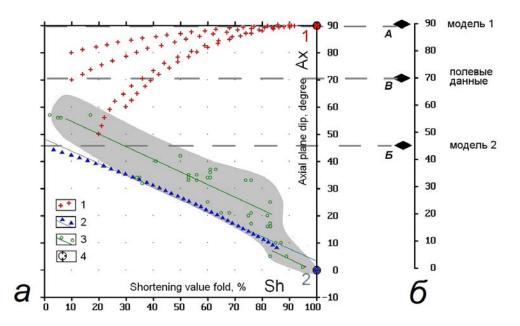
Если вернуться к обзору применения методов механики к проблеме образования складчатых структур, то с этой точки зрения не будет вызывать удивления то, что многие части проблемы (как и вся проблема) остались нерешенными: обычно анализ проблемы ограничивался только ее динамической стороной, а кинематическая (деформационная) оставалась неисследованной. Приведем пример сравнения данных напряжений и деформаций для обстановки простого сдвига [Николя, 1992]. Для обстановки чистого сдвига эллипсоиды напряжений и деформаций, разумеется, совпадают по ориентировкам основных осей в течение всего времени развития процесса (хотя длины осей различаются и изменяются). В этом отношении разница в исследовании напряжений и деформаций ощущаться почти не будет. Однако, для простого сдвига (рис. 1-13) они совпадают только в самый первый момент



**Рис. 1-13.** Типы деформаций и соотношения напряжение — деформация [Николя, 1992]. Стрелками показаны главные оси напряжений ( $\sigma_3$  — относительное растяжение), эллипсами — деформация исходного круга, вписанного в исходный квадрат. а — соосная деформация (чистый сдвиг); б — несоосная деформация (простой сдвиг)

(диагональ 45° к простиранию зоны сдвига). Далее в процессе развития деформации эллипсоид деформации приобретает все большее отклонение от диагонали, становится более вытянутым и в пределе его длинная ось будет параллельна зоне сдвигания. Это означает, что, изучая деформации, мы легко будем различать обстановки чистого и простого сдвига, а в терминах описания напряжений — это сделать будет сложно. Кроме отличий в ориентации и соотношении длин осей, есть и еще одно свойство – «амплитуда» деформации, которая меняется во времени, а значит, в кинематической постановке такой задачи есть важный дополнительный параметр. Это может оказаться ключевым фактором для ее решения. Так, в исследовании Воронцовского покрова [Яковлев и др., 2008] было показано, что складки, генезис которых требовалось прояснить, образовались в согласии с изученным полем напряжений. Выявленный наклон оси сжатия (20° на юг, точка попадает в случае единственной оси наклона между значениями 45° и 0°) не позволил сделать выбор между альтернативными моделями «простой горизонтальный сдвиг» (45°) и «горизонтальное сжатие» (0° или 90° для оси растяжения). В терминах деформаций («кинематический анализ» по [Marrett, Peacock, 1999]) эти две модели имели параметры «наклон осевой поверхности складок» и «величину сокращения», тем самым образуя не одномерную «линейку», а двумерную плоскость. На соответствующей диаграмме тренды двух процессов (линии, вдоль которых смещались параметры складок) радикально отличались по ориентировке (рис. 1-14). Собранные для природных складок соответствующие параметры на этой диагностической диаграмме однозначно указали на обстановку простого горизонтального сдвигания в теле Воронцовского покрова.

Есть еще один аспект у задач, решаемых с помощью описания напряжений и определения величин деформаций — прямые и обратные задачи. Практически все проблемы в механике сплошных сред (исследования полей напряжений) ставятся как прямые и решаются методом перебора. Связано это с тем, что форма объекта практически не меняется. При изучении



**Рис. 1-14.** Соотношения напряжений и деформаций при диагностике механизмов деформирования (по [Яковлев и др., 2008], с изменениями).

a — диаграмма «наклон осевых поверхностей складок AX (у)» / «укорочение складок Sh (х)», на которой показан тренд механизма горизонтального сокращения (модель 1, знак 1) как четыре серии крестов стремящихся к точке 1 (знак 4), тренд модели горизонтального простого сдвигания (модель 2, знак 2) как серия треугольников стремящихся к точке 2 и замеры природных складок (знак 3), образующих вытянутое серое облако.

объектов, имеющих большие деформации, проблема восстановления первоначальной формы является очень важной, если не центральной, и строгость процедур решения задач обратных становится решающей. В этом смысле, решая задачи с большими деформациями (кинематические), опираться на опыт «динамики» надо с большой осторожностью.

Рассмотрим кратко применение методов изучения палеонапряжений для Большого Кавказа. Такую задачу по району Северо-Западного Кавказа ставили перед собой две группы исследователей – из Франции и из Московского Университета [Saintot, 2000; Saintot, Angelier, 2002; Расцветаев, 1987а; Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев и др., 2008; Расцветаев и др., 2010]. Сравнение методов и результатов показало [Маринин, Сейнто, 2009; Marinin, Saintot, 2012], что, при почти полном совпадении исходных данных (замеров смещений по трещинам в обнажениях) и определений локальных стресс-состояний (поле напряжения в масштабах обнажения), отличия возникают на стадии выбора модели региона. Французская группа приняла модель «один блок» и получила десять этапов развития стресс-режима для всего Кавказа, которые связываются ею с движениями окружающих плит. Группа МГУ

предположила существование нескольких блоков, поэтому выделила три режима сжатия (меридиональный, северо-западный и северо-восточный), последовательность которых осталась не вполне ясной. В публикациях делается вывод, что принятая исследователями региональная модель должна быть всегда точно описана при представлении результатов анализа палеостресса. Добавим от себя, что французская группа корректно использовала складчатую систему Кавказа как «детектор» напряжений, и при этом не пыталась решить вопрос о механизме складкообразования. В этом смысле результаты группы МГУ для решения вопросов складкообразования оказались почти тривиальными. Можно утверждать, что на примере этих исследований видна очень низкая эффективность использования анализа палеонапряжений в целях решения проблемы складкообразования.

В данном месте важно обсудить еще несколько методологических аспектов. Известно, что при решении задач по механике (учебных, из раздела «динамика») результат зависит от соблюдения технологии их решения. Такой алгоритм включает в себя: а) выделение объекта, б) описание сил, действующих на объект, в) выбор системы координат, которые будут использованы при написании уравнений, г) написание уравнений, связанных с действующими силами, д) проверка сходимости уравнений (число неизвестных параметров и число уравнений должны совпадать), е) проверка размерности (единицы измерения в правой и левой частях уравнений должны совпадать), ж) собственно решение уравнений и нахождение неизвестных. Ошибка на любом этапе не позволит получить верное решение. С этих позиций для нас неизвестным является, например, первоначальная форма (геометрия) объекта, и опираться в решении мы можем только на этого же типа входные параметры (замеры геометрии частей структуры в поле). Роль «уравнений связи» тогда будут иметь замеры деформации в структуре и в ее частях, а также постулат о сохранении объема пород. В этом случае корректность «размерности уравнения» (пункт «е» алгоритма) будет соблюдена. Другие параметры (например, палеонапряжения) могут иметь только вспомогательное значение, поскольку не входят в основные «уравнения».

Рассмотрим далее основные переменные при общей постановке задачи с позиций энергетики процесса. Очевидно, что затраты энергии на формирование складчатой структуры (т.е. при больших деформациях) будут пропорциональны величине напряжений и величине деформации при постоянной вязкости материала. Однако падение вязкости может привести к возникновению большей деформации при возможности больших перемещений. Второстепенные явления могут создать значительные напряжения (например, указанные выше «кристаллизационные» напряжения С.А. Захарова), но не создадут структуру, поскольку в принципе не могут приводить к значительным перемещениям. Поэтому можно утверждать, что в постановке задачи существуют три переменных: деформация, вязкость и напряжение. При

этом в любой постановке (динамической или кинематический) знания о деформации необходимы, а во второй (кинематической) деформация — это единственный параметр и задача оказывается решаемой. Поэтому исследование только поля напряжений в случае изучения складок надо считать неоправданным.

Поскольку наши цели связаны с объектами, имеющими большие деформации, то основную ориентацию следует делать на разработку моделей именно кинематических, при этом важно иметь в виду, что эта область механики слабо разработана. Хотя, конечно, если для какихто объектов существуют динамические модели, их следует использовать. Заметим специально, что в отдаленной перспективе, разумеется, результаты кинематических исследований могут послужить основой для создания моделей в терминах динамики для изученных объектов (на новом уровне знаний о них). В настоящий момент такую задачу мы не ставим, поскольку она явно потребует длительных специальных усилий, в том числе — специалистов-механиков.

# 1. 6 Известные методы измерения величин деформаций и способы восстановления складчатой структуры

## 1. 6. 1 Методы стрейн-анализа, их методические особенности и ограничения

Как уже было указано выше, в структурной геологии, развиваемой на западе, после работ сначала Э. Клооса [Cloos, 1947; Клоос, 1958], а затем Дж. Рэмзи [Ramsay, 1967], широкое распространение получили методы стрейн-анализа. Под этим термином обычно имеются в виду методы определения большой конечной деформации в масштабе образца горной породы. Так сложилось, что в СССР (в странах СНГ и в России) эти методы не получили заметного развития. Только некоторые геологи эпизодически использовали собственные разработки или публиковали короткие обзоры и брошюры, например: А.И. Родыгин, А.В. Лукьянов, Е.И. Паталаха и Т.В. Гиоргобиани, В.Н. Шолпо, А.В. Вихерт, А.Б. Кирмасов.

Из этого ряда выделяются работы А.К. Худолея, который, освоив западную литературу по этой тематике, и не создавая собственных методов, неоднократно проводил детальные исследования деформаций пород, в том числе — в пределах Таласского Алатау [Худолей, Семилеткин, 1992; Khudoley, 1993]. После 2000 г. дальнейшее развитие этих методов в России связано с деятельностью В.Н. Войтенко. В.Н. Войтенко освоил все известные основные методы стрейн-анализа, включая возможности специфического программного обеспечения. По материалам исследования нескольких объектов им в 2007 году была написана кандидатская диссертация, в которой дан исчерпывающий обзор методов и соответствующей литературы [Войтенко, 2007]; а короткое их описание — в публикации [Войтенко, Худолей, 2008], на которые мы и будем опираться. Упомянем коротко основные методы стрйен-анализа, с целью увидеть их ограничения и возможные перспективы.

В большинстве методов конечным результатом выступают оценки ориентации в пространстве и соотношения осей эллипсоида деформации в изометричном объеме. Делается это на основании наблюдений над индикаторами деформаций; в соответствии с типами таких индикаторов все методы делятся на четыре класса. Самым простым и первым исторически возникшим является метод, использующий искажения палеонтологических объектов с известной первоначальной формой. Этот метод является наиболее надежным и точным, если вязкость объектов и включающей их матрицы совпадают. Очевидным его недостатком является то, что такие выгодные объекты попадаются редко. Второе направление образуют методы, развившиеся из первого. Они основаны на наблюдениях над деформациями первоначально округлых или эллиптических объектов. Основной метод основан на модели закономерного изменения формы и ориентировки длинной оси эллипсоидов Rf/Fi [Lisle, Предполагается, что контраст вязкости включение/матрикс является незначительным. Существуют модификации методов такого типа, позволяющие получать результаты, опираясь на ориентировки удлиненных или плоских минеральных зерен, в случае заметного контраста вязкостей, а также дающие возможность оценивать объемные эффекты при явлениях растворения и переотложения зерен минералов. Эти методы уже больше приспособлены для широкого использования, поскольку, если эллиптические объекты встречаются чаще, чем ископаемая флора и фауна, но тоже редки, то удлиненные зерна встречаются уже существенно чаще. Однако при использовании этих методов возрастает объем работы и ее сложность, в том числе и по оценке достоверности результата. Третий класс методов основан на модели изменения взаимного расположения центров частиц при нарастании деформации («метод Фрая») [Ramsay, 1967; Fry, 1979]. Условием его корректного применения является первоначально равномерное распределение изучаемых зерен по объему породы. Очевидно, что этот метод уже может с успехом применяться массово. Четвертый тип методов появился относительно недавно. Это получение среднего эллипса по набору эллиптических объектов. В этом методе зерна минералов вписываются в эллипс, соотношение осей которого и их ориентировка измеряются. Далее все замеренные эллипсы приводятся к одинаковой площади и их центры совмещаются. Если деформации в породе не было, то равномерная их ориентация даст в качестве средней фигуры круг, а при наличии деформации усреднение эллипсов покажет искомую деформацию в виде среднего эллипса [Erslev, Ge, 1990; Mulchrone et al., 2003]. Этот метод может с успехом использоваться для терригенных пород (песчаники и алевролиты), а значит очень широко. Для применения последних двух типов методов используются в основном два-три взаимно перпендикулярных шлифа, которые делаются по ориентированному образцу. В связи с этим существует важное направление, изучающее методы компиляции эллипсоида деформации по двум или трем эллипсам, полученным по трем плоскостям.

Как легко можно увидеть из этого короткого описания методов, для получения надежного результата нужно потратить заметные усилия и время. Только рутинное выделение зерен на фотографиях шлифов и их оконтуривание с последующими подсчетами могут потребовать примерно одного дня на один образец породы (на три шлифа). Примерно с 1990 года для решения задач стрейн-анализа используются исследования анизотропии магнитной восприимчивости в образцах пород. Метод использует явление переориентации магнитных минералов под воздействием деформации и позволяет получить сразу аналог эллипсоида деформации, поэтому является быстрым и чувствительный, но соотношение получаемых результатов с реальной деформацией остается пока дискуссионным.

Опыт показал, что разные методы, использованные для исследования одного и того же образца пород, могут давать неодинаковые результаты. В.Н. Войтенко [2007] в качестве важного нового вывода предложил три условия выбора корректного метода. Во-первых, надо учитывать гранулометрические характеристики породы и включать в обработку зерна с размером, определяющим статус породы, во-вторых, учитывать действующие механизмы деформации, (например – растворение зерен под давлением), и, в-третьих, учитывать степень метаморфизма породы. Например, очевидно, что нельзя использовать новообразованные зерна для исследования их формы. Так, В.Н. Войтенко указывает, что для эпидот-цеолитовой фации правильнее использовать крупные зерна. Следовательно, для понимания того, каким образом можно получить корректный результат, параллельно со стрейн-анализом следует провести для изучаемых пород их полноценное петрографическое исследование.

Использование результатов стрейн-анализа для решения геотектонических задач имеет ряд серьезных проблем. Естественно выглядит и является очень полезным применение стрейн-анализа для введения поправок к методам балансирования разрезов, которые в целом опираются на принцип неизменности длины слоя [Woodward et. al., 1986]. Сбор данных по относительно крупному региону может показать интересное распределение некоторых характеристик, что дает возможность, например, отделять друг от друга покровные пластины и давать характеристику типа деформаций (чистый или простой сдвиг). Однако В.Н. Войтенко [2007], ссылаясь на ряд исследователей, указывает, что прямое обобщение региональных результатов (определение общего укорочения по картам изолиний величины деформации) сталкивается с проблемой иерархичности деформаций и не является правомерным.

### 1. 6. 2 Построение сбалансированных структурных пересечений в пределах форланда

Для характеристики обычных версий методов построения сбалансированных разрезов воспользуемся их детальным обзором в работе [Прокопьев и др., 2004]. Важным обстоятельством является то, что все основные постулаты методов – результат обобщения

материалов хорошо изученных структур, а не теоретические рассуждения. Самым главным параметром всех указанных ниже методов, который одновременно указывает на основное ограничение в их применении, является сохранение длины и мощности всех слоев. Это условие отвечает *параллельным* (или *концентрическим*) складкам. Только в отдельных вариантах методов используется правило сохранения площади слоев.

Первым и принципиальным условием является отсутствие деформаций соскладчатых или постскладчатых в автохтоне, а фактически – в фундаменте структуры осадочного чехла. Это частично связано с основным геометрическим свойством параллельных складок - наличием двух поверхностей дисгармонии, ограничивающих всю структуру сверху (дневная поверхность) и снизу (детачмент по ее подошве). Соответственно, на поверхности могут существовать только округлые антиклинали и узкие щелевидные синклинали, а в подошве структуры - только гребневидные антиклинали и широкие синклинали. За этими пределами существование сбалансированной складчатой структуры геометрически невозможно: надо либо вводить возможность резкого изменения мощности слоев, либо привлекать смещения слоев по надвигам. Второе условие - все частные надвиги связаны на подошве структуры в единый детачмент. Третье условие – траектории надвигов имеют ступенчатый характер – они проходят вдоль одного уровня слоистости, потом относительно полого (20-45°) пересекают пачку пород определенной толщины, а далее опять идут вдоль слоистости. Участок надвига, пересекающий слоистость, называется рампом. Четвертое условие – выдержанность величины общего укорочения вдоль простирания надвиговой зоны. При этом амплитуды перемещений разных чешуй могут сильно меняться от пересечения к пересечению. Это условие позволяет делать обоснованный выбор из возможных вариантов интерпретации в сложных случаях, опираясь на достоверные участки структуры в соседних пересечениях. Пятое условие - существование ограниченного набора структурных форм, из которых состоит надвиговая система. Это условие тоже результат обобщения наблюдений над природными структурами – условия возникновения деформаций (скорость и напряженное состояние) в комбинации с механическими свойствами слоистой среды задают определенный стиль возникающих структур. Это правило помогает корректно интерпретировать структуру.

В работе [Прокопьев и др., 2004] указывается на три возможные модификации метода, позволяющие составить сбалансированный разрез. Первая модификация — это метод равной длины слоев, при котором все слои в структурном разрезе и в его восстановленном виде имеет одинаковую длину. Вторая модификация — равной площади — допускает локальное перемещение вещества, например, в ядрах складок. Третья модификация может считаться комбинацией первых двух. Она используется, когда структура образована в литологическом разрезе, имеющем комбинацию толщ существенно разной реологии — компетентных и

пластичных. В этом случае есть возможность к компетентным толщам применять правило выдерживания длины слоев — эти толщи образуют опорную структуру. Соответственно, искажения мощностей в пластичных толщах могут использоваться для трактовки сложных мест структуры.

Существует вполне определенная и строго регламентированная последовательность операций при построении сбалансированных разрезов, состоящая из полутора десятков пунктов, на которой здесь останавливаться необязательно. Среди наиболее важных операций надо отметить необходимость выбора (или определения тем или иным способом) глубины залегания детачмента, выше которого и будет располагаться вся структура. Другая важная операция – первоначальное построение структуры, при котором, например, слои в округлых параллельных складках заменяются большим числом прямолинейных отрезков. При этом исследователь вынужден принимать вполне определенные решения по интерпретации структуры, которые затем проверяются при «разворачивании» структуры. Как уже указывалось выше, в восстановленном разрезе с горизонтально слоистой толщей и нанесенными на нее плоскостями разрывов, не должно быть перекрытий или зияний. В случае если это обнаруживается, необходимо еще раз вернуться к построению этого сложного места. Эта повторяющаяся процедура и является сутью «балансирования». Трудоемкость и многократное повторение операций и вызвали появление разнообразного программного обеспечения.

Оценивая методическую ценность этого комплекса методов для заявленных целей работы, в качестве положительного аспекта надо отметить распространение фактического отказа исследователей OT индивидуально-авторского стиля составления разреза регламентированного определенным образом способа, который после соответствующего обучения может быть выполнен любым геологом с некоторой гарантией получения идентичного результата для одной структуры разными исполнителями. Также положительным является осознание исследователями того факта, что «сбалансированность» профиля несет в себе определенную гарантию его «правдивости». Однако есть и негативные аспекты. Успехи метода и появление добротного материала по структурам форланда привели к появлению тенденции переносить все свойства этой структуры на принципиально другого типа складчатое сооружение - хинтерланд, состоящий из очень большого количества мелких складок «подобного» морфологического типа. В большинстве пересечений центральных частей складчатых сооружений в последние десятилетия рисуются те же детачменты и тектонические чешуи. Но в отличие от сбалансированных структур форланда это делается уже без соблюдения каких-либо формализованных операций, при игнорировании самой идеи о том, что структура должна быть сбалансированной. Приспособление индивидуально-авторского стиля таких «концептуальных разрезов» к стандартам сбалансированных структур форланда привнесло в

структурную геологию иллюзию того, что и хинтерланд изучен достаточно хорошо. Между тем, исследователи не замечают, что разница в структурах этих двух типов при этом совершенно исчезает, хотя их основные свойства отличаются радикально (смотри выше, параграф 1.3, стр. 25). При этом игнорируется, что существующие методы построения сбалансированных разрезов не могут быть применены к структурам хинтерланда в соответствии с упомянутыми выше условиями (принципами).

#### 1. 6. 3 О терминах и принятых единицах измерений

<u>О единицах измерения деформаций.</u> Общепринятыми терминами в механике, которые могут быть использованы в работах по определению величин деформаций в складчатонадвиговых структурах, являются следующие понятия и обозначения [Работнов, 1962]:

1) Абсолютное удлинение

$$\Delta L = L - L0$$

2) Относительная деформация

$$\varepsilon = \Delta L / L0$$

$$\varepsilon = \lambda - 1$$

3) Кратность деформации, или коэффициент деформации, выражающий отношение линейных размеров после и до деформации

$$\lambda = L / L0$$
$$\lambda = \varepsilon + 1$$

4) логарифмическая деформация, выраженная через начальные и конечные размеры, например,

$$\xi = \text{Ln (h0 / hk)}$$

Относительная деформация как выражение приращения деформации к начальному размеру тела может выражаться в процентах. Обычно в механике речь идет о малых деформациях, однако, в применении к геологическим структурам относительные деформации выражаются в процентах и для больших величин – до 70-80% (например, [Hudleston, Stephansson, 1973; Schmalholz, Podladchikov, 2001]). Ниже по тексту работы такой вид относительной деформации будет обозначаться термином «величина укорочения» ("shortening value") и выражаться в процентах  $Sh = (\Delta L/L0)*100\%$  в положительных величинах (например, Sh=50%, 75% означает укорочение вдвое и втрое). В каких-то случаях, вслед за опубликованным ранее материалом, будет использоваться кратность деформации, для обозначения которой будет использоваться термин «коэффициент укорочения» K = L/L0 (K=0.5, 0.25 означает укорочение пространства вдвое и втрое). В случае обсуждения

абсолютных величин изменения, например, ширины бассейна осадконакопления, нами будет использоваться главным образом термин «амплитуда» сокращения (например, 200 км).

Заметим, что иногда в публикациях «геологической» направленности (например, [Гончаров и др., 2005]) используется показатель, обратный коэффициенту кратности (1/K=L0/L, тогда при  $K=0.5,\,0.25$  величина 1/K=2 и 3, что означает укорочение структуры вдвое и втрое). В некоторых случаях такая информация будет даваться в виде поясняющей, дополнительной. Логарифмическая деформация вида  $\xi=\ln(h0/hk)$  используется главным образом в тех случаях, когда в технике производятся наблюдения за циклами деформации (прокат, ковка) и есть необходимость операций «сложения» результатов, что сложно делать при использовании относительной деформации и кратности. Поскольку у нас никакой необходимости в таких измерительных операциях нет, то мы ограничимся упомянутыми выше понятиями и обозначениями «величина укорочения» «коэффициент укорочения».

О термине «механизм складкообразования». Если обратиться к толковому словарю \*\*, то к обсуждаемой области знания может быть отнесено следующее толкование одного из значений слова «механизм»: «Последовательность состояний, процессов, определяющих собою какое-н. действие, явление» (переносное значение). То есть, к «механизму» может быть отнесено едва ли не любое объяснение явления, обладающее свойствами регулярной повторяемости и присущности. Если обращаться к механизмам образования складок и складчатых структур вообще, то формального строгого определения термина для любого типа складчатых структур, т.е. универсального, в публикациях не существует (смотри параграф 1. 4. 1). Как частные версии таких определений можно рассматривать, например, упоминание механизмов формирования складок как описаний «...развивающихся внутри складок деформаций, разрывов и напряжений» ([Гзовский, 1975], стр. 208) или фразу «Физико-генетическая классификация должна систематизировать механизмы формирования складок, в ней будут учтены кинематические и динамические особенности этого процесса» (там же). Если расширять и конкретизировать параметры, которые должны быть теоретически описаны в полном формальном определении «механизма формирования», то, опираясь на механику сплошной среды, в это понятие следует включать описание геометрии самого тела, его реологии, часто – разной для соседних слоев, внешние и внутренние силы, возникающие напряжения, время процесса и т.д. Совершенно очевидно, что ни одно существующее в литературе описание или определение какого-либо механизма, даже самого простого, с этой точки зрения не будет достаточно полным. Поэтому, в связи со сложностью понятия, в других главах эта проблема будет обсуждаться в применении к конкретным типам объектов каждый раз отдельно и специально.

 $<sup>^{**}</sup>$  Ожегов С.И., Шведова Н.Ю. Толковый словарь русского языка // М.: ИТИ Технологии. — 2006. - 944 с.

В нашей работе вопрос (вполне очевидный) специального строгого формального определения механизма формирования складок и складчатых структур не ставится. Все используемые «механизмы», за одним исключением [Hudleston, Stephansson, 1973], относятся к кинематическим схемам и моделям, которые описывают необходимым и достаточным образом те свойства исследуемых структур, которые играют ключевую роль в решаемых конкретных задачах двух типов: 1) определение величины деформации и 2) задача диагностики природного механизма. Заметим также, что для целей диагностики (глава 7) часто используются описания аналоговых или расчётных моделей, которые даются по определенной схеме. Такая схема использует параметры «складчатого домена», которые могут быть измерены в природной структуре (наклон осевой поверхности и угол при вершине складки, например) и которые связаны с эллипсоидом деформации такого домена. В этом случае, отметим специально, в соответствующем механизме (или процессе) дается только описание его кинематической части, а возможная «динамическая» его часть (например, поля напряжений) игнорируется, поскольку не может быть полноценно исследована. Хотя часть «динамической» информации может быть получена из описания условий подобия аналоговых экспериментов. Наиболее важным является то, что описания изменений кинематических параметров конкретных моделей обычно обобщаются до характеристики «трендов» таких изменений в поле исследуемых параметров (глава 7). Если рассматривать функцию формального определения «механизма формирования» структуры как возможность разграничения разных механизмов друг от друга, то упомянутые выше характеристики таких трендов можно считать именно такими формальными определениями - они позволяют различать механизмы, отличающиеся по характеру приложенных сил и по характеру геометрии исходной и/или конечной структуры.

О термине «амплитуда механизма». Заметим здесь же важную особенность материала, связанного с кинематикой и величиной деформации, которая отсутствует при характеристике «механизма» в терминах полей напряжения. Поскольку кинематические модели описывают изменения геометрии структуры, то нами вводится понятие «амплитуда механизма». Этому понятию можно дать следующее определение: «амплитуда механизма – это мера развитости механизма или процесса, которая связана в общем случае с изменением величины деформации объекта или степенью искажения его первоначальной формы в общем случае от отсутствия процесса (амплитуда «0») до его максимального развития (амплитуда «1»)». Например, амплитуда адвекции в рамках расчетной простейшей математической модели адвекции М.А. Гончарова (ПММА) измерялась нами по углу поворота первоначально горизонтального отрезка слоя в центре ячейки. По определению адвекции, как процесса, при котором нижележащая толща меняется местами с вышележащей (модель ПММА, [Гончаров, 1988]), этот угол менялся от 0 до 180°. В сложных случаях (вытянутая форма ячейки) угол поворота

мог заменяться «временем адвекции» от 0 до 1.0, которое соответствовало углу поворота этого отрезка для стандартной ячейки. В случае других механизмов мерой их «амплитуды» могла выступать величина укорочения пространства. Похожим образом в главе 7, посвященной диагностике механизмов складкообразования, используются многостадийные аналоговые эксперименты, в которых каждой последовательной стадии может быть придана определенная «амплитуда механизма», что позволяет отслеживать тренды изменения геометрии структуры. В моделях механики, развиваемых в терминах полей напряжений и использующих только малые деформации, никаких трендов изменения формы быть не может. Сопоставление моделей и природных объектов в этих случаях происходит только по характеру выявляемой схемы приложенных сил. Как уже было сказано выше (параграф 1. 5. 4, стр. 61), такая особенность кинематических моделей, в которых, кроме схемы приложенных сил (поля напряжений для моделей механики, анализирующих малые деформации), используется еще и «амплитуда процесса», является существенным преимуществом перед моделями механики, поскольку представляет собой дополнительный значимый параметр.

Подведем итог рассмотрению терминов «механизм формирования складок», «механизм формирования складчатости». В настоящее время по факту многочисленных публикаций разных авторов практика использования этого обозначения в течение десятилетий, к сожалению, такова, что эти термины не могут быть отнесены к понятиям, имеющим строгие формализованные определения. Поскольку одни и те же процессы и механизмы могут изучаться с разных сторон, то, вероятно, в будущем надо стремиться к тому, чтобы давать такие определения, хотя бы для частных случаев. В рамках данной работы, в силу большого разнообразия объектов, которые относятся к разным масштабным уровням, для описания которых используются разные наборы механизмов, такие систематические усилия представляются преждевременными.

#### 1. 7 Обзор методологии исследований складчатости в историческом аспекте

## 1. 7. 1 Примеры комплексных исследований природных складчато-надвиговых структур с применением тектонофизического подхода к решению задач тектоники

Как уже указывалось выше, своим появлением в середине XX века тектонофизика обязана методическому кризису в тектонике, связанному с тем, что методы структурной геологии и тектоники не могли ответить на важные вопросы формирования сложных структур. Привлечение в тектонику методически строгих подходов физики и механики позволило развить методы моделирования с соблюдением критериев подобия, методы изучения напряженного состояния, измерения больших деформаций (методами стрейн-анализа, главным образом, в масштабе образцов пород), получить решения широкого круга прямых задач по

воспроизведению объектов с привлечением метода конечных элементов, а также развивать специальные исследования в нескольких направлениях в интересах горного дела и для поиска месторождений полезных ископаемых. Все вместе это образовало в настоящий момент достаточно обширную теоретическую базу тектонофизики, подтвержденную на нескольких специализированных конференциях последних лет [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975; Ребецкий, Яковлев, 2008; Ребецкий и др. 2012; Rebetsky, 2011]. Вполне ожидаемо, что для успешного применения этого инструментария, и, в частности, — для решения проблемы формирования складчатых ансамблей, необходимо было собрать обширный природный материал, а это можно было сделать только в ходе планомерных долгосрочных специальных полевых работ. Рассмотрим некоторые примеры таких комплексных работ с целью анализа их методологии: выбора объектов исследования, постановки задачи, разработки моделей, а также процедур сравнения моделей с природными объектами в процессе принятия решения.

Наиболее полный, успешный и исторически первый анализ такого рода был выполнен коллективом исследователей под руководством М.В. Гзовского для Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1959; 1963; 1975]. Основная идея работы соответствовала главному дискуссионному вопросу, занимавшему тогда исследователей – какие усилия, формирующие складки, доминируют – вертикальные или горизонтальные? Кроме этого, основные свойства этого природного объекта удачно позволяли ответить на этот вопрос. В связи с этим основная задача ставилась в виде разработки и применения метода распознавания складок продольного и поперечного изгиба. Сами исследования проводились в рамках работ по повышению запасов полиметаллических руд Байджансайского месторождения, и предполагали обнаружение наличия или отсутствия связи оруденения с разрывами разного возраста и разного генезиса. В процессе исследований потребовалось также решить ряд вопросов геологического характера для чего составлялись детальные геологические карты, структурные профили (в этих работах участвовали И.В. Александров, М.С. Пичугин, А.В. Вихерт, Г.И. Макарычев и др.) и определялась соответствие всего региона одному из типов структуры из ряда «идиоморфная (прерывистая, платформенная, глыбовая) – промежуточная (имеющая черты обоих типов, встречается в предгорных прогибах) - голоморфная (полная, геосинклинальная, общего смятия)». М.В. Гзовский, отмечая близость крупных складок Байджансайского антиклинория к идиоморфному типу (по глыбовому характеру движений), указывает на их линейность, одинаковое развитие антиклиналей и синклиналей и другие признаки складчатости полной. Однако по свойству большой длительности развития (не совпадающего с признаком кратковременности и единообразия складчатости геосинклинальной или полного смятия) эти складки относятся все-таки к промежуточному типу ([Гзовский, 1959], стр. 223). Кроме крупных (1-4 км шириной) складок, были изучены «дополнительные складки» небольшого

размера, большинство которых сформировались механизмом «продольный изгиб» (если точно, то «...под действием сжимающих усилий вдоль слоистости...» [Гзовский, 1963], стр. 270). Общий вывод о природе крупных складок был сделан следующий: «В Байджансайском антиклинории точно определено, что большая часть главных линейных складок, приближающихся по морфологии к типу полной складчатости, возникла в герцинском осадочном покрове перемещениями одновременно  $\boldsymbol{c}$ вертикальными пластичных глыб, выколотых нижнепалеозойского структурного этажа. Эти глыбы не только перемещались, но и деформировались одновременно с герцинским складкообразованием. Основная складчатость не является здесь дисгармонично развитой внутри осадочного покрова. Несмотря на то, что она приближается к полной, эта складчатость должна считаться глубинной (в том смысле, который был вложен в этот термин Э. Арганом)» ([Гзовский, 1975], стр. 199). Что касается метода, с помощью которого этот вывод был установлен, то это картирование тектонического поля напряжений для отрезков структурных пересечений, регистрируемого в основном по сопряженным трещинам скалывания, а также по мелким складкам, будинажу и другим структурным признакам. Поскольку теоретическая и экспериментальная картина распределения поля напряжений в складках продольного изгиба с одной стороны и поперечного изгиба (в глыбовых) с другой радикально отличалась, то указанный вывод имел высокую степень надежности. Точно так же был установлен механизм «продольного изгиба» для большей части дополнительных мелких складок региона. Важную часть работы представляло моделирование складок обоих типов В.С. Волковым, И.М. Кузнецовой, О.М. Алыповой, Е.И. Чертковой, Ма Цзинь и М.В. Гзовского, в котором, во-первых, был подтвержден характер распределения поля напряжения, а, во-вторых, были выявлены типы мелких структур, осложняющих крупные складки, и их распределение в общей структуре.

Необходимо специально заметить, что детальное исследование истории развития изученных структур позволило связать несколько этапов этого развития с возникновением специфических осложнений в виде разрывов, а также привязать к некоторым этапам развития разрывов проникновение рудных растворов. В комбинации с выявленными закономерностями это позволило дать прогноз новых рудосодержащих структур и существенно увеличить запасы месторождения, что впоследствии полностью подтвердилось. Это же вывело саму работу М.В. Гзовского [1959; 1963] в ранг уникального, эталонного исследования, не только полностью завершенного в смысле выполнения поставленной задачи, но и имевшего существенную практическую ценность и сильно повысившего авторитет тектонофизических исследований в среде работников производственных организаций ([Яковлев, Осокина, 2002]).

Сразу заметим, что прямое использование методов приведенного выше исследования для изучения складчато-разрывной структуры Большого Кавказа не представляется возможным

по нескольким причинам. Во-первых, БК имеет совершенно иной характер структуры основной полосы альпийских деформаций – со складками мелкими и даже крупными Большого Кавказа можно сравнивать только мелкую складчатость Байджансайского антиклинория, но, ни в коем случае не его крупные структуры, возникшие в результате глыбовых вертикальных движений. Структура БК, как известно, относится к полной линейной складчатости общего смятия, а не к «глыбовой» линейной, как в Байджансайском антиклинории. Поэтому специальные работы (с изучением поля напряжений по сопряженным трещинам) по определению механизма формирования мелких складок БК излишни – большинство структур имеют именно механизм продольного изгиба в качестве основного. Второе обстоятельство – это явная иерархическая соподчиненность структур разного размера, которая практически не играла роли при изучении Байджансайского антиклинория, поскольку его основной объект исследования, крупные, длительно формировавшиеся складки, охватывал практически весь осадочный чехол, то есть эти складки были близки к параллельным, а не к подобным. И, наконец, третье обстоятельство, вероятно, самое важное – необходимость установить величину деформации структур разного размера в пределах Большого Кавказа, т.е. построить не поле напряжений, а поле тектонических деформаций. Заметим, что в обсуждаемой работе М.В. Гзовского [1959; 1963] вопрос определения больших деформаций не исследовался, поскольку не являлся важным для поставленных целей – определить принадлежность складок к одному из двух типов.

Тем не менее, общая методология работы [Гзовский, 1959; 1963] остается классической, и она была повторена с разной степенью успешности в ряде других крупных исследований тектонофизического направления. К общим чертам методологии таких исследований можно отнести следующие части или этапы работ: 1) точная документация структуры в ходе специальных работ, 2) установление основных черт истории развития структуры, 3) определение конкретных целей работ (что именно должно быть определено методами тектонофизики), 4) создание модели анализируемого явления в рамках механики (кинематики), желательно – с участием нескольких альтернативных механизмов, 5) определение критически важных параметров, измеряемых или регистрируемых в природной структуре, по которым альтернативные механизмы различаются друг от друга, 6) сбор информации по этим параметрам в поле или в документированном описании структуры, 7) принятие решения с использованием процедур сравнения модельных и природных структур и с опорой на критически важные параметры.

Собственно тектонофизическими частями методологии являются пункты 4-7. Наиболее важным является создание расчетной или аналоговой модели (пункт 4) — в работе М.В. Гзовского это были эксперименты по воспроизведению складок двух типов, а также модели возникновения разрывов (которые здесь мы не обсуждаем). Критически важными чертами (пункт 5) описания моделей, в том числе — аналоговых, были не только ориентация поля

напряжений внутри слоев в модели, но и структурные особенности (мелкие складки, будинаж и т.д.). В случае работ по исследованию Байджансайского антиклинория обращение к полю тектонических напряжений в качестве основного параметра было обусловлено основной задачей — определение механизма формирования разрывов, для анализа которых поле напряжений, безусловно, было основным параметром. В связи с этим сбор информации в поле для анализа складок (пункт 6) не являлся специальной отдельной задачей. Процедуры принятия решения в случаях с конкретными структурами (пункт 7) были достаточно простыми — на основании рисовки поля напряжений определялось, какая ось — максимального или минимального сжатия — является субгоризонтальной, особенно в области замка складок, и делался соответствующий вывод.

Рассмотрим некоторые другие работы по анализу крупных складчатых сооружений с позиций их соответствия или несоответствия указанной выше общей методологии. Наиболее длительными по времени и имеющими итоги в виде монографий или коллективных отчетов были работы по анализу альпийской структуры Большого Кавказа и каледонской структуры Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань). Обе работы были направлены на поиск такого механизма, который мог бы объяснить особенности развития складчатых структур крупного размера (антиклинории), причем, по возможности – без привлечения горизонтального сжатия.

Работы в Таласском Алатау проводились в период с 1972 по 1979 гг. силами лаборатории тектонофизики МГУ им. М.В. Ломоносова под общим руководством В.В. Белоусова, заведующего лабораторией. В число основных участников входили А.В. Вихерт, М.А. Гончаров, А.Г. Малюжинец, Н.С. Фролова, материалы были обобщены в нескольких статьях [Вихерт, 1980; Малюжинец, 1975; 1980; Фролова, 1982], а также в отчете [Гончаров и др., 1988] и монографии [Гончаров, 1988]. Кроме уточнения и решения региональных геологических проблем стратиграфического и структурного характера, что является обычной практикой при специализированных работах, коллектив составлял очень детальные пересечения (в масштабе 1:25 000) по основным семи долинам региона. Особенностями литологии пород и структуры региона можно назвать относительно высокую степень метаморфизма нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород (до биотитовой фации) и его значительный горизонтальный градиент, близость крупнейшего надрегионального Таласо-Ферганского разлома, а также наличие крупного Центрально-Таласского надвига, имеющего очень разную амплитуду вдоль простирания. Относительно тонкая слоистость части стратиграфических подразделений (до 1-2 см мощностью) обусловила возможность регистрации особенностей деформаций в большом числе мелких складок. Основное внимание при исследованиях было уделено морфологическим особенностям структуры, объяснение которых с позиций возможных кинематических схем возникновения составляли, как представляется, ядро процедуры принятия решения (по [Гончаров, 1988], стр. 211-214). Рассмотрев кратко четыре схемы внешнего укорочения и две

схемы вертикальных движений, М.А. Гончаров обосновал их неудовлетворительность и выдвинул схему горизонтально-неоднородной термофлюидной адвекции. Важный вопрос о величине сокращения пространства в отдельных складках и во всей структуре обсуждался на качественном, логическом уровне ([Гончаров, 1988], стр. 216), без привлечения методов исследования природных складок (методов определения величины сокращения и стрейнанализа). Базируясь на схеме смещения средней части толщи над жестким фундаментом с севера на юг к Таласо-Ферганскому разлому с соответствующим отклонением осевых поверхностей от вертикали (там же, стр. 209), М.А. Гончаров приходит к выводу о сокращении пространства на 20-35%. Поскольку «степень сжатости» природных складок по углам схождения крыльев была явно больше этой величины, автору приходится, вслед за А.В. Вихертом [1980], предполагать удлинение слоев в 3-4 раза, привлекая (в абстрактном виде) для обоснования этого удлинения идею адвекции, всплывания в каждой складке (там же, стр. 218). Для обоснования общей схемы формирования структуры региона в виде горизонтальнонеоднородной адвекции были проведены несколько серий экспериментов на материале слоистой канифоли и использована математическая модель адвекции. Основная серия играла роль обоснования принципиальной возможности формирования крупных и мелких складок без горизонтального сокращения пространства и описания основных черт морфологии таких структур ([Гончаров, 1988], стр. 130). Этой же цели служила и простейшая математическая модель адвекции (там же, стр. 98). Для выявления конкретных черт структуры «горизонтальнонеоднородной» адвекции был проведен специальный опыт с неоднородным подогревом, имитирующим в природной структуре поступление горячих флюидов со стороны Таласо-Ферганского разлома (там же, [Гончаров, 1988], стр. 228).

Сразу оговоримся, что в дальнейшем и величина сокращения пространства, и кинематическая схема не нашли подтверждения в исследовании В.Н. Войтенко [2007]. Методами стрейн-анализа и с помощью построения сбалансированных разрезов В.Н. Войтенко показал, что в отдельных складках 3-4-х кратное удлинение слоев не имело места, а коэффициент сокращения пространства в пределах профилей составил 3-4 раза, а не 1.25 – 1.5, как утверждалось в обсуждаемой работе. В этой связи теоретические результаты работы по исследованию структуры Таласского Алатау и определению механизма ее формирования в перспективе будут нуждаться в переосмыслении.

Однако в данном случае более важно, насколько работа по комплексному исследованию Таласского Алатау соответствует корректной методологии (указанным выше семи пунктам), фактически использованной в работе по анализу структур Байджансайского антиклинория. Безусловно, достаточно хорошо были выполнены первые два методологических этапа работ – точно задокументирована структура и установлены основные события истории развития. Что

касается определения конкретных целей (пункт 3), то, вероятно, можно считать, что цель была достаточна ограниченной и формулировалась как «установление возможностей применения адвективной модели для объяснения процессов формирования складчатости региона». Не претендуя на полноту дальнейшего анализа, укажем, что по пункту 4 (создание или анализ ряда альтернативных моделей) данная работа, скорее всего, не является строгой – относительно подробно разработана только модель адвективного процесса, а другие процессы рассматривались только на качественном, умозрительном уровне и только по отдельным параметрам (вергенция складчатости, положение зеркала складок и др.). Поскольку критические параметры или диагностические сочетания признаков не определялись систематическим образом на основании единообразного описания нескольких моделей (пункт 5), то сбор (или анализ) критически важной информации (пункт 6) фактически не осуществлялся. Специально обратим внимание читателя, что по очень важному параметру «величина сокращения пространства» и модели не были проанализированы, и попыток сбора природного материала не было сделано, а решение (о коэффициенте сокращения 1.2 – 1.5) принималось с предположениями (значительное удлинение слоев), обоснованность которых была недостаточной. Таким образом, принятие положительного решения 0 возможности участия «горизонтально неоднородной термофлюидной адвекции» (пункт 7) было почти задано на предыдущих этапах.

Заметим специально, тем не менее, что работы по исследованию структуры и механизма формирования складчатости Таласского Алатау нужно считать важными, несмотря на недостаточную обоснованность сделанных выводов, поскольку был собран очень добротный природный материал, который уже был использован [Войтенко, 2007] и, вероятно, еще будет использоваться, а также были всесторонне разработаны модели, возможно, очень важного механизма формирования складчатой структуры. Эти работы характеризуют определенный этап развития тектонофизических исследований в области изучения структур общего смятия.

Специальные работы в регионе Большого Кавказа по анализу механизмов формирования складчато-разрывной структуры проводились в течение очень длительного времени, которое можно условно разделить на три этапа. Первоначально сбор структурного материала в виде профилей осуществлялся А.А. Сорским [1962, 1963, 1964], а наблюдения над малыми структурными формами делались И.В. Кирилловой [1962, 1968]. В это время были выяснены основные вопросы структуры и истории развития региона, и была выдвинута идея о диапировом характере деформаций в рамках идеологии «фиксизма» – И.В. Кирилловой был предложен «монтмориллонитовый» тип увеличения объема глинистых пород в качестве физической причины такого механизма. На втором этапе составление профилей с оттенком «диапировой» их интерпретации осуществлял В.Н. Шолпо; этот этап, можно сказать, был завершен его монографией [Шолпо, 1978], в которой, с нашей точки зрения, важным моментом

являлась попытка использовать величины деформаций мелких структур для обоснования гипотезы «глубинного диапиризма» в качестве развития идеи И.В. Кирилловой. Начиная с 1979 года, на условном третьем этапе, к структурным исследованиям на Большом Кавказе подключился Е.А. Рогожин [Рогожин, Яковлев, 1983; Рогожин, 1986; Рогожин, Шолпо, 1988], усилиями которого были построены многочисленные детальные профили на Юго-Восточном Кавказе и Северо-Западном Кавказе. Эти материалы, а также данные, собранные на предыдущих этапах были обобщены в виде монографии [Шолпо и др., 1993], которую мы и используем ниже для анализа общей методологии.

Для указанной работы характерна в целом та же методология, уже использованная в работах по анализу структур Байджансайского антиклинория и Таласского Алатау - кроме точно документированной структуры, лежащей в основе всех построений, детально обсуждаются особенности вертикальных движений в связи с осадконакоплением, наличие ряда фаз складчатости и формирования горной системы (на Большом Кавказе – в качестве отдельного этапа). Особенностью монографии [Шолпо и др., 1993] является использование нового способа оценки морфологии складчатости через ее «морфологическую сложность» (смотри параграф 1. 4. 6, стр. 48), который позволил построить карты распределения этого параметра. Наряду с другими показателями морфологии этот параметр показал очень неоднородное распределение, причем наиболее сложная, «интенсивная» складчатость оказалась приурочена к центральным, осевым частям региона, что, по мысли авторов монографии, резко противоречило идее горизонтального сокращения путем давления со стороны боковых жестких блоков. В связи с этим общая идея внешнего бокового сжатия в качестве возможного основного механизма была отвергнута ([Шолпо и др., 1993], стр. 139-140). Точно также, основываясь на морфологии структуры, авторы не увидели возможности объяснить возникновение складчатости за счет «...другой, альтернативной точки зрения...» – в результате вертикальных движений. В итоге авторы обращаются за объяснением не к внешним (горизонтальным или вертикальным в виде альтернативы, смотри работу М.В. Гзовского [1963]) силам, а к внутренним, гравитационным, которые обеспечивают действие диапировых, адвективных процессов.

В данной монографии ее авторы ([Шолпо и др., 1993], стр. 142) фактически признают неудачной выдвигавшуюся ранее [Шолпо, 1978] гипотезу метаморфогенного разуплотнения глинистых пород в результате процессов дегидратации монтмориллонита. Оставаясь в рамках общей идеи термофлюидной метаморфогенной адвекции, для обоснования возможности формирования таких структур, они обсуждают ряд моделей, в том числе – простейшую математическую модель адвекции М.А. Гончарова и аналоговые эксперименты с разогретой слоистой канифолью. Это вполне соответствует пункту 4 общей тектонофизической методологии, указанной выше. Новыми элементами, по сравнению с анализом Таласского

Алатау [Гончаров, 1988] выступили привлечение (или упоминание) моделей нескольких типов, таких как «сокращения основания чехла», «субдукционной» В.Н. Ларина [1980], «совместного сжатия чехла и фундамента» Т.В. Гиоргобиани [1985], «гравитационного сползания к центру структуры» [Паталаха и др., 1974], а также сравнение по одному из параметров двух типов моделей (В.Н. Ларина и М.А. Гончарова) с природными структурами (см. пункты 5 -7). При этом авторы специально говорят о недостаточности «визуального», качественного сравнения моделей с природными структурами. В монографии ([Шолпо и др., 1993], стр. 147-149) обсуждается также наша работа по оценке вкладов внешнего сокращения и процесса адвекции в складчатую структуру [Яковлев, 1987а] и, в частности, то, что оценка «морфологической сложности» оказалась статистически связана с гипотетическим процессом адвекции (моделью ПММА), а не с внешним сокращением пространства. В результате авторы подходят к мысли о возможном сложном сочетании адвективных движений в ячейках нескольких иерархических уровней, что может обеспечить «частную» адвекцию внутри осадочного чехла в сочетании с общим сокращением в рамках более крупной ячейки. Эта идея была выражена, к сожалению, только в самом общем виде – схемой двух крупных общих ячеек в пределах литосферы и, в их верхней части, – двумя плоскими частными ячейками в пределах чехла (наш рис. 1-11, стр. 46). Никаких конкретных расчетов, позволяющих оценить какое внешнее сокращение пространства обеспечивали общие ячейки для ячеек частных в пределах чехла, авторами не давалось. В связи с этим не было возможности понять, насколько эта схема может соответствовать природной структуре. Оценивая по этой части работы степень ее завершенности, отметим значительную неопределенность, двойственность выводов - использована универсальная схема «компенсационной организации тектонического течения», применимая к структурам любого размера, но не указаны конкретные параметры движений и их физические причины. Авторы допускают и возможность общего сокращения структуры Большого Кавказа в рамках коллизионных схем тектоники плит (ППолпо и др., 1993], стр. 169) и, одновременно, судя по ([Шолпо и др., 1993], рис. 48, наш рис. 1-1) достаточность только адвекции внутри осадочного чехла.

Отметим, что данная работа [Шолпо и др., 1993] показала существенное развитие методологии по сравнению с исследованием Таласского Алатау [Гончаров, 1988], если судить по ее соответствию идеальной методологической схеме (7 пунктов). Можно считать, что основными двумя недостатками было отсутствие анализа экспериментального материала с целью перевода морфологии моделей в численный вид (пункт 4) и, как следствие, практическое отсутствие анализа критических параметров (пункт 5). Остальные два пункта (сбор информации, пункт 6, и принятие решения, пункт 7) присутствуют, но несут оттенок выбора случайных параметров и, как следствие, получения двойственного, неуверенного результата.

В дополнение к картине долговременных комплексных исследований складчатых структур коротко упомянем важные работы, связанные с тектонофизическими экспериментами и

направленные на анализ крупных разрывных структур в континентальной земной коре (Иркутская тектонофизическая школа), а также в коре океанов (группа физического моделирования геодинамических процессов Музея Землеведения МГУ).

В ИЗК СО РАН более 35 лет развивается комплекс полевых, экспериментальных и теоретических работ, направленный на изучение возникновения и развития разрывных нарушений разного масштаба [Шерман и др., 2014]. Важной базой исследований, как и в приведенных выше работах по исследованию складчатых структур, являются экспериментальные аналоговые исследования с соблюдением критериев подобия [Шерман, 1984; Борняков, 2008]. Исследования носят не только научно-теоретический, но и прикладной характер. Работа большого коллектива неоднократно обобщалась в крупных монографиях (например, [Шерман, 1977; Шерман и др., 1991]).

Группа геодинамического моделирования (Музей Землеведения МГУ) уже несколько десятилетий использует специальную технологию моделирования с полным соблюдением критериев подобия [Шеменда, 1983], в комплексе с данными геофизических и океанографических исследований дна морей и океанов. Результатом являются работы по анализу механизмов формирования зон субдукции и срединно-океанических хребтов (например, [Грохольский, Дубинин, 2006]).

Сравнивая основную обсуждаемую классическую работу по анализу складчатости Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1959; 1963] с методологией и основными частями нашей настоящей работы, следует отметить полное соответствие их основных частей, что указывает на безусловное следование нашей работы упомянутым выше принципам и пунктам тектонофизической методологии. Пункт первый методологии (документация структуры) выполнен путем использования опубликованных и детальных исходных материалов по трем регионам Большого Кавказа (профили общей современной длиной в 514 км). История развития региона (пункт два) использована, в основном, в уже исследованном виде, хотя некоторые особенности были прояснены специально. Конкретные цели (пункт 3) для использования тектонофизических методов были определены в главе 1. Важнейший пункт 4 (создание модели анализируемого явления) расширен до системы иерархии объектов из семи уровней и на каждом уровне для определенных типов природных объектов были предложены кинематические модели их формирования. Место полей напряжения здесь занимает исследование типов и величин деформаций для объектов разного масштаба; вероятно, это можно назвать «исследованием поля деформаций». Пункт 5 (определение критических, диагностических параметров моделей) выполнен полностью для самых разных объектов, причем с двумя целями: в целях определения величины деформации (какие параметры для этого использовать в каждом случае?) и в целях сравнения разных моделей и, на этой основе - последующей диагностики природных структур. Второй комплекс целей достигался, в том числе, специальным комплексом исследований (глава 7). В соответствии с конкретными решениями в пункте 5, сбор информации по параметрам (пункт 6 общей методологии) осуществлялся либо по уже собранному

материалу (анализ профилей), либо материал специально собирался в поле (в случае анализа морфологии отдельных складок, глава 4). Разумеется, в основном, в рамках предложенных кинематических моделей (или собранного материала аналоговых моделей) и в рамках собранного природного материала были получены вполне определенные решения, для чего во многих случаях использовалась специальная технология – диагностические диаграммы.

## <u>1. 7. 2 Примерная периодизация исследований складчатых структур методами тектоники и тектонофизики</u>

Для того чтобы обобщить и структурировать изложенную выше информацию, завершим обзорную главу попыткой периодизации исследований с целью проследить как менялись цели, которые ставили перед собой исследователи, и как менялись методы и подходы, которые ими разрабатывались и применялись. Заметим, что выделение в XX и XXI вв. именно трех периодов, и именно с такими обозначенными особенностями, и именно с указанными рубежами по времени — это больше условность, чем точный их характер. Правильнее воспринимать это как некую тенденцию.

Первоначальный этап, «классификационный» (1950-1970). Не углубляясь в историю исследований XIX века и первой половины XX века, начнем с первых экспериментов по воспроизведению складок и складчатости, которые специально выполнялись с целью выработать понимание соответствия гипотетических проверяемых механизмов формирования складок физическим законам (законам механики). Первые эксперименты с такими целями начали практиковаться в Институте физики Земли АН СССР под руководством В.В. Белоусова в лаборатории тектонофизики. В этот период к таким работам начали привлекаться специалисты – механики, разрабатывались критерии подобия и подбирались материалы для аналоговых экспериментов. В середине века также появились первые количественные исследования деформаций мелких структур – были изучены деформации оолитов (Э. Клоос). Примерно к началу этого же периода можно отнести разворачивание больших работ по сбору фактического материала – планомерных многолетних исследований складчатых структур нескольких типов в поле, в том числе – изучение полной линейной складчатости (общего смятия). Общую идеологию, цель всех этих работ, вероятно, можно охарактеризовать как попытку выяснения вопроса – под действием каких сил формируются складчатые структуры – горизонтальных или вертикальных? Причем сначала возможные варианты решения этого вопроса воспринимались как принципиально альтернативные - либо одно, либо другое. Знаковыми работами этого периода для рассматриваемого предмета – исследования полной линейной складчатости - можно считать статьи, посвященные появлению тектонофизики [Гзовский, 1954; Белоусов, 1958], статьи, посвященные анализу механизмов формирования складчатости [Белоусов, 1962; Гзовский, 1962], две части монографии М.В. Гзовского [1959;

1963]. К основным теоретическим результатам можно отнести широко известную сейчас классификацию складок и складчатости В.В. Белоусова [1956, 1962, 1976], который выделял три основных морфологических типа складчатости, связанных с их генезисом, а также развитие исследований полей напряжения, использованных, в частности, для анализа складок Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1959; 1963]. Мнение В.В. Белоусова [1976] о формировании полной линейной складчатости под воздействием гравитации или вертикальных движений и отрицание им примата горизонтальных движений являлось доминирующим.

**Этап развития качественных умозрительных моделей**, борьба идей фиксизма и мобилизма (1970-1990).

<u>Развитие идей в рамках «мобилизма».</u> Общая ситуация в теоретической тектонике значительно поменялась после окончательного формулирования положений новой глобальной тектоники рядом западных исследователей, в основном геофизиков, изучавших кору океанов -К. Ле Пишоном, У. Дж. Морганом, Дж. Оливером, Дж. Айзексом, Л. Сайксом и другими. В силу простоты предложенных конструкций, игнорирующей, как правило, накопленный геологией «континентальный» материал, и обилию нового материала, представленного в виде численных моделей, тектоника плит быстро завоевала значительную популярность. В рамках этой теории складчатость эвгеосинклиналей стала интерпретироваться как накопление осадков на океанической коре с последующим ее затягиванием под блоки континентальной коры в результате субдукции. Фактически зоны складчатости для тектоники плит утратили свое значение как объект исследования и источник фактического материала, и рассматривались в дальнейшем только как свидетельство коллизии на границах плит. В методическом отношении появление тектоники плит привело к возникновению таких интерпретаций развития Большого Кавказа, которые стали исходить из вычислений амплитуд закрытия палеоокеана Тетис, основанных на возрастной схеме полосовых магнитных аномалий в Атлантическом океане (см. параграф 1. 4. 3, стр. 32-33). В связи с этим полученная амплитуда в 2000 – 2500 км совместной деформации Малого и Большого Кавказа оказывалась целевой цифрой, которую надо было подтвердить. Основные работы в подтверждение схемы большого сокращения пространства в структурном отношении опирались на модель аккреционной призмы (А-субдукции), основные швы которой совпадали с Главным Кавказским надвигом и с границей Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. В первую очередь это публикации П.Д. и И.П. Гамкрелидзе [1977], В.Е. Хаина [1984], С.И. Дотдуева [1986]. Сама складчатая структура в этих построениях отличалась заметным примитивизмом, неполнотой и даже искажениями фактического материала. Утверждение об отсутствии полномасштабных полевых детальных структурных исследований складчатости, проводимых сторонниками плитной тектоники, и направленных на подтверждение аккреционных схем, не будет большим преувеличением.

<u>Развитие идей в рамках «фиксизма».</u> В новых условиях те исследования, в которых отстаивалась идея об отсутствии значимых горизонтальных движений как причины возникновения складчатости, были направлены на детальную разработку физического механизма складкообразования и на выяснение особенностей таких структур. Главным образом такой механизм связывался с глубинным диапиризмом, возникающим при инверсии плотностей. Заметим, что сама идея возникновения таких структур в других геодинамических условиях (соляные и глиняные диапиры, гранито-гнейсовые купола) сомнений не вызывала [Хаин, 1987]. Первоначально для Большого Кавказа глубинный диапиризм связывался с метаморфизмом глин, имеющих монтмориллонитовый состав (работы И.В. Кирилловой и В.Н. Шолпо, см. параграф 1. 4. 4, стр. 37). Идея концепции состояла в том, что при метаморфических преобразованиях глины вода (гидроксид-ионы), входящая в состав монтмориллонита, должна была выделиться и перейти в поровое пространство породы. Такая систематическая добавка могла временно увеличить объем порода в целом, а поскольку фронт метаморфизма должен идти снизу вверх, то это могло создать обстановку инверсии плотности, необходимую для запуска процесса конвекции или адвекции, который и являлся физической причиной складкообразования. М.А. Гончаров [1976, 1988] разработал простейшую математическую модель адвекции, которая может считаться важным результатом в этом направлении. Эта кинематическая схема движений среды в конвективной ячейке в дальнейшем стала основой для нескольких структурных моделей, которые прямо сопоставлялись с природными структурами. Несколько позже М.А. Гончаров предложил схему термофлюидной адвекции, в которой аспект преобразования монтмориллонитов не упоминался. В качестве аргумента в пользу активности процесса адвекции привлекался параметр морфологический сложности складчатости (МС) в виде карт на примерах Тянь-Шаня и Большого Кавказа [Рогожин, 1986; 1987; Шолпо и др., 1993]. До определенного момента эти взгляды на явление являлись бескомпромиссными, и утверждалось, что только этот механизм (глубинный диапиризм или термофлюидная адвекция) отвечает за формирование линейной складчатости и наращивание континентальной земной коры.

<u>Критика идей «фиксизма».</u> Разумеется, указанные взгляды решительно противоречили основным положениям тектоники плит и подвергались критике с очень разных позиций. Наиболее важными аргументами были несовпадения этой модели с фактическим материалом. Так, М.Л. Сомин [1994а, 1994б] показал на конкретном геологическом материале Большого Кавказа, а также других складчатых систем, что во многих случаях в интенсивные складки сминается осадочный чехол, в котором монтмориллонитовая глина не присутствует совсем и который состоит из грубого терригенного или чисто карбонатного материала. Тем самым именно универсальный «монтмориллонитовый» механизм увеличения объема в качестве физического источника конвективных, адвективных движений обоснованно ставился под

сомнение. Очень сложный рельеф раздела «юрский осадочный чехол» / «палеозойский кристаллический фундамент», описанный М.Л. Соминым [2000а], противоречил схеме плоского и заведомо более плотного «дна» конвективной структуры. Обоснованный вывод о наличии внешнего сокращения, сделанный на основании совместной сильной деформации горизонтального сжатия и чехла, и фундамента в узких синклиналях, зажатых между широкими округлыми в целом антиклинальными выступами, вызывал необходимость объяснить этот рельеф и общее горизонтальное сжатие с позиций критикуемой схемы. Каких-либо оценок величины сокращения пространства М.Л Сомин не давал. Ф.Л. Яковлев [1987, 1991] с помощью специального метода прямо измерил общее сокращение ряда структур и там же обнаружил определенное «количество» адвективного процесса, что тоже требовало либо объяснить возникновение внешнего сокращения в рамках «глубинного диапиризма», либо признать, что складчатость формировалась несколькими механизмами, в том числе – внешним сокращением.

В результате появления указанного выше материала и выдвижения некоторых других аргументов в конце обсуждаемого периода возникли дискуссии в печати (см. также параграф 1. 4. 5, стр. 47). Примерно в конце обсуждаемого периода произошел фактический отказ В.Н. Шолпо от «монтмориллонитового» механизма возникновения предполагаемой инверсии плотностей внутри осадочного чехла, и на первый план в публикациях этой группы вышла гипотеза «термофлюидной адвекции» М.А. Гончарова, призванная объяснить в первую очередь дивергентность складчатой структуры (см. [Шолпо и др., 1993], параграф 1. 4. 5, стр. 46). Также важно, что, например, кинематическая схема формирования Большого Кавказа (там же) уже предполагалась сложной, с участием структур нескольких рангов с механизмами или процессами разного масштаба, в том числе — с декларируемой возможностью внешнего сокращения. Тем самым общая методическая ситуация при объяснении возникновения складчатых структур ранга осадочного чехла Большого Кавказа ушла от примитивного противопоставления чистой адвекции без сокращения и чистого сокращения без попыток объяснить детальную структуру. Это означало, что начался процесс преодоления методологического «тупика».

Структурно-геологические работы (1970-1990). В течение второго этапа возникли и развились структурные исследования в двух направлениях, которые имеют отношение к обсуждаемому предмету. Это развитие методов стрейн-анализа – определения типа и величины деформаций пород (параграф 1. 6. 1), а также появление и развитие методов балансирования разрезов в пределах структур предгорных прогибов (параграф 1. 6. 2). Первое направление, к сожалению, не вышло за пределы масштабного уровня образцов пород, второе – касалось только структур осадочных прогибов, внешних по отношению к хинтерланду, и которые имеют свойства, сильно отличающиеся от интересующих нас зон линейной складчатости. Это означает,

что методов определения величины сокращения для зон полной линейной складчатости (общего смятия) со стороны структурной геологии не появилось. То есть, по-прежнему отсутствовал материал, который мог бы помочь выйти из методологического тупика.

Этап поиска нового синтеза и появления первых численных моделей (с 1990). В результате фактического отказа от идеи вариантов «адвекции» как единственного механизма формирования линейной складчатости, после начала почти полного доминирования идей тектоники плит, и на фоне известных экономических трудностей в России, специальные работы по исследованию складчатости почти полностью прекратились, в первую очередь — в отношении Большого Кавказа. Это касалось и усилий по получению нового полевого материала, и попыток теоретических обобщений. Во всяком случае, только после 2005 года стали появляться работы, в которых появляются обобщения регионального материала на частично переосмысленной теоретической основе [Saintot et al., 2006; Большой ..., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008; Somin, 2011; Трифонов, 2012]. Важно, что с теоретических позиций указанные работы либо содержали элемент критики аккреционных схем строения Большого Кавказа в отношении их соответствия реальной структуре и фактам истории развития, либо в них были представлены две версии строения этого сооружения.

Вполне очевидно, что сложные в теоретическом плане модели формирования складчатых структур (или, шире, - модели геодинамики), использующие несколько механизмов, не могли длительное время существовать в умозрительном, абстрактном виде – для вынесения суждений о соотношении этих процессов (преобладании какого-либо) необходимо было иметь их количественные модели. В отношении складчатых структур в третий период появилась серия публикаций по проблемам определения величины сокращения структуры и распознавания механизмов (Ф.Л. Яковлев, обобщены в настоящей работе), а также публикации по методам исследования отдельных складок и определения величин сокращения внутри структур масштаба доменов [Schmalholz, Podladchikov, 2001; Srivastava, Shah, 2008; Lechmann et. al., 2010], а также использование метода определения величины укорочения для структур масштаба тектонических зон [Войтенко, 2007; Коннов, Войтенко, 2013; Voitenko et al., 2008]. В отношении моделей геодинамики и горообразования здесь можно назвать важные количественные модели, также использующие два и более механизма [Яковлев, Юнга, 2001; Трифонов и др., 2008; 2012; Трифонов, 2012; Trifonov, Sokolov, 2014]. На фоне возрастания общих сомнений относительно дальнейших перспектив использования концепции тектоники плит в разрешении проблем геодинамики [Антонов, 2011], отметим важность проявившейся современной тенденции к развитию количественных моделей, объединяющих несколько геодинамических процессов.

### 1. 8 Общая оценка состояния методологии в геотектонике (геодинамике)

Эту часть обзора будет правильно начать с оценки обычного противопоставления концепций «фиксизм против мобилизма» и оценки самих концепций. Такие оценки не являются необходимыми для реализации целей нашего исследования линейной складчатости, и далее использоваться не будут, но неизбежный интерес читателя к ним следует удовлетворить.

Фиксистские модели с наших позиций являются неверными в части принципиального отрицания существования горизонтального укорочения. Объяснения крупных изгибов слоистости, дивергентности антиклинальных структур, а также попытки давать в моделях механизмы формирования возможно большего количества деталей структуры являются сильной стороной этих моделей; эти стороны можно и нужно использовать.

Мобилистские модели складчатых систем по нашим данным являются неверными в части утверждений о существовании очень крупных масштабов сокращения пространства (от 200 до 1000 км для Большого Кавказа), а также в неоправданно широком использовании коллизионных схем типа «аккреционная призма». Такая типичная структура с общим детачментом отрицает возможность возникновения крупных изгибов слоистости (дивергентных антиклинориев), а также крупных субвертикальных транс-коровых разломов, которые реально существуют в природе. Мобилистские модели верны только в отношении утверждения о существовании в принципе поперечного укорочения структуры.

Общим недостатком обоих классов существующих моделей является их умозрительный, «качественный» характер, который определяет их принципиальную недоказуемость в рамках формальной логики и строгой научной методологии при сопоставлении с альтернативными схемами.

В связи с этим любые попытки возобновить научную полемику по вопросу, «какая из двух концепций является верной?» не будут перспективными и продуктивными, поскольку в части объяснения складкообразования неверны обе концепции, но в каждой из них, в то же время, есть свое рациональное зерно. Требуется не противопоставление этих концепций и окончательный выбор какой-то одной, а исследование складчатости линейной, общего смятия «с чистого листа».

Общая ситуация в теоретической тектонике вполне может быть охарактеризована как острокризисная. Основным признаком такого кризиса можно считать то, что в течение десятилетий на фоне одного и того же по сути фактического материала не появляется скольконибудь новых идей, а продолжают эксплуатироваться умозрительные схемы, имеющие слабую достоверность [Leonov et al., 2012]. Такая оценка положения дел отдельными исследователями уже делалась, и в последние годы интенсивность обсуждения проблемы нарастает. В первую очередь здесь надо отметить важную публикацию трудов В.В. Эза [2009б], который много усилий посвятил выявлению существующих в структурной геологии и тектонике ошибок и

мифов. Мы имеем в виду его труд «Заблуждения и предрассудки в анализе тектонических структур» (редактор – Ю.А. Морозов). В этой работе конкретно показаны многочисленные «стандартные» ошибки и терминологические несуразности, которые ликвидированы. Заметное число исследователей время от времени публикуют результаты своих размышлений о путях развития тектоники и общей теории развития Земли [Караулов, 1988, 2005; Наймарк, 2003; Шолпо, 2003, 2004а, 2004б]. Так, А.Г. Рябухин [2006] проводит анализ аргументации участников многолетних дискуссий «фиксизм против мобилизма» и приходит к выводу, что сам спор постепенно сходит на нет, и новые знания начинают включать в себя всю полезную накопленную информацию. Большое значение придается новым типам данным (сейсмическая томография, изотопная геохимия, и др.). А.Г. Рябухин упоминает использование рангового анализа геодинамики соподчиненных геосфер М.А. Гончарова как пример включения «фиксизма» в построения «мобилистов». Обсуждая исторический спор фиксистов и мобилистов о том, чья концепция точнее отражает реальность, А.А. Наймарк [2006] предлагает судить не по степени соответствия той или иной концепции (и вообще - любой концепции) наблюдаемым геологическим фактам, а опираться на «эффективность» ее построений в смысле расширения круга задач, которые могут быть ею решены. Не обсуждая само интересное, хотя и небесспорное, предложение автора, отметим, что появление статьи, на наш взгляд, отражает некоторую растерянность перед лицом явных очень серьезных методических проблем, выход из которых пока не виден. А.Ю. Антонов в своем обзоре литературы за 2008-2009 годы оценивает количество публикаций, в которых критикуется тектоника плит как резко увеличившееся за последние годы [Антонов, 2011]. Причем автор отмечает нарастание критики как по поводу противоречий положений этой теории конкретным геологическим фактам, так и по поводу некорректности используемой ею методологии.

Важная в методическом отношении публикация Ю.Г. Леонова [2009] посвящена не спору «фиксистов» и «мобилистов», как в приведенных выше работах, или обсуждению, например, этапа «перехода от тектоники плит к общей модели геодинамики» (мнение В.Е. Хаина о современной ситуации, на которое указывает Ю.Г. Леонов), а смене именно методических основ геологии в целом и тектоники в частности. В статье детально обсуждаются новейшие достижения и тенденции в тектонике, указывается на ряд серьезных ограничений методического характера, связанных с природой самого предмета исследования (уникального на фоне других наук сочетания — большое время жизни объектов, недоступность их для прямого наблюдения в этом аспекте и большой диапазон масштабов явлений, а также их иерархичность). Кстати, там же отмечается невозможность корректного прямого использования аппарата механики для решения многих задач тектоники ([Леонов, 2009], стр. 17). Отдельной темой в статье проходит обсуждение очень тяжелой ситуации в геологии с корректностью

постановки задачи (в понимании точных наук) и «терминологического беспредела» (Ю.Л.). Но для наших целей важна основная мысль статьи: по мнению Ю.Г. Леонова, появились свидетельства перехода существовавшей длительное время стадии развития науки, при которой целью могло быть получение результата только описательного, феноменологического, к стадии, при которой целью становится реконструкция уже точных количественных, физических по своей сути процессов и механизмов. То есть обсуждаются особенности существующего прямо сейчас, по мысли автора, переходного периода между двумя этими стадиями. Указывается, что здесь основными тенденциями будут использование методического аппарата точных наук и переход от создания умозрительных моделей к использованию точных, количественных. В этом направлении, по мнению Ю.Г. Леонова, особенно важная «...роль принадлежит тектонофизике, если к ней относиться как к симбиозу геологии и физики» ([Леонов, 2009], стр. 24). С этой оценкой можно только согласиться.

К данному методическому материалу нужно сделать важное добавление. Как у всякого сложного явления, у складчатых структур и у моделей (механизмов), объясняющих их образование, есть разные свойства, поэтому по одному и тому же поводу у тектонистов обычно есть несколько мнений. В принципе в геологической научной среде такая ситуация считается нормальной, и эти мнения или модели используются «параллельно» друг другу. Однако надо заметить, что следует различать два случая: 1) когда описания являются (или могут быть) взаимодополняющими и 2) когда из нескольких точек зрения верной может быть только одна (или же неверны все). В первом случае для геологии это могут быть, например, два механизма – «укорочение» и «диапиризм» (как, например, в физике электрон является и волной, и частицей). Второй случай, прежде всего, касается геометрических свойств объекта – так, фигура не может быть одновременно и кругом, и треугольником. Если точнее, то утверждение, что это и круг, и треугольник является ложным в формальной логике. В применении к геологии – это обычный случай нескольких вариантов положения в пространстве геологических границ и плоскостей разломов. Поскольку здесь явно может быть верной только одна версия (но ложными могут быть все имеющиеся!), то параллельное «мирное» сосуществование многих вариантов строения структуры указывает на наличие очень крупных проблем в методологии, которые, несомненно, требуют исправления.

Заметим: эти две особенности современных исследований в тектонике (поиск одного механизма там, где нужна комбинация многих, и сосуществование многих геометрических моделей строения там, где может быть верной только одна) находятся вне требований формальной логики, причем «зеркально» – ровно наоборот относительно необходимого.

В применении к нашим целям это означает, что получить решение по геометрии можно, только используя точные детальные замеры структуры природной, замеряя величину и тип

деформации в ней, и применяя строгие процедуры ее реконструкции. Никакие другие факторы или параметры здесь не могут быть решающими. В этом отношении предлагаемое внедрение методологии точных наук и количественных моделей в тектонику и структурную геологию (с опорой на тектонофизику) [Леонов, 2009] является совершенно необходимым.

К приведенному выше анализу методических аспектов современной тектоники добавим короткое обсуждение роли исследований именно складчатости общего смятия в ряду других типов складчатых структур. Имеются в виду складки и разрывы предгорных прогибов (форланд) и комплексы метаморфогенной складчатости. Складчатость форланда в первом приближении изучена очень хорошо благодаря двум методическим обстоятельствам. Во-первых, благодаря часто встречающимся месторождениям углеводородов и относительно простой структуре, эти комплексы хорошо изучены геофизическими методами и бурением. Во-вторых, широко распространены и часто используются методы построения сбалансированных разрезов, надежность которых неоднократно подтверждалась тем же бурением. Но для целей установления главных причин тектонической активности структуры форланда не являются определяющими. Механизм формирования складчатости метаморфических комплексов в настоящий момент наименее разработан, если рассматривать ряд «складки форланда – линейная складчатость – метаморфогенная складчатость». При обсуждении проблемы этого механизма наиболее часто упоминается адвективное всплывание гранито-гнейсовых куполов [Эз, 1985], хотя очевидно, что укорочение пространства также может иметь место. Значительная доля тектонического течения при формировании отдельных складок, наличие часто смятой в складки сланцеватости, а не первичной слоистости, многофазные деформации очень сильно осложняют проблему. Ее важность определяется тем, что именно этот тип складчатого процесса отвечает за основное наращивание «гранитного» слоя континентальной земной коры. Полагаем, проблема механизма формирования метаморфогенной складчатости может быть решена только после установления основных закономерностей формирования складчатости общего смятия (линейной).

### 1. 9. Основные необходимые направления исследований

В историческом обзоре работ по проблеме складкообразования (параграфы 1.1. и 1.2.) были показаны общий ход развития геотектоники и то, какое значение для понимания закономерностей возникновения типичных структур земной коры имеет возникновение в середине XX века тектонофизики как науки. Анализ основных свойств объекта исследований – линейной складчатости тонкослоистых флишевых толщ центральных частей подвижных поясов – приведен в параграфе 1.3, где показано кардинальное отличие этих структур от хорошо изученных складчато-надвиговых комплексов предгорных прогибов. Подробный анализ основных разработок в области механизма складкообразования, в первую очередь – для

структур Большого Кавказа, показал их качественный, умозрительный характер (параграф 1. 4.). Это определяет принципиальную невозможность решения основных вопросов проблемы в рамках принятой методологии, поскольку только количественные модели могут дать адекватное описание сложного явления. Как следует из рассмотрения ряда важных и хорошо развитых направлений исследований по методам механики сплошной среды (параграф 1. 5), стрейн-анализа (1. 6. 1), составления сбалансированных разрезов в областях форланда (1. 6. 2.), для решения основных вопросов указанные известные методы могут использоваться очень ограниченно.

В связи со всеми указанными выше обстоятельствами и соображениями предлагается развивать следующие направления исследований:

- **1.** Для выделения объектов внутри линейной складчатости, обладающей свойствами мультимасштабности, а иногда и фрактальности, **необходимо создать систему иерархии таких объектов**, приспособленную к целям диагностики механизмов и определения типа и величины деформации.
- 2. На каждом иерархическом уровне объектов и для каждого типа объектов необходимо создать количественные кинематические модели, включающие в себя возможности описания определенных механизмов или комбинаций механизмов на основе принципов механики.
- **3.** На основе количественных кинематических моделей структур разного масштаба должны быть разработаны методы диагностики типа механизма формирования этих структур и определения величины укорочения, поскольку именно это направление практически отсутствует в публикациях как область интересов отечественной и западной структурной геологии. Все методы должны быть апробированы на природном и, по возможности, на экспериментальном материале.
- **4.** Следует развить способы количественного описания деформаций в объектах по нескольким параметрам с целью определения черт сходства и различия разных моделей (или комбинаций разных механизмов, получивших разную «амплитуду» развития). Опираться при этом следует, по возможности, на язык описания явлений, принятый в механике. Для описания деформации структур крупнее отдельных складок следует разработать представления о складчатом домене и эллипсоиде деформаций как основе языка такого описания.
- **5.** Важным параметром в количественных моделях должна быть «амплитуда» процесса, в принципе отсутствующая при описании поля напряжений. В моделях, включающих в себя несколько механизмов, этот параметр позволит различать доли их участия в процессе, тем самым раскладывая процесс сложный на несколько простых или «элементарных».
- **6.** При реконструкции объектов или при определении типа и величины деформации направление движения исследований должно быть «от мелких объектов к крупным» (от

лучше изученных к менее изученным), т.е. следует придерживаться дедуктивного пути познания. На этом пути существует возможность и подтвердить уже известные (общепринятые) механизмы, если они существуют в природе, и найти новые явления. На пути индукции (интерпретации природного объекта в свете известного знания) сделать это в принципе невозможно.

**7.** Одной из целей работы должно быть **восстановление конфигурации структуры складчатых объектов на весь их объем** (для осадочного чехла) на основе определения типа и величины деформаций. Основой для проведения такой работы должны послужить, возможно, более полные данные полевых исследований.

Работы этого комплекса исследований образуют новое направление структурной геологии и тектонофизики — «многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости».

#### Выводы по главе 1

Для возможно более полного обоснования актуальности выбранного направления исследования в начале главы коротко приводится исторический обзор развития тектоники в XX веке и показано, что для решения возникших в середине прошлого века новых задач тектоники и структурной геологии начала развиваться тектонофизика как раздел тектоники и структурной геологии, в рамках которой в основном и находится настоящая работа.

Общий анализ методологии тектоники, структурной геологии и тектонофизики показал, что отсутствие прогресса в решении сложных задач связано с несколькими важными аспектами, внимание к которым со стороны исследователей на протяжении десятилетий было недостаточным. Это касается иерархического устройства складчато-разрывных литологических части складчатых сооружений, комплексов, занимающих центральные тонкослоистый осадочный чехол мощностью 10-15 км формирует складки самого разного размера от первых сантиметров до первых километров. Поскольку на уровне выделения объектов или их классификации теоретически описываются только единичные складки, то можно считать, что подходы к исследованию таких структур не были найдены. Было показано, что основное движение мысли исследователей ограничивалось выдвижением качественных (не количественных) умозрительных моделей и попытками дать на их основе интерпретацию конкретных структур (дедукция, движение мысли от общего к частному). Это обусловило принципиальную невозможность появления новых, в том числе количественных моделей строения и развития складчатых структур.

В главе подробно разбираются основные методы и полученные результаты по трем основным направлениям структурной геологии, связанным с исследованиями складчатости:

использование механики сплошной среды для анализа складок, методы стрейн-анализа и построение сбалансированных пересечений. Показано, что важные результаты для выбранной темы имеются только в исследованиях единичных складок методами механики — появились модели, которые можно использовать для решения обратных задач. Показана ограниченность возможностей анализа полей напряжения для решения проблем формирования складчатости общего смятия (линейной), поскольку здесь необходим сбор материала по типам и величинам деформаций. Методы стрейн-анализа дают достаточно надежные результаты только на масштабном уровне образцов, а исследования более крупных структур этими методами практически невозможны. Показано, что методы построения сбалансированных пересечений, широко используемые в структурах предгорных прогибов, неприменимы для внутренних частей складчатых сооружений.

Весь обзор состояния проблемы дается на примере конкретных исследований, как отечественных, так и зарубежных. Большая часть результатов в СССР и РФ была получена в разные годы сотрудниками В.В. Белоусова в лабораториях ИФЗ РАН и МГУ. В этом отношении предлагаемая диссертационная работа является продолжением этих многолетних исследований по широкому кругу вопросов – используются собранные полевые данные по единичным складкам (1978, Ф.Л. Яковлев) и детальные структурные пересечения (Е.А. Рогожин, В.Н. Шолпо), ряд теоретических наработок по механизмам формирования крупных структур (В.Н. Шолпо, М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий), методы определения величин деформаций (1978, В.Н.Шолпо; 1978, Ф.Л. Яковлев). Анализ зарубежных исследований по проблеме формирования складок и складчатых комплексов показал отсутствие в них системности, а основные результаты оказались ограничены применением методов стрейн-анализа и разработкой методов исследования единичных складок (аналог метода [Яковлев, 1978]). Подходы к анализу более крупных структур не разрабатываются. Можно утверждать, что уровень исследований в Европе и Северной Америке отстает от уровня отечественной тектонофизики примерно на 20 лет.

В главе дается общая оценка состояния методологии в геотектонике, которая характеризуется как острокризисная. Заметную роль в возникновении кризиса, наряду с другими проблемами, играет отсутствие решения проблемы строения и механизма формирования структур внутренних частей складчатых сооружений как основы понимания формирования кристаллической части континентальной земной коры. Основным результатом обзора является обоснование семи основных задач исследования, перечень которых приводится во Введении и параграфе 1. 9. Эти задачи касаются разработки системы иерархии объектов линейной складчатости, создания набора кинематических моделей формирования этих объектов и методов определения величин деформации в них, а также разработки методов описания и распознавания механизмов формирования этих структур.

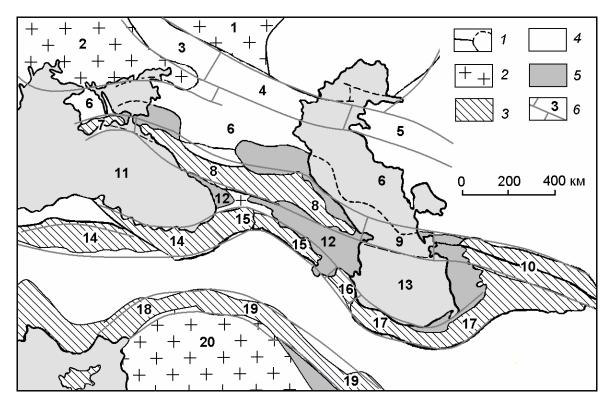
# ГЛАВА 2. **КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ОПИСАНИЕ ХАРАКТЕРА СТРУКТУРНОГО МАТЕРИАЛА.**

#### 2. 1. Общая характеристика мегантиклинория Большого Кавказа

Мегантиклинорий Большого Кавказа располагается на северном фланге Альпийского подвижного пояса к югу от Восточно-Европейской платформы. Он входит в состав крупной линейной системы структур Крыма, Большого Кавказа и Копетдага (рис. 2-1), находящейся почти отдельно от обычных дугообразных в плане складчато-надвиговых систем Альп, Карпат, Понтид, Малого Кавказа и др., находящихся в северной части Альпийского пояса. Только Копетдаг, связанный с Большим Кавказом через Большой Балхан и Апшеронский порог, соединяется с основной северной ветвью дугообразных складчатых структур подвижного пояса и имеет складки, изогнутые в плане (не линейные). Здесь надо сразу оговориться, что, именно в связи с линейностью и относительной изолированностью этой крупной структуры, те закономерности строения Большого Кавказа, которые будут показаны в нескольких главах ниже, не обязательно должны быть присущи всем другим складчато-надвиговым системам Альпийского пояса.

Геологическое строение Большого Кавказа детально описано в публикациях нескольких поколений геологов, начиная с Г.В. Абиха (работы 1850-1899 гг.) и, в начале XX века – сотрудников Геолкома А.П. Герасимова, В.П. Ренгартена, К.Н. Паффенгольца. Большой вклад в изучение региона в первой половине XX века внесли также Н.С. Шатский, В.В. Белоусов, В.Е. Хаин, Н.Б. Вассоевич. На настоящий момент наиболее полно сведения о геологическом строении и развитии Большого Кавказа отражены в монографиях: [Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968; Геология СССР. IX, 1968; Геология СССР. X, 1964; Геология СССР. XLVII, 1972; Сомин, 1971; Леонов, 1975; Ажгирей и др., 1976; Гамкрелидзе, 1976а, Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993; Большой Кавказ ..., 2007], сборниках статей [Геология и полезные..., 1987; Проблемы геодинамики..., 1982; Геодинамика, 1989], в ряде отдельных важных статей, например, [Сомин, Белов, 1967; Дотдуев, 1986; Панов, 1988; Сомин, 2000a; Расцветаев, 2002; Маринин, Расцветаев, 2008, Saintot et al., 2006; Somin, 2011].

Структура Большого Кавказа традиционно делится на четыре крупных поперечных сектора, отделяемых крупными флексурами, а внутри секторов в качестве продольных структур выделяются тектонические зоны, которые отличаются друг от друга особенностями осадконакопления, историей развития, а также стилем и интенсивность складчато-разрывных деформаций. Строение Большого Кавказа довольно тесно связано с внутренней структурой окружающих его стабильных блоков — Скифской плитой и Закавказским массивом. Прежде всего, это отражается именно в поперечном строении (рис. 2-2). На западе выделяется сектор



**Рис. 2-1.** Схема основных линейных и дугообразных складчатых структур части Альпийского пояса (использованы иллюстрации из [Ажгирей и др., 1976; Шолпо, 1978]).

1 — основные геологические границы и крупные разрывы 2 — докембрийские платформы и выступы фундамента, 3 — альпийские складчатые системы, 4 — плиты и срединные массивы доальпийские, 5 — современные осадочные бассейны, 6 — границы и обозначения основных тектонических структур: Восточно-Европейская платформа (1-2), 1 — Воронежская антеклиза, 2 — Украинский щит, 3 — Днепрово-Донецкий авлакоген, 4 — вал Карпинского, 5 — Мангышлак, 6 — Скифская плита; северная ветвь линейных структур Альпийского подвижного пояса (7-10): 7 — Крым; 8 — Большой Кавказ; 9 — Апшеронский порог; 10 — Большой Балхан и Копетдаг; 11 — плита Черного моря; 12 — Закавказский массив; 13 — плита Южного Каспия; северная ветвь дугообразных складчатых структур Альпийского пояса (14-17): 14 — Понтиды, 15 — Малый Кавказ; 16 — Талыш; 17 — Эльбурс; часть южной ветви складчатых структур Альпийского пояса (18-19): 18 — Тавриды; 19 — складчатая система Загроса; 20 — Аравийская плита.

Северо-Западного Кавказа, окруженный на севере Кубанским прогибом в пределах Скифской плиты и Туапсинским прогибом на юге (последний находится на западном продолжении Закавказского срединного массива). Далее на восток расположен сектор Центрального Кавказа, имеющий наиболее поднятое положение: только в его пределах выходит на поверхность герцинский фундамент Большого Кавказа. Ставропольское поднятие на Скифской плите и Дзирульский выступ в Закавказском массиве также являются наиболее поднятыми блоками этих структур. Собственно складчатая структура Большого Кавказа наиболее полно представлена в широком секторе Восточного Кавказа, где осадочный чехол в полном объеме, от нижней юры до верхнего мела и палеогена, показывает весь спектр морфологических типов складок и разрывов. Терско-Каспийская впадина на севере и Куринская впадина на юге обрамляют это сооружение. Сектор Юго-Восточного Кавказа, последний к востоку, является

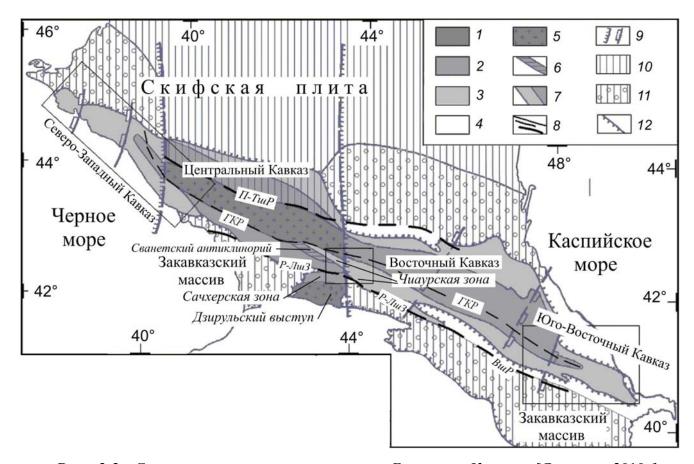


Рис. 2-2. Схема строения мегантиклинория Большого Кавказа [Яковлев, 2010а], с изменениями; использован рисунок из [Шолпо, 1978]. Показаны четыре сектора — Северо-Западный Кавказ, Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, Юго-Восточный Кавказ; Скифская плита и Закавказский массив, основные разломы; тремя прямоугольниками показаны районы исследований складчатой структуры; *I* — палеозойские отложения; *2* — нижне и среднеюрские отложения; *3* — верхнеюрские, меловые и нижнекайнозойские отложения; *4* — кайнозойские отложения от олигоценовых до четвертичных; *5* — выходы палеозойского и докембрийского фундамента; *6* — выходы палеозойских пород южнее Главного Кавказского разлома; *7* — границы основных возрастных подразделений и тектонических зон; *8* — разрывы на границах тектонических зон и всего сооружения (П-ТшР — Пшекиш-Тырныаузский шовный разлом, ГКР — Главный Кавказский разлом, Р-ЛшЗ —Рача-Лечхумская шовная зона, ВшР — Вандамский шовный разлом); *9* — основные поперечные структуры на границах секторов и внутри секторов; *10* — стабильные блоки за пределами Большого Кавказа (раннекиммерийская Скифская плита, Закавказский массив); *11* — осадочные прогибы в пределах стабильных блоков; *12* — границы горных сооружений.

почти зеркальным отражением структур Северо-Западного Кавказа, но занимает меньшую площадь. Пологие складки Юго-Восточного Кавказа погружаются под новейшие осадки в восточной части Кусаро-Дивичинского прогиба (на Апшеронском полуострове), образуя восточную периклиналь Большого Кавказа, примерно так же, как крупные относительно пологие складки Северо-Западного Кавказа перекрываются новейшими осадками в Керченско-Таманском прогибе (на Таманском полуострове).

Тектоническими границами мегантиклинория Большого Кавказа являются крупные разломы, хорошо представленные в блоке Центрального Кавказа: Пшекиш-Тырныаузский на

севере и Рача-Лечхумский разлом на юге. Главный Кавказский разлом (ГКР), ранее называвшийся Главным Кавказским надвигом, делит мегантиклинорий Большого Кавказа на две примерно равные части, которые резко отличаются друг от друга по ряду важнейших параметров (рис. 2-2). К ним относятся: глубокий метаморфизм герцинского фундамента на севере и слабый метаморфизм смятого в складки осадочного чехла палеозоя и триаса на юге, предпозднеюрская складчатость северной части Большого Кавказа и непрерывное осадконакопление поздней юры и мела на юге, слабо дислоцированные параплатформенные карбонатные толщи верхней юры и мела малой мощности на севере и мощный карбонатный флиш, смятый в складки, на юге.

Детальная характеристика геологического строения всего Большого Кавказа не является необходимой для целей работы, поэтому будут кратко описаны только исследованные районы. Складчатые структуры альпийского осадочного чехла представлены в самом сооружении неравномерно. Ареалы распространения интенсивной складчатой структуры были подробнее всего изучены в трех районах: в Северо-Западном Кавказе, в Чиаурской зоне на границе Центрального и Восточного Кавказа и в пределах западной части Юго-Восточного Кавказа (рис. 2-2). Материалы структурных исследований именно этих частей Большого Кавказа используются в работе. Детально строение каждого района будет рассмотрено ниже. Здесь укажем только самые общие черты стратиграфии, строения и истории развития альпийского Большого Кавказа. Предыдущий, герцинский этап развития Большого Кавказа (варисцийская складчатость) закончился в пермском и триасовом периоде накоплением молассовых отложений севернее ГКР, а южнее породы этого возраста в составе дизской серии были деформированы при индосинийском орогенезе [Белов, Сомин, 1964]. Собственно альпийское осадконакопление началось в синемюре (ранняя юра) с появления базальных конгломератов [Ренгартен, Старостина, 1956; Панов, 1988; Тучкова, 2007]. Заметную часть объема разреза нижней юры и части средней юры в центральном троге [Геология СССР ІХ, 1968; Панов, 1988] составляют глубоководные некарбонатные существенно глинистые (сланцевые) толщи значительной мощности. Верхняя часть средней юры представлена чаще всего песчаносланцевыми флишоидными толщами. Характер отложений байоса различается для разных частей Большого Кавказа. В южной части бассейна, примыкающей к Закавказскому массиву, накапливались мощные толщи порфиритов, севернее отложения этого возраста представлены мощными песчаниками. Отложения бата, расположенного выше, чаще всего размыты, а там, где они имеются, это – терригенные толщи, иногда угленосные. Мощности отдельных толщ и стратиграфических подразделений очень изменчивы как вкрест простирания, так и по простиранию БК, явно сильно увеличиваясь к оси Сланцевого Дагестана до суммарных значений 10-12 км [Геология СССР ІХ, 1968; Панов, 1988]. Однако на основании известных

данных для исследованных нами западной части Восточного Кавказа и Юго-Восточного Кавказа общую мощность этой нижней части альпийского чехла мы принимаем в целом (и единообразно) как 3 км для нижней юры и 4 км для средней. В конце средней юры и в начале поздней в блоках севернее ГКР и в части тектонических зон, примыкающих к Закавказскому массиву, имели место складчатые движения, завершившиеся размывом части структуры. В этих блоках в поздней юре началось накопление (с угловым несогласием) рифовых и мелководных карбонатных отложений, продолжавшееся с перерывами до олигоцена. Мощность этих толщ обычно не превышает 1-2 км. В остальных частях бассейна к югу от ГКР в условиях глубокого моря накапливались флишевые толщи карбонатного и терригенно-карбонатного характера общей мощность до 8 км. В этот период до конца эоцена отмечается в целом постепенное уменьшение глубины бассейна и уменьшение мощностей стратиграфических подразделений. Считается, что перед олигоценом имела место фаза основной складчатости. Она была выделена по признаку резкой перестройки режима осадконакопления на этом временном рубеже [Милановский, Хаин, 1963]. Начиная с олигоцена на пространстве вокруг Большого Кавказа накапливалась мощная песчано-глинистая моласса (майкопская серия, олигоцен - нижний миоцен, мощность до 3-4 км). Вопрос о реальном времени формирования альпийских складчатых структур не является окончательно решенным, поскольку в пределах собственно мегантиклинория Большого Кавказа олигоценовые и более поздние отложения размыты. Там, где развиты наложенные депрессии (Алазанская впадина), майкопская серия отсутствует, а первые толщи относятся к сармату. На периклиналях сооружения в разных блоках есть как угловые несогласия, так и непрерывное наращивание разреза всего палеогена. Однако несомненно, что наиболее резкие и повсеместные угловые несогласия в отложениях верхнего кайнозоя по периферии Большого Кавказа принадлежат все-таки началу олигоцена. После майкопского времени характер осадконакопления стал более разнообразным, свидетельствовало о дифференцированном воздымании структуры с одновременным ее размывом. Следующим важным этапом развития структуры Большого Кавказа является сарматский век, в отложениях которого впервые встречаются конгломераты как результат размыва реками пород БК. Это событие фиксирует начало воздымания Большого Кавказа как горного сооружения и смену режима отложения нижней молассы на накопление верхней молассы. По ряду признаков отмечается резкое усиление воздымания горного сооружения в последние 2 млн. лет [Трифонов и др., 2008; Трифонов, 2012]. Необходимо также отметить, что в неоген-четвертичных толщах в пределах Керченско-Таманского прогиба и в депрессиях, примыкающих к плите Южного Каспия, развиты широкие гребневидные складки, ориентировки осей которых обычно диагональны к общему простиранию сооружений (по типу Вероятно, правого сдвига). эти складки сформировались в условиях

соответствующего укорочения, но часть этой деформации определенно связана с диапировыми движениями, поскольку в этих депрессиях широко развит грязевой вулканизм. Отметим также, что в Туапсинском прогибе к югу от структур Северо-Западного Кавказа, южнее Чиаурской зоны в Центральном Кавказе и в северной части Куринской депрессии в неоген-четвертичных толщах также развиты продольные складки и надвиги разной интенсивности.

Охарактеризуем очень коротко основные этапы развития соседних с Большим Кавказом структур. Временем формирования фундамента Скифской плиты считается граница триаса и ранней юры. После этого времени здесь формировался платформенный чехол относительно небольшой мощности — до 4-6 км, причем примерно половина разреза сформирована кайнозойскими толщами, в том числе — майкопской серией. В западной части Скифской плиты вдоль Большого Кавказа выделяется Индоло-Кубанский прогиб, в восточной — Терско-Каспийский прогиб.

История развития структур Закавказского срединного массива прослеживается в магматических и метаморфических породах Дзирульского выступа. Здесь встречены фаунистически доказанные породы кембрия и других подразделений нижнего палеозоя, прошедшие через каледонскую складчатость. По глубокой степени изменения ряда других метаморфических комплексов предполагается их докембрийский возраст. Герцинский диастрофизм оставил след в виде проявлений магматизма (по радиометрическим датировкам). Альпийский осадочный чехол представлен вулканогенными туфами, а также мелководными терригенными и карбонатными осадками, начиная с триаса. Для стратиграфического разреза характерны резкие изменения фаций и мощностей, а также наличие многочисленных размывов и перерывов в накоплении осадков. По периферии Дзирульского кристаллического массива мезозойские толщи могут быть деформированы. Общая мощность чехла может достигать 2-3 км. Окрибо-Сачхерская зона, расположенная к северу от Дзирульского выступа, имеет относительно мощный чехол среднеюрских терригенных и вулканогенных («порфиритовая» свита байоса) пород, мощностью до 3-5 км [Геология СССР Х, 1964]. Эти толщи имеют относительно пологое падение к северу, нарушенное широкими открытыми складками и разрывами. Эта структура перекрыта залегающей с размывом и заметным угловым несогласием толщей верхнеюрских – верхнемеловых карбонатных пород мощностью 0.5-1,5 км, характер которых в этой зоне и на Дзирульском выступе фундамента почти идентичен. К западу и востоку от Дзирульского выступа мезозойский чехол Закавказского массива перекрыт мощной (обычно до 2-3 км) кайнозойской молассой Рионской и Куринской депрессий (с увеличением до 7-10 км на востоке последней), слоистость в которой, как правило, залегает субгоризонтально. На основании этих сведений можно утверждать, что платформенная природа Закавказского массива на протяжении второй половины мезокайнозойского этапа сомнений не вызывает. К этой

информации необходимо добавить, что к западу от Рионской депрессии и на простирании Закавказского массива в пределах Черноморской плиты выделяется вал Шатского. Между валом Шатского и сооружением Большого Кавказа здесь выделяется Туапсинский прогиб, выполненный мощной толщей нижней и верхней молассы (до 7 км, только майкопская серия – до 5-6 км). В качестве важной особенности отметим также Алазанскую впадину как часть Куринской депрессии. Эта впадина выполнена неоген-четвертичными молассовыми комплексами (базальные слои – сармат), является наложенной, и перекрывает структуры Чиаурской зоны.

Тектонические границы Большого Кавказа и его границы как горного сооружения не всегда совпадают. Это следует, как минимум, из наложенного характера Алазанской депрессии. Добавим, что Лабино-Малкинская зона в пределах горной части Большого Кавказа, расположенная севернее Пшекиш-Тырныаузского разлома, с тектонической точки зрения является частью Скифской плиты.

### 2. 2. Основные модели формирования мегантиклинория Большого Кавказа

Для иллюстрации общего методического уровня исследований в области геотектоники и геодинамики покажем основные имеющиеся в литературе модели, используемые для объяснения процессов формирования складчатой структуры Большого Кавказа. Критика этих моделей и их детальное изложение не является целью краткого обзора; основное внимание будет уделено тому, как показана, и как объясняется собственно складчатая структура.

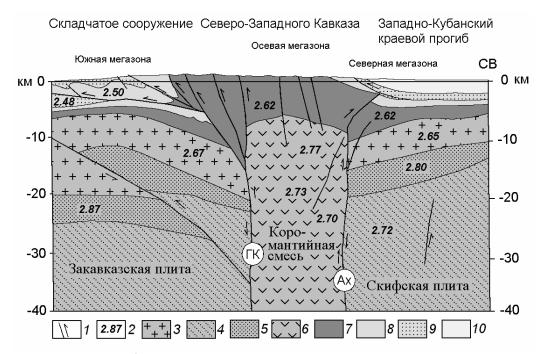
Чаще всего в публикуемых исследованиях различных аспектов структуры, истории развития или геофизических параметров в качестве иллюстрации структуры Большого Кавказа используются две модели, созданные в рамках представлений плейт-тектоники (рис. 1-7, стр. 35). Наиболее детальная модель представлена в статье С.И. Дотдуева [1986]; на эту публикацию ссылается большое число исследователей. В этой работе утверждается, что все черты альпийской складчато-разрывной структуры, а также основные этапы ее развития хорошо объясняются структурами надвигания. Надвинутых крупных тектонических пластин и зон «субдукции» выделяется две – по южной границе всего сооружения Большого Кавказа на его границе с Закавказским массивом, который в виде жестких блоков перемещается к северу под флишевый синклинорий, а также по Главному Кавказскому разлому. По поверхности последнего уже толщи мезо-кайнозойских осадков затягиваются под северную часть фундамента Большого Кавказа, причем плоскость самого надвига заходит под Скифскую плиту не меньше чем на 50 км. Приводится несколько схематичных профилей, иллюстрирующих эти представления для разных пересечений Большого Кавказа (рис. 1-7). С.И. Дотдуев произвел расчеты величины укорочения по методу избыточной длины слоя по имевшимся структурным пересечениям, а также с учетом результатов изучения надвигов южного склона [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977]. Общая величина сокращения пространства получилась около 200 км.

Заметим сразу, что примерно такую же цифру называет и В.Е. Хаин [1984], на чью работу исследователи также часто ссылаются. Кроме этого, в обсуждаемой работе [Дотдуев, 1986] используются идеи значительного растяжения структуры на этапе накопления осадков, а также дополнительного надвигания Закавказского массива с юга на альпийский чехол Большого Кавказа (в рисунках это никак не отражено). Основными чертами строения сооружения в этой модели можно считать положение общего детачмента на глубине 5-10 км, наличие многочисленных частных надвигов внутри слоистого чехла, примыкающих к общему детачменту, «жесткий» в целом характер блоков Закавказского массива, пододвинутых под чехол. Собственно складчатая структура дается только в схематическом виде (рис. 1-7). Очень похожая по общему смыслу схема строения для Северо-Западного Кавказа была приведена в [Robinson et al., 1996]. В этой модели структура сформирована также многочисленными пластинами, надвинутыми друг на друга; все вместе они надвинуты на некоторый субстрат, также имеющий аллохтонный характер (рис. 1-8).

Некоторые несоответствия этих модельных структур реально существующим чертам природной складчатости побудили Л.М. Расцветаева предложить свою версию строения Большого Кавказа, сочетающую значительное укорочение всей структуры и некоторые геофизические данные [Расцветаев, 2002; Маринин, Расцветаев, 2008]. В соответствии с предлагаемой исследователем схемой «содвигов» (рис. 2-3) в структуре Большого Кавказа выделяется «осевая мегазона», в которой отсутствуют надвиги, и в которой осуществляется основное сокращение, а также две «мегазоны» надвигов (поддвигов), морфологически схожие с моделями С.И. Дотдуева и А. Робинсона. Отметим наличие в модели Л.М. Расцветаева общего детачмента на глубине 5-10 км и нескольких надвигов в пределах южной мегазоны.

Интерпретация альпийской структуры Большого Кавказа как комплекса нескольких покровов южной вергенции была подробно обоснована в работе [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977]. Здесь и в других публикациях этих авторов подчеркиваются структурные признаки существования таких пластин, в том числе — данные бурения, фациальные особенности разрезов, указывающие на их горизонтальные совмещения. Важной информацией, использованной позже многими исследователями, является оценка общего сокращения структуры по надвигам в зоне южного склона в 70 км. Изображения какой-либо общей складчатой структуры или схемы строения в упомянутой работе не приводится.

Общая схема строения и развития Большого Кавказа в сочетании с Малым Кавказом и Закавказским массивом приведена в работах с участием Ш.А. Адамия [Адамия и др., 1989] (и частично воспроизведена в [Adamia et al., 2011]). В этой схеме указаны только принципиальные черты структуры — где находились океанические бассейны и зоны поглощения океанической коры. В подтверждение реальности этой модели, основанной на идеях тектоники плит, приводятся пересечения по конкретным надвиговым структурам. Заметим, что Ш.А. Адамия



**Рис. 2-3.** Геолого-геофизическая модель глубинного строения Северо-Западного Кавказа (Туапсинское пересечение) по результатам исследования методами магнитно-теллурического зондирования и обменных волн землетрясений (по [Маринин, Расцветаев, 2008] с изменениями – добавлен крап): I – разрывные нарушения (стрелки указывают направление относительного перемещения блоков; буквами обозначены основные глубинные швы Северо-Западного Кавказа: ГК – Главный Кавказский, Ax – Axтырский); 2 – расчетные значения средней плотности слоя,  $r/cm^3$ ; 3 – верхний слой консолидированной коры (предположительно, сиалические породы); 4-5 – более глубокие слои консолидированной коры: предположительно, фемические или фемосиалические породы большей (4) и меньшей (5) плотности; 6 – коромантийная смесь; 7-10 – осадочные и осадочно- вулканогенные толщи юры (7), нижнего мела (8), верхнего мела и палеогена (9) и неогена – квартера (10).

присоединяется к мнению М.Л. Сомина о незначительности горизонтальной амплитуды смещения по Главному Кавказскому разлому. Интересующие нас схемы строения осадочного чехла, включая глубины кровли фундамента, в этих работах не приводятся.

Модели строения крупных структур используются в ряде смежных областей науки для решения, например, некоторых задач геодинамического или геофизического характера, таких как моделирование эволюции бассейнов. В этих задачах обязательно существует представление о надвиге (надвигах), который охватывает почти всю кору, возникает в процессе сокращения пространства (Главный Кавказский разлом) и составляет основу складчатой структуры региона. К таким работам в качестве наиболее ярких примеров отнесем исследования по истории формирования рельефа и изучению термохронологии [Мозаг, 2006; Mosar et al., 2010], модели, связывающие упругий изгиб (и/или изостазию) в эпизодах сжатия с историей поднятий и погружений, в том числе предгорных прогибов [Тимошкина и др., 2010; Mikhailov et al., 1999]. Развивается изучение бассейна Черного моря с целью детальной характеристики его структуры и геодинамической истории [Nikishin et al., 2015а; 2015b]. В рамках этой темы был построен сбалансированный разрез через прогибы и сооружение Большого Кавказа в связи с изучением истории поднятий и погружений [Никишин и др.

2010]. В логике этих работ структурные модели Большого Кавказа играют служебную роль (не они являются целью исследования), они составляются схематично и только как интерпретация структуры в рамках представлений тектоники плит. Вопросы положения или рельефа подошвы осадочного чехла или величины укорочения структуры здесь не ставятся, поэтому эти исследования нами во внимание приниматься не будут.

Для западной части Северо-Западного Кавказа Т.В. Гиоргобиани было проведено важное исследование структуры и механизмов формирования складчатости, многолетних детальных полевых работах [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. В последующих главах эти исследования будут использоваться как один из важных источников материала. В результате качественного анализа структуры (но без использования количественных моделей) и сопоставления ее с собственными экспериментами с использованием эквивалентных материалов Т.В. Гиоргобиани предложил модель «шолевой тектоники», в которую входило «одностороннее сжатие» с юга, выразившееся в пододвигании блоков Закавказского массива, в наличии блоков фундамента внутри структуры Большого Кавказа, а также в действии ряда фаз складчатости. Модель со временем незначительно модифицировалась: например, в [Гиоргобиани, 2010] говорится о «наноплитах» и «придвигах» по субвертикальному разлому. Определенный интерес представляет использование подсчетов величины укорочения по методу избыточной длины слоя, которое дало вполне разумный результат для нескольких профилей целиком (около 30 - 50%). Общая структура региона, представленная в виде рисунка (рис. 2-4), тем не менее, была построена без учета этих величин укорочения, а по геометрии осадочного чехла (по соотношению его мощности и исходных поперечных размеров внутри отдельных блоков) модель не является реалистичной и сбалансированной.

Особняком стоят обширные материалы исследований структуры и истории Большого Кавказа, проводившихся сотрудниками В.В. Белоусова. Идея постоянства ширины бассейна осадконакопления и возникшей структуры наиболее последовательно отстаивалась В.Н. Шолпо. Его интерпретация структуры охватывала весь чехол, принимала во внимание общие мощности основных стратиграфических подразделений и, отчасти, детальные данные по складчаторазрывной структуре (рис. 2-5). Отметим, что кровля фундамента на таких моделях имеет плавные очертания, нарушенные местами плоскостями разрывов, и находится на глубине не более 3-6 км. Как показывает этот короткий обзор имеющихся моделей строения осадочного чехла Большого Кавказа, каких-либо общепринятых моделей строения этого региона не существует. Все модели имеют в качестве базы некоторые теоретические концепции. Достоверность имеющихся моделей следует оценивать как низкую, поскольку для них не были использованы измерения деформации в природных структурах и идея сбалансированности пересечений. Одновременное существование многочисленных вариантов строения региона по одному и тому же профилю следует расценивать как свидетельство острого кризиса в методологии тектоники как науки.

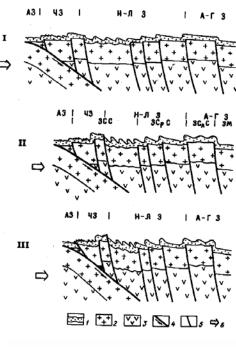
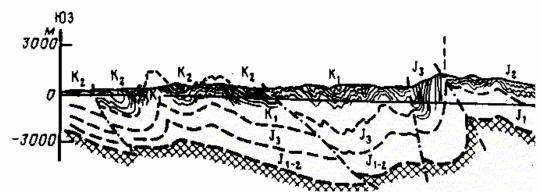


Рис. 2-4. Принципиальная схема механизма формирования складчатой альпийской структуры Северо-Западного Кавказа в среднепозднеальпийское время (по [Гиоргобиани, Закарая, 1989]).

1 — осадочный слой, 2 — «гранитный» слой, 3 — «базальтовый» слой; 4 — зона поддвига; 5 — межзональные и внутризональные разломы, ограничивающие крупные блоки фундамента; 6 — направление сжатия.

АЗ – Абхазская зона, ЧЗ – Чвежипсинская зона; Н-ЛЗ – Новороссийско-Лазаревская зона; А-ГЗ Абино-Гунайская зона; 3CC зона складчатости; 3CpC сильносжатой зона среднесжатой складчатости; 3СлС зона слабосжатой складчатости; 3M зона моноклинали.



**Рис. 2-5.** Общая структура осадочного чехла Большого Кавказа для Северо-Западного Кавказа с позиций адвективной гипотезы (без внешнего укорочения). По [Шолпо и др., 1993].

### 2. 3. Общее геологическое строение восточной части Большого Кавказа

Основные районы, в которых складчатые структуры были детально исследованы, и которые характеризуют достаточно полно собственно структуру Большого Кавказа, относятся к Северо-Западному Кавказу, западной части Восточного Кавказа и Юго-Восточному Кавказу (рис. 2-2). При этом в последних двух районах изученные структуры дополняют друг друга, поэтому прежде всего остановимся на общей характеристике этих двух соседних секторов, что позволит правильно понять взаимоотношения этих структур.

В восточной половине Большого Кавказа (секторы Восточного и Юго-Восточного Кавказа) палеозойский фундамент выходит на поверхность только на границе с Центральным Кавказом (рис. 2-6), а на остальном пространстве представлены все подразделения альпийского

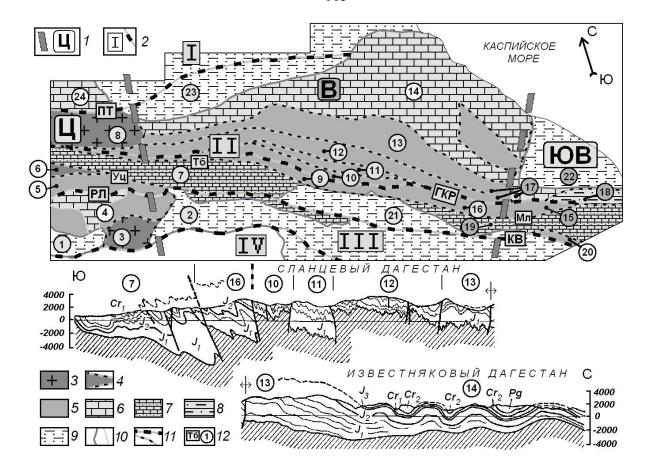


Рис. 2-6. Тектоническая схема Восточного Кавказа и соседних структур [Яковлев, 2012а] (по материалам [Большой Кавказ ..., 2007; Геология СССР..., 1968; Геологическая..., 1978; Шолпо, 1964; 1978]) и принципиальный структурный разрез через Восточный Кавказ, по [Шолпо, 1978]: 1 – границы основных секторов (Ц – Центральный Кавказ, В – Восточный Кавказ, ЮВ – Юго-Восточный Кавказ); 2 – крупнейшие разломы и основные региональные блоки (I -Скифская плита, II - Большой Кавказ, III - Закавказский срединный массив, IV – Малый Кавказ); 3-9 – выходы основных типов разрезов, характерных для тектонических зон: 3 -доальпийский метаморфический фундамент; 4 - палеозойские терригенные породы в Сванетском антиклинории; 5 – нижняя и средняя юра (без разделения на фациальные зоны); 6 - маломощный параплатформенный карбонатный чехол верхней юры, мела, палеоцена и эоцена; 7 – флишевые толщи верхней юры, мела, палеоцена и эоцена; 8 – мощные толщи терригенных фаций (не флишевых) верхней юры и мела; 9 – неоген-четвертичные терригенные породы верхней молассы в депрессиях; 10 - геологические границы (для наложенных впадин и структурных этажей внутри тектонических зон); 11 - основные и второстепенные разрывы; 12 – обозначения разломов (буквы в прямоугольниках), тектонических зон и структур (цифры в кружках): ПТ – Пшекиш-Тырныаузский, ГКР – Главный Кавказский разлом, Тб – Тибский надвиг, Мл – Малкамудский надвиг, Уц –Уцерский разлом, РЛ – Рача-Лечхумская шовная зона, КВ – Кахетино-Вандамская шовная зона; 1 – Рионская впадина, 2 – Куринская впадина, 3 – Дзирульский массив, 4 – Окрибо-Сачхерская зона, 5 – Гагро-Джавская зона, 6 – Сванетский антиклинорий, 7 – Чиаурская зона, 8 – зоны с доальпийским метаморфическим фундаментом, 9 – Даличай-Мазинская зона (по Панов, 1988]), 10 – зона Главного хребта (горст), 11 – Бежитинская зона (грабен – синклинорий), 12 – зона Бокового хребта (горст), на западе – Дигоро-Осетинская зона ([Панов, 1988]), 13 – Агвалинская (Андийско-Самурская) зона, 14 – Известняковый Дагестан, 15 – Тфанская зона, 16 – Кодоро-Тфанская ступень ([Шолпо, 1978]), 17 – Шахдагская зона, 18 – Хизинская зона, 19 — Ковдагская зона, 20 — Вандамская зона, 21 — Алазанская впадина, 22 — Самуро-Дивичинская впадина, 23 – Терско-Каспийская впадина, 24 – Лабино-Малкинская зона.

осадочного чехла, причем в наиболее полном виде. В качестве продольных структур здесь вкрест простирания обычно выделяют ряд структурно-фациальных зон, отличающихся друг от друга возрастом выходящих на поверхность пород, характером складчатых и разрывных деформаций, а также особенностями геологической истории развития [Геология СССР. Т. IX, 1968; Панов, 1988; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993].

Как уже указывалось выше, тектоническими границами альпийского Большого Кавказа являются Пшекиш-Тырныаузский и Рача-Лечхумский разломы, а основным разделом внутри всего сооружения – Главный Кавказский разлом (ГКР). В доальпийской истории ГКР имел большое значение как граница между северными структурами, сложенными метаморфическими палеозойскими породами, и выходящим южнее, в Сванетском антиклинории, разрезом палеозойских и триасовых слабо метаморфизованных терригенных пород, смятых в интенсивные складки [Сомин, Белов, 1967]. К северу от ГКР в Восточном Кавказе выделяется Сланцевого Дагестана, которых были ряд 30H накоплены мошные терригенныебескарбонатные флишоидные толщи нижней и средней юры, испытавшие перед поздней юрой основную складчатость и размыв. На протяжении поздней юры, мела, а также в палеоцене и эоцене на этих пространствах накапливались параплатформенные карбонатные толщи относительно небольшой мощности, которые в конце альпийского этапа испытали новую слабую складчатость, представленную в Известняковом Дагестане крупными коробчатыми складками (рис. 2-6, разрез).

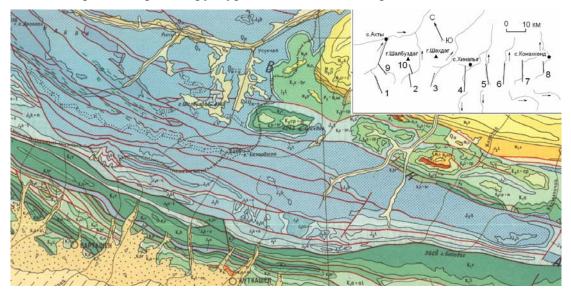
В составе Сланцевого Дагестана с юга на север выделяются зоны Главного хребта, Бежитинская, Бокового хребта, имеющие интенсивную мелкую складчатость, и Агвалинская с более открытыми крупными складками (рис. 2-6). Эти зоны можно условно проследить по простиранию к Юго-Восточному и к Центральному Кавказу. Ширина зон в обоих направлениях уменьшается, они объединяются и могут иметь другие названия. Так, для Юго-Восточного Кавказа первые три зоны интенсивной складчатости В.Н. Шолпо [1978] объединил в Шахдагскую зону. Расположенные южнее ГКР тектонические зоны в конце средней юры испытали только незначительные перерывы В осадконакоплении И смену стиля осадконакопления с бескарбонатного терригенного на карбонатный и терригенно-карбонатный флишевый и флишоидный, сохранив значительные темпы прогибания – это Тфанская зона (и ее аналоги) и Чиаурская (Ковдагская) зона. В основном считается, что основная складчатость имела здесь предолигоценовый возраст [Милановский, Хаин, 1963], хотя по этому вопросу существуют и другие мнения, например: плиоцен-четвертичное время ([Шолпо и др., 1993], стр. 136), три отдельные фазы в позднем сармате - квартере ([Щерба, 1987], стр. 200). Еще южнее, на границе с Закавказским срединным массивом, выделяется Кахетино-Вандамский глубинный разлом, на западе района имеющий название Рача-Лечхумский. К югу от этой важнейшей

структуры или непосредственно к северу от нее (в Центральном Кавказе) располагается ряд зон, в которых накопились мощные терригенно-вулканогенные толщи нижней и средней юры -Вандамская, Окрибо-Сачхерская и Гагро-Джавская зоны. Характерно, что здесь имели место складчатые деформации перед поздней юрой, после чего, как и к северу от ГКР, здесь накапливались параплатформенные карбонатные толщи, испытавшие позже только слабые позднеальпийские деформации. Собственно Закавказский срединный массив делится на Дзирульский кристаллический массив, перекрытый горизонтальными маломощными платформенными мезокайнозойскими отложениями, уже упомянутую Окрибо-Сачхерскую зону и две кайнозойские депрессии – Рионскую и Куринскую. Находящиеся к северу от Пшекиш-Тырныаузского разлома и Известнякового Дагестана Лабино-Малкинская зона и Терско-Каспийская впадина в структурном отношении принадлежат уже к Скифской плите.

### 2. 4. Геологическое строение Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа

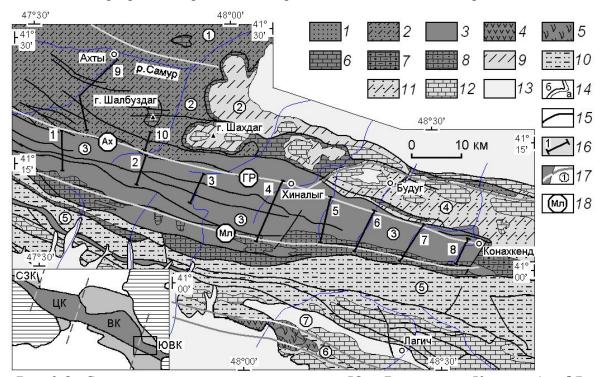
Юго-Восточный Кавказ (рис. 2-7, 2-8) можно считать достаточно хорошо изученным. В качестве основных публикаций укажем монографии А.М. Шурыгина [1962], А.В. Вихерта, Н.Б. Лебедевой и В.И. Башилова [1966], и, отчасти, В.Н. Шолпо [1964], а также важную статью В.Е. Хаина и А.Н. Шарданова [1957]. Позже, в конце 1970-х годов складчатость Тфанской зоны была подробно изучена Е.А. Рогожиным и автором [Рогожин, Яковлев, 1983], а в пределах Ковдагской зоны – Е.А. Рогожиным [Рогожин, Шолпо, 1988а]. В ряде последующих работ [Шолпо и др., 1993; Яковлев, 1987а, 1997] использовались материалы структурных профилей, составленных Е.А. Рогожиным и Ф.Л. Яковлевым.

Стратиграфические разрезы Шахдагской и Тфанской зон, выходящие на поверхность, начинаются с тоара для первой структуры и с аалена для второй. Для всего Восточного Кавказа



**Рис. 2-7.** Участок геологической карты Большого Кавказа (без расшифровки условных знаков) для района Юго-Восточного Кавказа ([Геологическая, 1978]).

нижняя и средняя юра хорошо изучены Д.И. Пановым, работы которого [Панов, 1988; Панов, Гущин, 1993; Панов, Ломизе, 2007] были использованы для характеристики той части разреза, которая должна присутствовать в структурах Юго-Восточного Кавказа, но не обнажена. Наиболее древние породы синемюра и плинсбаха нижней юры в Центральном и Восточном Кавказе представлены в основании разреза грубыми осадками, местами вулканогенными, которые надстраиваются монотонными бескарбонатными (глубоководными) сланцами; общая мощность толщи для Шахдагской зоны принимается нами как 1.5 км по аналогии с отложениями Дагестана [Панов, Гущин, 1993]. В Центральном Кавказе эти толщи с угловым несогласием ложатся на палеозойские породы (сиалическая кора), их автохтонность сомнений не вызывает. Этот разрез надстраивается тоарскими толщами нижней юры мощностью до 3-3.5



**Рис. 2-8.** Схематическая геологическая карта Юго-Восточного Кавказа (по [Яковлев, 2012а]) с выделением тектонических зон; использована карта 1:500 000 [Геологическая..., 1978].

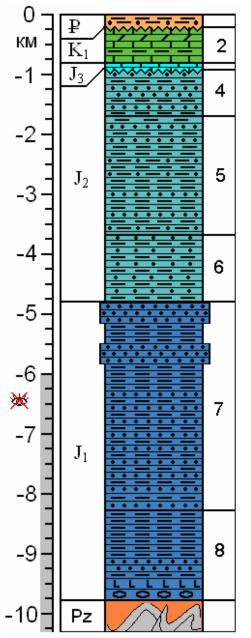
I – отложения нижней и средней юры; 2 – нижняя и средняя юра в дельтовых фациях; 3 – средняя юра глубоководных фаций; 4 – средняя юра вулканогенных фаций; 5 – массив габбро, средняя юра; 6 – верхняя юра параплатформенных карбонатных фаций; 7 – верхняя юра терригенная мелководная, 8 – верхняя юра, терригенно-карбонатный флиш; 9 – нижний мел параплатформенный; 10 – нижнемеловой терригенно-карбонатный нерасчлененный флиш; 11 – нижний мел, терригенные фации Хизинской зоны, флиш, грубый флиш; 12 – верхний мел; 13 – палеоген и неоген; 14 – геологические границы (а – согласные, 6 – с угловым несогласием); 15 – разрывы без разделения на кинематические типы; 16 – линии структурных профилей и их номера; 17 – границы тектонических зон и их номера: (1 – Мугринская ступень [Шолпо, 1964], 2 – Шахдагская зона [Шолпо и др., 1993], 3 – Тфанская зона, 4 – Хизинская зона, 5 – Ковдагская зона, 6 – Кахетино-Вандамский шовный разлом, 7 – Лагичский грабен, в пределах поля неогеновых осадков); 18 – крупнейшие разрывные структуры и их названия: 4 – Ахтычайский разлом, он же 4 – Главный Кавказский Разлом, 4 – Малкамудский надвиг.

км, представленными песчано-сланцевыми ритмами, местами с преобладанием грубых песчаников. Верхняя часть этого разреза (камилухская, цейлаханская и ногабская свиты) выходит на поверхность в Шахдагской зоне (рис. 2-9). За отсутствием других данных нами принято, что эта же часть разреза присутствует и в Тфанской зоне. Аален Шахдагской зоны представлен несколькими свитами, имеющими разнообразное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников (михрекская, заинкамская, ялахкамская, гепцарская и кимихурская свиты). Отмечается [Панов, Гущин, 1993], что разрез имеет большую изменчивость при преобладании алевритов, авандельтовый характер, в нем встречается хорошо сохранившаяся фауна. Мощность этих отложений аалена достигает 3.1 км. Сопоставление этих толщ с одновозрастными отложениями соседней Тфанской зоны, имеющими четкую выдержанную стратиграфию при доминировании аргиллитов и с очень редкой фауной, вызывает большие трудности. Завершают разрез средней юры в Шахдагской зоне терригенные толщи байоса, присутствующие в крупных синклиналях в районе г. Шахдаг [Шолпо, 1964]. На размытые породы аалена и байоса с угловым несогласием (не всегда хорошо выраженным) ложатся известняки кимериджа-титона верхней юры (100 м) и готерива-баррема нижнего мела (700 м), в северной Судурской подзоне формирующие крупные пологие складки. Особенностью разреза южной части Шахдагской зоны, в районе г. Шахдаг и г. Шалбуздаг, является наличие мощной толщи рифовых известняков кимериджа-титона (до 1200 м), которые и формируют скальный массив г. Шахдаг, представляющий собой в целом крупную пологую синклиналь. Меловой разрез надстраивается сумгаитской толщей палеогена общей мощностью 100 м. В структурном отношении нами рассматривалась только та часть Шахдагской зоны, в которой представлены смятые в складки толщи средней юры.

Хизинская зона представляет собой блок к востоку от г. Шахдаг, расположенный между Шахдагской и Тфанской зонами и отделяемый от первой зоны разломом. Здесь характер осадконакопления в поздней юре и меловом периоде резко меняется. Прежде всего, в этой зоне полностью отсутствуют верхнеюрские отложения, поскольку, как предполагается, в это время здесь существовала область размыва. В начале мела блок испытал резкое погружение. На северной границе зоны, в районе с. Будуг (рис. 2-8) наблюдается прислонение отложений нижнего и верхнего мела к титонским рифовым известнякам. В южной части зоны, на границе с Тфанской зоной, нижнемеловой разрез начинается с известняков валанжина, ложащихся с угловым несогласием на породы аалена. Эти отложения надстраиваются мощной толщей глин готерива с глыбовыми горизонтами и завершается разрез отложениями верхнего мела (известняки и доломиты). Вся толща смята в несколько крупных складок; синклинали имеют килевидный облик в их нижней части, в более древних породах, и характер открытых складок — в верхней. Эта часть Юго-Восточного Кавказа в структурном отношении нами не

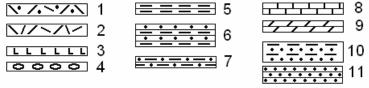
рассматривалась и детально не исследовалась. Севернее Хизинской и Щахдагской зон складчатая структура Большого Кавказа перекрыта мощной толщей неоген-четвертичных глин, песков и галечников, образующих Кусаро-Дивичинский (передовой) прогиб.

Видимый стратиграфический разрез Тфанской зон представлен ааленом, байосом и батом средней юры и карбонатным флишем верхней юры (рис. 2-10). В аалене выделяются нижняя и верхняя сидеритовые толщи (нижний и верхний аален, соответственно), которые по облику



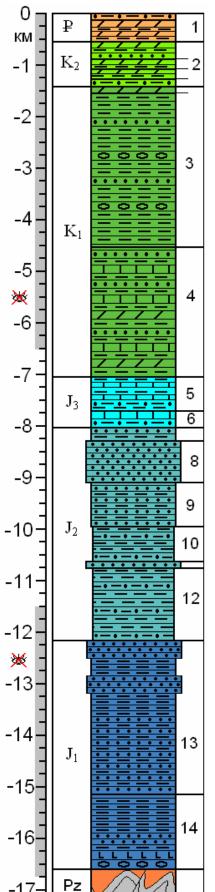
- **1. Палеоген,** сумгаитская и коунская свиты ( $\mathbf{P}_{1+2}$ ). Песчаные глины с прослоями конгломератов, мощность 100-400 м.
- **2. Нижний мел,** готерив баррем ( $K_1h$ -br). Мелководные органогенно-обломочные известняки, мергели, доломиты, глины; в разрезе имеют место размывы и перерывы. Мощность 0.7 км.
- **3. Верхняя юра,** кимеридж титон (**J<sub>3</sub>km-tt**). Известняки оолитовые, органогенно-обломочные, коралловые, глины, брекчии, конгломераты. Мощность 0.1 км. Под Шахдагом рифовые известняки мощностью до 1.2 км.
- **4. Байос** ( $J_2b$ ). Терригенная толща: аргиллиты, алевролиты, песчаники, соотношения изменчивы, встречаются ритмичные пачки аргиллитов и песчаников. Мощность от 0.8 до 2-3 км.
- **5.** Средняя юра, аален. Верхняя пачка  $(J_2a_2)$ . Тонкое переслаивание черных алевритистых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников, чередование глинистых сланцев с тонкими слоями песчаников, тонкоплитчатые песчаники. Мощность пачки 2-3 км.
- **6.** Средняя юра, аален. Нижняя пачка (J<sub>2</sub>a<sub>1</sub>). Песчаники и глинистые сланцы, мощность 0.6 1.5 км.
- **7. Нижняя юра, тоар** ( $J_1t$ ). П Верхняя часть разреза толстослоистые песчаники (до 5 15 м) и глинистые сланцы (по 10 17 м). Ниже песчаносланцевые ритмы. Мощность 3-3.5 км.
- **8.** Нижняя юра, плинсбах, синемюр ( $J_1p+s$ ). В основании разреза грубые осадки, до конгломератов, иногда вулканиты. Выше монотонные сланцы с конкрециями сидеритов. Мощность около 1.5 км.

*Литология, условные знаки (для рис. 2-10, 2-14, 2-18):* 



**Рис. 2-9.** Стратиграфическая колонка Шахдагской тектонической зоны (Судурский разрез).

1 —туфопесчаники, 2 — туфы, 3 — лавы, порфириты, 4 — конгломераты, 5 — аргиллиты, 6 — песчано-сланцевое переслаивание, 7 — алевролиты, 8 — известняки, 9 — мергели, доломиты, 10 — пески и глины (моласса), 11 — слоистые, массивные песчаники.



- 1. Палеоген, сумгаитская и коунская свиты ( $\mathbf{P}_{1+2}$ ). Вверху: песчаные глины с прослоями конгломератов, мощность 100-400 м.. Ниже даний ( $\mathbf{P}_1\mathbf{d}$ ). Глины с прослоями мергелей, карбонатный флиш, мощность 200 м.
- **2.** Верхний мел, Вверху: верхн. кампан маастрихт ( $\mathbf{K_2km-m}$ ). Флиш, чередование песчаников, мергелей, глин, глыбовые конгломераты, мощность 150 м. /Сантон нижн. кампан ( $\mathbf{K_2st-km_1}$ ). Красноцветная мергелисто-глинистая толща, мощность 100-300 м. /Верхн. Турон коньяк ( $\mathbf{K_2t_2-cn}$ ). Карбонатный флиш, известняковые гравелиты, песчанистые известняки, глины. Мощность 50-300 м. /Сеноман нижн. турон ( $\mathbf{K_2s-t_1}$ ). Флиш, чередование песчаников, известняков, мергелей, глин. Мощность толщи 150 м.
- **3. Нижний мел,** апт альб ( $\mathbf{K_1a-al}$ ). Глины с прослоями мергелей и алевролитов, мощность 150 м. <u>Ниже:</u> готерив баррем ( $\mathbf{K_1h-br}$ ). Темные глины с прослоями алевролитов. Содержит глыбы известняков титона. К западу толща имеет флишевый характер. Мощность от 1 до 3 км.
- **4. Нижний мел,** верхн. титон берриас, валанжин ( $J_3tt_2$   $K_1v$ ). Чередование песчаников, известняков, мергелей и светло-серых глин, есть гравелиты и конгломераты, глыбовые горизонты. Карбонатные породы составляют от 20 до 80% ритма. Мощность толщи до 2-2.5 км. К северу в основании толщи есть размывы, мощность уменьшается до 100-200 м.
- **5.** Верхняя юра, илисуйская свита, кимеридж нижн. титон ( $J_3$ km- $tt_1$ ). Чередование аргиллитов (60-80%) с известняками и карбонатными песчаниками. Местами встречаются гравелиты и конгломераты. Породы имеют лилово-красный оттенок. Мощность толщи 300-900 м.
- **6. Верхняя юра,** земчайская свита, келловей оксфорд ( $J_2$ с- $J_3$ о). Чередование аргиллитов (80%) и песчаников, встречаются известняки. Породы карбонатные, кремнистые, зеленоватые, красноватые. Мощность ритмов 1-2 м. Мощность толщи 350 м.
- **7. Бат** (**J**<sub>2</sub>**bt**). Ритмичное чередование тонкозернистых песчаников и алевролитов с аргиллитами. Мощность ритмов по 0.3-0.5 м, аргиллиты составляют от 50 до 70% разреза. Мощность толщи около 300 метров
- **8. Байос** ( $J_2b$ ). Основная часть разреза массивные песчаники до 3 5 м мощностью с резко подчиненными прослоями аргиллитов. Редко до 50% аргиллиты. Песчаники могут быть косослоистыми. Мощность 600-800 м.
- **9. Аален. Верхняя пачка верхнего аалена**  $(\mathbf{J_2a_2}^2)$ . Чередование песчаников (30-50%) и аргиллитов (50-70%). Мощность ритмов по 0.2 1 м. Мощность пачки 750 м.

(продолжение описания подразделений 10 – 14 смотри на следующей странице)

Рис. 2-10. Стратиграфическая колонка Тфанской тектонической зоны

Описание стратиграфии, к рис. 2-10, продолжение

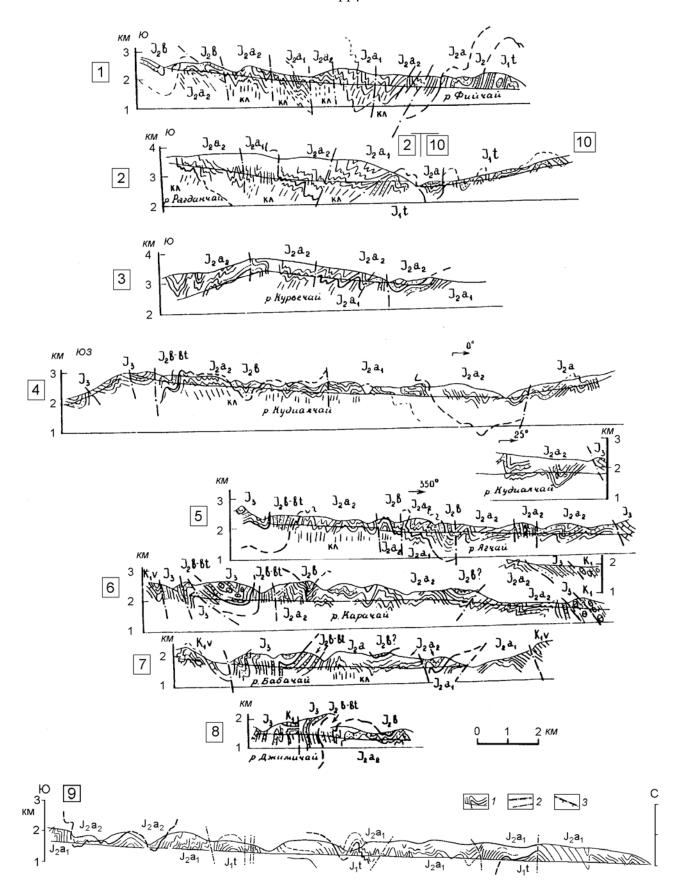
- **10. Аален. Верхнесидеритовая свита** ( $J_2a_2^{-1}$ ). Чередование аргиллитов (80-85%) и алевролитов с большим количеством конкреций сидеритов. В ритмах по 0.5-1 м мощностью алевролиты образуют слои около 10 см мощностью. Песчаники встречаются редко. Мощность свиты 500-750 м.
- **11. Аален. Аташкаинский горизонт**  $(\mathbf{J_2a_1}^2)$ . Чередование алевролитов и песчаников с аргиллитами. Мощные пласты песчаников до 0.5-2 м мощностью составляют 80-90% ритма. Мощность пачки до 100 м.
- **12. Аален. Нижнесидеритовая свита** ( $J_2a_1^{-1}$ ). Чередование аргиллитов (80-85%) и алевролитов, распространены конкреции сидеритов. В ритмах по 0.5-1 м мощность алевролитов не больше 10 см мощностью. Песчаники встречаются редко. Общая мощность 900-1400 м.
- **13. Нижняя юра, тоар** ( $\mathbf{J_1t}$ ). Толстослоистые песчаники (до 5 15 м) и глинистые сланцы (по 10 17 м), песчано-сланцевые ритмы; Мощность толщи 3-3.5 км. *Предположительно*.
- **14. Нижняя юра, плинсбах, синемюр** ( $J_1p+s$ ). В основании разреза грубые осадки, до конгломератов, иногда вулканиты. Выше монотонные сланцы с конкрециями сидеритов. Мощность около 1.5 км. *Предположительно*.
- **NB.** Показаны мощности принятого в работе разреза для южной части зоны. В северной части зоны условная общая мощность уменьшена (c16.5 до 12 км) за счет уменьшения мощности в основном нижнемеловых пачек ( $J_3tt_2$ - $K_1v$  до 1 км;  $K_1h$ -br до 1 км)

практически неотличимы, и состоят из слабо кливажированных глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и сидеритовыми конкрециями. Однако разделяющие их маркирующие аташкаинские песчаники (верхняя пачка нижнего аалена) во всех случаях позволяли установить относительный возраст толщ. Над верхней сидеритовой толщей залегает песчано-сланцевое чередование верхней пачки верхнего аалена. Общая мощность ааленских отложений составляет от 2.5 до 3.0 км. Массивные слоистые песчаники байоса общей мощностью от 300 до 800 метров выходят в центральной части структуры в восточной части Тфанской зоны и повсеместно – в ее южных складках. Песчано-сланцевая толща бата мощностью до 300 метров обнажается только в южных частях Тфанской зоны. Здесь, выше байоса и бата, иногда с небольшим стратиграфическим перерывом, залегают флишевые толщи верхней юры и мела, имеющие значительную мощность. Несколько пачек верхнеюрского карбонатного флиша, с келловея по титон, имеют разнообразный облик, иногда – красноцветную окраску, их суммарная мощность достигает 0.8-1.0 км. В пределах собственно Тфанской зоны отложения выше верхней юры не представлены, но не существует значимых отличий в разрезе восточной части Тфанской зоны и расположенной южнее Ковдагской зоны, поэтому можно смело предполагать, что описанный выше разрез надстраивается мелом и палеогеном. Верхний титон и валанжин образуют общую толщу и представляют собой субфлишевое переслаивание известняков мощностью до 2.5 км. Еще более мощную толщу образуют расположенное выше переслаивание глин и песчаников готерива и баррема – до 3 км. Другие стратиграфические подразделения нижнего и верхнего мела представлены толщами относительно небольшой мощности – от 150 до 500 метров (рис. 2-10). Сумгаитская свита палеогена мощностью 100 метров завершает разрез. Таким образом, в Тфанской зоне можно ожидать существования осадочного чехла общей мощностью до 16-17 км. В северной части Тфанской зоны известны перерывы в осадконакоплении и уменьшенные мощности стратиграфических подразделений. Это касается толщ аалена, а также пачек валанжина и готерива-баррема. Здесь мощность всего чехла может быть уменьшена до 12 км. То, что многие стратиграфические горизонты уменьшают свою мощность на севере района, отмечалось ранее А.М. Шурыгиным [1962], который опирался на описания разреза мела в районе с. Будуг. Все эти особенности стратиграфического разреза отражены также в картах фаций и мощностей в его монографии.

Весьма примечательно, что комбинация фаций верхней юры в области периклинали среднеюрских пород (район с. Конахкенд) указывает на долговременное существование особенности этой структуры. С севера на юг, от параплатформенных условий накопления карбонатных осадков Шахдагской зоны условия меняются на область размыва (Хизинская зона), далее непосредственно к западу от с. Конахкенд наблюдается толща красноцветных конгломератов, в 10 км к востоку это уже мощная пачка чередования серых глин и песчаников, а на границе с Ковдагской зоной в 5 км к юго-западу от с. Конахкенд наблюдаются красноцветные песчано-сланцевые толщи, в которых развит кливаж. Таким образом, вокруг Конахкендской периклинали наблюдаются резкие изменения условий осадконакопления в поздней юре.

Структура смятого в разномасштабные складки осадочного чехла Юго-Восточного Кавказа охарактеризована по детальным пересечениям (рис. 2-8) в пределах Дагестана — на западе по р. Фийчай (профиль 1), р. Рагданчай (пр. 2), р. Мазачай и Ахтычай (пр. 9), г. Шалбуздаг (пр. 10), а также в Азербайджане в разрезах с 3 по 8 с запада на восток: р. Курвечай (пр. 3), р. Кудиалчай, р. Агчай, р. Карачай, р. Бабачай, р. Джимичай. Информация о стратиграфии и структуре района опубликована в [Шолпо и др., 1993], там же представлены в обобщенном виде все пересечения.

Складчатая структура Шахдагской зоны в терригенных отложениях нижней и средней юры изучена в основном по двум пересечениям (рис. 2-8, пр. 9 и 10; рис. 2-11, пр. 9). Кроме этого, в качестве источника дополнительных наблюдений можно рассматривать северные части структурных профилей 1 и 4-8. Зона представлена крупной сложно построенной синклиналью в своей южной части, отвечающей, вероятно, погружению структуры под массивом Шахдага, а также комбинацией расположенных севернее нескольких крупных складок, имеющих осложнения рядом с крупными разрывами. Севернее разреза 9 расположено продолжение Мугринской ступени В.Н. Шолпо [1964], которая обозначена им как «зона коробчатых складок».



**Рис. 2-11.** Структурные пересечения для Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа (по [Шолпо и др., 1993], с небольшими добавлениями). Номера профилей соответствуют рис. 2-8. I — слоистость и геологические границы; 2 — крупные и мелкие разрывы внутри структуры зон; 3 — крупные разломы на границах тектонических зон

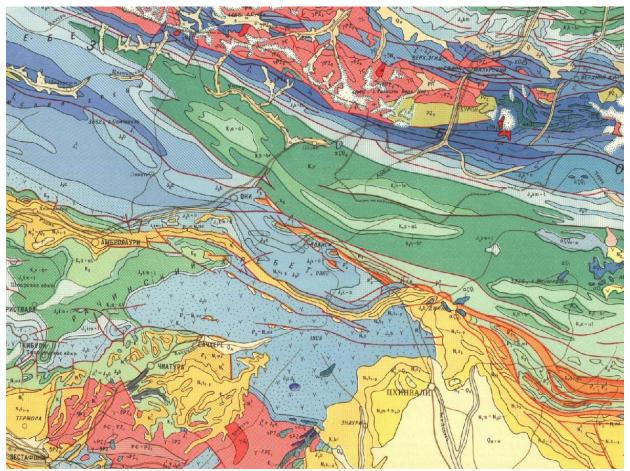
В структуре Тфанской тектонической зоны выделяются три крупных структуры (складки первого порядка) – две простые краевые синклинали и широкая сложная антиклиналь между ними (рис. 2-13, пр. 1, 4, 6). В ареале выходов отложений средней юры, к востоку от меридиана г. Шахдаг, северная его часть, поднятая относительно более южных структур, выделяется в качестве Куруш-Конахкендского антиклинория [Хаин, Шарданов, 1957], южной границей которого является продолжение ГКР (он же западнее, в пределах Дагестана – Ахтычайский разлом). В районе с. Конахкенд в этой структуре наблюдается угловое несогласие с толщами верхней юры и валанжина. В связи с этим северные части построенных разрезов мы относим к Шахдагской зоне. В строении южной крупной синклинали Тфанской зоны принимают участие толщи байоса (мощные песчаники), бата и карбонатный флиш верхней юры, а местами и валанжина. Граница с Ковдагской зоной, Малкамудский надвиг в районе профиля 4 представлен несколькими плоскостями, подставляющими друг друга по простиранию в полосе шириной 1-2 км. В связи с этим, а также, поскольку к востоку на своем погружении структура существенно упрощается до нескольких крупных складок (рис. 2-11, пр. 7), южная граница Тфанской зоны не всегда может быть выделена уверенно.

Ковдагская тектоническая зона, расположенная южнее Тфанской, нами не рассматривается, поскольку здесь в структуре Большого Кавказа она не представлена достаточно полно: на границе с расположенным еще южнее Вандамским антиклинорием она перекрыта неогеновыми осадками Лагичского синклинория, а западнее ее закрывают структуры Алазанской впадины. Эта часть структуры Большого Кавказа в полном виде выходит на поверхность в следующем районе – в Чиаурской зоне, и описана ниже.

#### 2. 5. Геологическое строение Чиаурской тектонической зоны

Структура и стратиграфия Чиаурской зоны в ее западной части изучены не так подробно, как регион Юго-Восточного Кавказа. Внимание чаще привлекала зона покровов и надвигов в районе пересечения по Военно-Грузинской дороге, а также структуры восточнее, к югу от Алазанской долины. Ниже используются материалы региональных исследований [Геология СССР т. IX, 1968], монографии [Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993], а также собственные наблюдения [Яковлев, 1978; 1997].

В пределах Чиаурской зоны выходит значительный по мощности разрез флишевых терригенных и терригенно-карбонатных толщ от верхней юры на севере до верхнего мела на юге (рис. 2-12, 2-13, 2-14). Характерными толщами являются темные толстослоистые известняки и мергели верхней юры (1.2 км мощностью), нижнемеловые черные глинистые сланцы нижнего валанжина (1.0 км), флишоидные известняки и мергели верхнего валанжина (0.6 км), сменяемые выше более песчанистыми толщами неокома (2.3 км) и известняками



**Рис. 2-12.** Часть геологической карты Большого Кавказа (без расшифровки условных знаков) для района Дзирульского массива и Чиаурской зоны ([Геологическая..., 1978]).

верхнего мела (1.2 км). Этот разрез в целом подстилается теми же отложениями нижней и средней юры, что и в Восточном Кавказе; это хорошо видно на карте в западной центриклинали зоны (рис. 2-12, 2-13). В районах восточнее с. Джава разрез надстраивается мощной толщей палеогена [Щерба, 1987]. Общая мощность отложений всего чехла, включая 4.0 км нижней юры и 3.0 км средней, а также 2 км палеогена может достигать 15.3 км.

В структуре по рекам Кешельтадон на юге и Гинатдон на севере (рис. 2-13, рис. 2-15, проф. 2) выделяется глубокая синклиналь на юге (в ядре выходит верхний мел), сопряженная с антиклиналью севернее, имеющей верхний валанжин в ядре. Еще далее к северу наблюдается многопорядковая складчатость, нарушенная разрывами, с несколькими относительно крупными складками. Важно также, что в отличие от Ковдагской зоны ЮВК выбранный профиль опирается на оба граничных разлома, и что в этом районе видно строение расположенного южнее Закавказского массива (рис. 2-12). Повторим еще раз, что структура Окрибо-Сачхерской зоны, к северу от Дзирульского массива представляет собой пологое почти моноклинальное падение толщ туфов и аргиллито-алевролитового чередования (20 – 30° падения на север), которое осложнено несколькими открытыми складками, расположенными рядом с разрывами типа взбросов. Эта структура с угловым несогласием перекрыта в районе Рачинского хребта

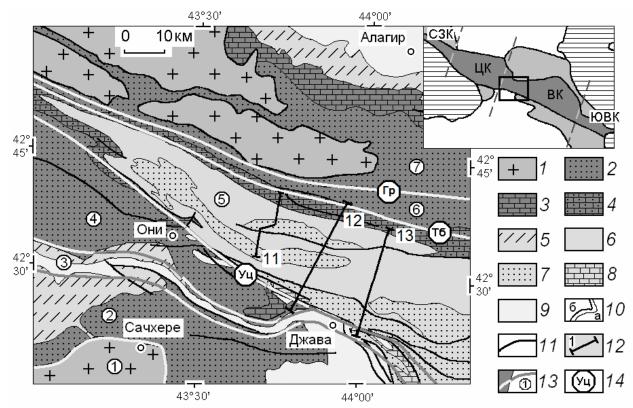
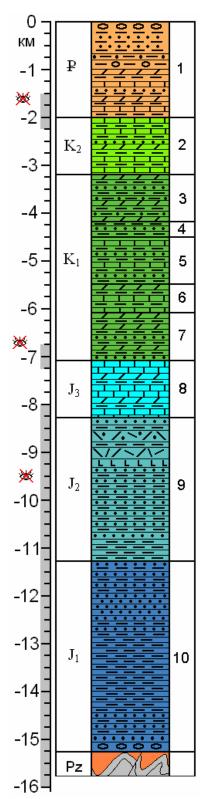


Рис. 2-13. Схематическая геологическая карта Чиаурской тектонической зоны Большого Кавказа (по [Яковлев, 2012а]); использована карта 1:500 000 [Геологическая..., 1978]. I — выходы фундамента палеозойского и докембрийского возраста, 2 — отложения нижней и средней юры; 3 — верхняя юра карбонатных параплатформенных фаций; 4 — верхняя юра, карбонатный флиш; 5 — нерасчлененный мел параплатформенных фаций; 6 — берриас и валанжин; 7 — готерив — альб; 8 — верхний мел; 9 — палеоген и неоген; 10 — геологические границы (а — согласные, 6 — с угловым несогласием); 11 — разрывы без разделения на кинематические типы; 12 — линии структурных профилей и их номера; 13 — границы тектонических зон и их номера: (1 — Дзирульский массив, 2 — Окрибо-Сачхерская зона, 3 — Рача-Лечхумский шовный разлом, 4 — Гагро-Джавская зона, 5 — Чиаурская зона, 6 — Бзыбско-Казбекская зона [Панов, 1988], 7 — Дигоро-Осетинская зона; 14 — крупнейшие разрывные структуры и их названия: Уц — Уцерский разлом, Тб — Тибский надвиг; Гр — Главный Кавказский разлом.

субгоризонтальной толщей карбонатных пород верхней юры и мела, которые в свою очередь нарушены пологими складками, субвертикальными разрывами и грабенами, заполненными неогеновыми песками. В пределах Гагро-Джавской зоны разрез средней юры имеет обычный характер, терригенные и вулканогенные толщи смяты в складки среднего размера, иногда тесно сжатые. Составить представление об общей структуре этой зоны сложно, поскольку в нескольких соседних блоках оси складок не параллельны и не всегда совпадают с нанесенными на геологическую карту. В районе с. Джавы распространена смятая в складки мощная вулканогенная «порфиритовая» свита байоса. В районе с. Кваиси (долина р. Джоджора) и с. Уцера (долина р. Риони, в пределах Гагро-Джавской зоны) к югу от Уцерского разлома наблюдается относительно маломощный разрез карбонатных пород верхней юры, мела и палеогена, залегающий в целом субгоризонтально на различных смятых в складки пачках пород



- 1. Палеоген ( $\mathbf{P}_{1+2}$ ). Верхняя часть толщи содержит глыбовые конгломераты вулканогенного байоса и рифовых известняков титона, ниже глины, мергели, песчаники (не флишевые). Нижняя часть разреза представлена флишевым чередованием красных, серых, зеленых глин и аргиллитов с алевролитами, песчаниками, мергелями, известняками. Мощность толщи 2-3 км
- **2. Верхний мел** ( $\mathbf{K}_2$ ). Мелководные глины и аргиллиты серого и красного цвета, известняки белые литографские; кремнистые аргиллиты, известняки, туфы (ананурская свита), песчаники, конгломераты, мергели. Мощность толщи 1-1.3 км.
- **3. Нижний мел,** апт альб ( $\mathbf{K}_1\mathbf{a}$ -al). Переслаивание аргиллитов с тонкими слоями полимиктовых песчаников (1-5 см), мергелей, песчанистых глин. В верхней части разреза пестрые глинистые сланцы и мергели. Мощность толщи 0.5-1.1 км.
- **4. Нижний мел,** верхний готерив баррем ( $K_1h_2$ -br). Чередование тонкослоистых глинистых сланцев и песчаников (от 1 до 5-15 см), глинистые сланцы (0.3-0.5 м) с редкими прослоями песчаников до 5 м (пасанаурская свита). Мощность толщи от 0.3 до 0.8 км.
- **5. Нижний мел,** нижний готерив ( $\mathbf{K_1h_1}$ ). Чередование глинистых сланцев с песчаниками и известняками. Мощности слоев по 0.3-0.5 м. Мощность толщи от 0.3 до 0.8 км.
- **6. Нижний мел,** верхний валанжин ( $K_1v_2$ ). Флишевое чередование темносерых мергелей (белесоватые с поверхности) с глинисто-мергелистыми сланцами в равных долях слоями мощность по 0.2-0.5 м. Мощность толщи 0.6-1.2 км.
- **7. Нижний мел,** берриас(?)-нижний валанжин ( $K_1v_1$ ). Черные глинистые сланцы с прослоями мергелей и алевролитов (10-20% разреза), имеющие тонкую ритмичность (0.05-0.2 м). Общая мощность около 1 км.
- **8.** Верхняя юра ( $J_3$ ). В верхней части преобладают темные известняки (слои по 0.2-1 м мощности) с небольшими прослоями аспидных сланцев (5-10% разреза). В нижней части –мергели серого и коричневого цвета, а также известняки и карбонатные песчаники (30-40% разреза), мощность слоев от 0.3 до 3 м. Мощность всей толщи 0.8-1.5 км.
- **9.** Средняя юра  $(J_2)$ . Разнообразные чередования некарбонатных сланцев с песчаниками и алевритами, южнее и западнее Чиаурской зоны в комбинации с базальтами и туфами «порфиритовой» свиты байоса. Предполагаемая мощность 3 км по аналогии с соседними зонами.
- **10. Нижняя юра** (**J**<sub>1</sub>). Выходит на поверхность севернее, западнее и южнее Чиаурской зоны. В основании разреза грубые осадки, до конгломератов, иногда вулканиты. Выше монотонные аспидные сланцы с конкрециями сидеритов. Встречаются пласты песчаников. В верхней части разреза песчано-сланцевое чередование. Предполагаемая мощность около 4 км по аналогии с соседними тектоническими зонами.

**Рис. 2-14.** Стратиграфическая колонка осадочного чехла Чиаурской тектонической зоны. Подразделения 1-10 отмечены на структурных разрезах.

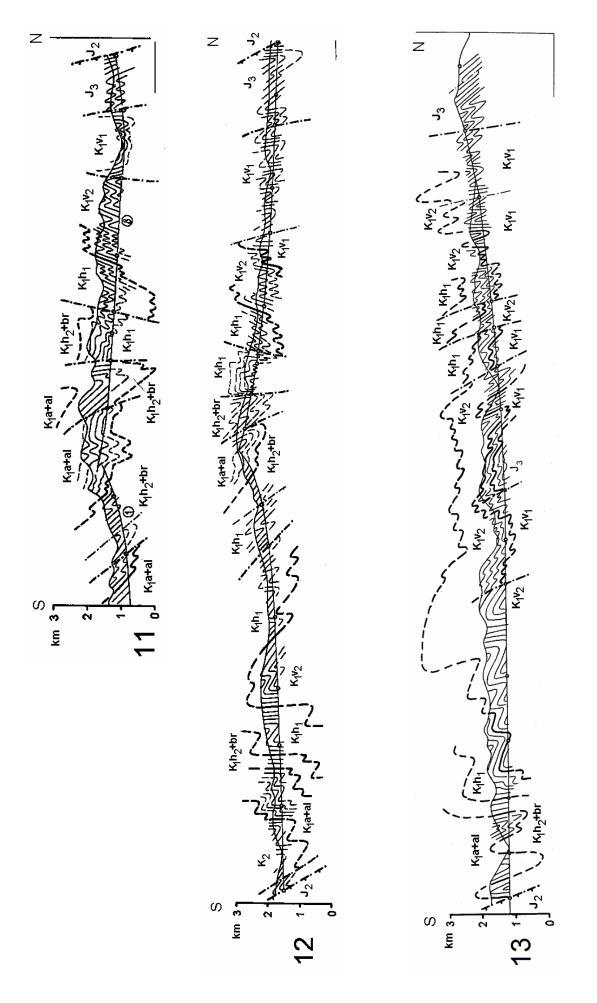


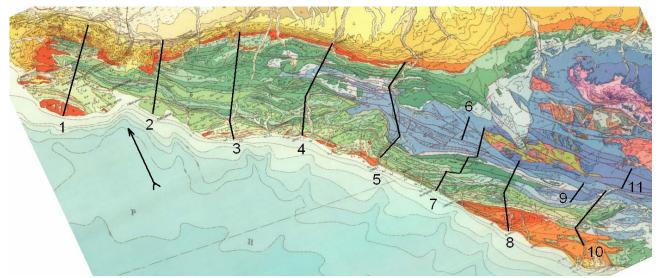
Рис. 2-15. Структурные пересечения через Чиаурскую тектоническую зону (по [Яковлев, 1997]).

средней юры. Этот разрез нарушен несколькими пологими надвигами на юг и складками. Отметим, что Уцерский разлом находится на простирании Рача-Лечхумского шовного разлома, а сам шовный разлом к западу от с. Джава S-образно изгибается и смещается к югу (рис. 2-12), далее уходя к г. Амбролаури и еще дальше на запад – к г. Гагры. Положение осевой части Рача-Лечхумского разлома фиксируется по узким депрессиям, выполненным неогеновыми терригенными осадками, которые локально испытали складчатые деформации. Зона самого разлома имеет ширину до 5 – 10 км. Для нее характерно наличие блоков, в которых отражена сложная история геологического развития: соседние блоки могут иметь резко отличные друг от друга разрезы, в которых то присутствуют, то отсутствуют разновозрастные пачки верхнеюрских пород параплатформенного характера. Заметим, что карты фаций этой зоны для нескольких подразделений раннего и позднего мела [Гегучадзе, 1973] не показывают какойлибо одной линии, по которой неизменно проходит полная смена фациального состава, поэтому нельзя считать, что где-то здесь можно найти зону (плоскость) крупной сутуры с большой амплитудой горизонтального смещения. Общая мощность осадочного чехла в тектонических зонах к югу от Чиаурской зоны может достигать 5-7 км нижней и средней юры и не более 1 -1.5 км верхней юры и мела. При этом вся меловая система имеет местами не более 100 м мошности

### 2. 6. Геологическое строение Северо-Западного Кавказа, его складчатая структура

Северо-Западный Кавказ может быть отнесен к числу наиболее изученных регионов Кавказа. Однако сложность его геологической истории и непростое сочетание складок разного масштаба и крупных разломов обусловили появление нескольких вариантов схем его строения. В описании стратиграфии и структурно-фациальных зон мы будем опираться на одну из последних сводок по геологии района [Маринин, Расцветаев, 2008].

Основной чертой этого региона является его погружение на северо-запад к периклинали всего сооружения Большого Кавказа (рис. 2-16). На востоке его близость к сектору Центрального Кавказа обеспечивает выход на поверхность палеозойского фундамента севернее Главного Кавказского разлома, и, соответственно, в пределах складчатого сооружения виден полностью весь осадочный чехол от нижней юры до эоцена с переходами (с угловыми несогласиями и без них) к майкопской серии ( $\mathbf{P}_3$ - $\mathbf{N}_1^{-1}$ ) нижней молассы и к свитам верхней молассы. Важной чертой региона является относительно большая доля аргиллитов (как некомпетентных пород) в свитах нижней и средней юры, что привело к возникновению большого количества мелких складок в его восточной части. Соответственно, существенно карбонатный характер пород мела и палеогена в верхней части разреза (образовавших компетентные толщи) создало условия для формирования в основном крупных складок в



**Рис. 2-16.** Часть геологической карты Большого Кавказа для района Северо-Западного Кавказа (без расшифровки условных знаков, [Геологическая, 1978]).

западной части. В этом смысле Северо-Западный Кавказ представляет собой такой регион, в котором представлен полный спектр складчатых структур во всем объеме осадочного чехла.

Значительная подвижность поперечных и продольных блоков земной коры на протяжении альпийского этапа развития обусловила сложность и большое разнообразие стратиграфии юры, мела и палеогена. В сочетании с рядом крупных разрывов и с заметными отличиями в стиле складчатых структур разных блоков, а также с некоторыми перерывами в осадконакоплении, это сформировало в конце концов такую структуру, в которой выделяется целый ряд структурно-фациальных зон (рис. 2-17). Важно отметить, что только в нескольких зонах присутствует полный разрез альпийского осадочного чехла, поэтому невозможно дать полноценное описание переходов между структурно-фациальными зонами по простиранию, вкрест простирания, а также вверх и вниз по стратиграфическому разрезу. А.В. Маринин [Маринин, Расцветаев, 2008] в структуре Северо-Западного Кавказа выделяет три крупных части: северный склон мегантиклинория, центральный антиклинорий и южное крыло мегантиклинория (оно же – Новороссийский синклинорий).

Северное крыло всего сооружения состоит из трех зон: Азовской антиклинальной на границе со структурами Скифской плиты, а также Абино-Гунайской южнее. На простирании последней зоны на восток (на границе с Центральным Кавказом) по особенностям структуры и стратиграфии выделяется Лагонакская зона. В Центральном антиклинории выделяются Чугушское поднятие на востоке региона, имеющее два структурных этажа — палеозойский фундамент и нижнее-среднеюрский осадочный чехол, а также Гойтхский антиклинорий, расположенный западнее и южнее Чугушского поднятия (рис. 2-17). В Гойтхском антиклинории также выделяются два этажа: нижнее-среднеюрский и келловей-эоценовый.

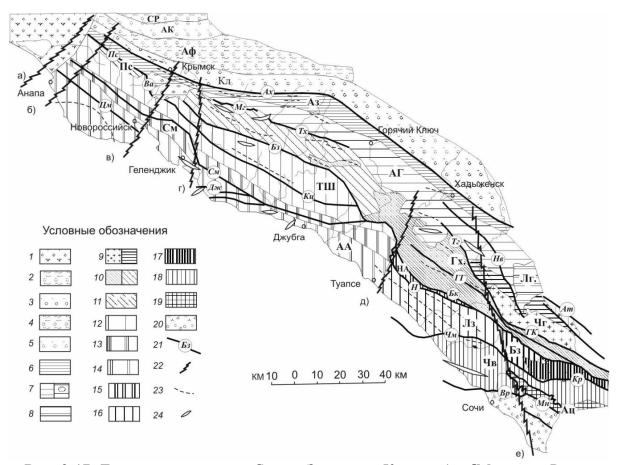


Рис. 2-17. Тектоническая схема Северо-Западного Кавказа (по [Маринин, Расцветаев, c использованием материалов Ч.Б. Борукаева, А.Ф. Земченко, В.А. Лаврищева, С.Г. Корсакова, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, А.Н. Шарданова): 1 – Керченско-Таманский поперечный прогиб; 2–5 – Западно-Кубанский краевой прогиб: 2 – Славянско-Рязанская впадина (СР); 3 – Анастастиевско-Краснодарская антиклинальная зона (АК); 4 – Адагумо-Афипская впадина (Аф); 5 – Калужский антиклинальный пояс (Кл); 6-19 - Складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа: 6-8 - северное крыло мегантиклинория: 6 – Азовская антиклинальная зона (пояс) (Аз); 7 – Абино-Гунайская зона (АГ) (а – келловей-эоценовый структурный этаж, б-олигоцен-антропогеновый структурный этаж); 8 — Лагонакская зона (Лг); 9—11 — центральный антиклинорий: 9 — Чугушское поднятие (Чг) (а – доюрский фундамент; б – нижне-среднеюрский структурный этаж); 10 - Гойтхский антиклинорий (Гх) (а - нижне-среднеюрский структурный этаж, б – келловей-эоценовый структурный этаж); 11 – Псебепская антиклинальная зона (антиклинорий) (Пс); 12–19 – южное крыло мегантиклинория (Новороссийский синклинорий): 12 - Тхабско-Шапсугская синклинальная зона (ТШ); 13 - Семигорская антиклинальная зона (См); 14 – Анапско-Агойская синклинальная зона (АА); 15 – Невеб-Аутлинская зона (НА); 16 – Лазаревская зона (Лз) как часть Новороссийского синклинория; 17 – Бзычская зона (Бз); 18 – Чвежипсинская синклинальная зона (Чв); 19 – Ахцу шовная (антиклинальная) зона (Ац); 20 – Адлерская депрессия; 21 – крупные разрывные нарушения (названия показаны курсивом в кружках: Ах – Ахтырский, Ат – Атамажинский,  $B_3$  — Безепский,  $B_K$  — Бекишейский,  $B_R$  — Вернеабинский,  $B_R$  — Воронцовский,  $B_R$  — Гойтх-Гогопсинский, ГК – Главный Кавказский, Дж – Джанхотский, Кр – Краснополянский, Ku — Коцехурский, Mz — Медвежьегорский, Mh — Монастырский, Ha — Навагинский, H – Наужинский,  $\Pi c$  – Псебепский,  $C_M$  – Семигорский,  $T_2$  – Тугупсинский, Тх – Тхамахинский, Цм – Цемесский, Чм – Чемитокваджинский); 22 – крупные поперечные флексурно-разломные зоны (а – Джигинская, б – Анапская, в – Новороссийская, г – Геленджикская, д – Туапсинская, е – Пшехско-Адлерская); 23 – антиклинали; 24 синклинали.

Ближе к периклинали на западе региона на простирании Гойхтского антиклинория выделяется Псебепская антиклинальная зона.

Еще более сложным строением обладает южное крыло. Тхабско-Шабсугская синклинальная зона занимает почти центральную часть региона в его западной части (до меридиана г. Туапсе), непосредственно южнее Гойтхского антиклинория. Еще южнее находится Семигорская антиклинальная зона. Последняя к югу, Анапско- Агойская синклинальная зона срезана побережьем Черного моря. Восточнее г. Туапсе эти три зоны сменяются Невеб-Аутлинской зоной (узкой, на севере) и Лазаревской, которая примерно по простиранию сменяет Анапско-Агойской зону. Чвежипсинская зона расположена южнее и восточнее Лазаревской. Восточнее меридиана г. Сочи на продолжении Лазаревской зоны выделяется Бзычская зона. Чвежипсинская зона сменяется к югу узкой антиклинальной зоной, ограничивающей Большой Кавказ с юга — шовной зоной Ахцу. Еще южнее находится Адлерская депрессия (в рамках Абхазской зоны), которую можно отнести к Закавказскому срединному массиву.

Основные разрывные нарушения имеют общее простирание со всем сооружением Северо-Западного Кавказа. Пшекиш-Тырныаузская шовная зона на востоке региона по направлению на запад уходит под субгоризонтальные верхнеюрские известняки Лагонакской зоны и появляется еще западнее в виде сложных складчато-разрывных структур Ахтырского разлома. Здесь большое значение придается надвигам на север, имеющим амплитуду в первые километры [Попков, 2001; 2005; 2006; Тектоника..., 2009]. Палеозойское ядро в Чугушском поднятии с юга ограничено Главным Кавказским разломом, которому многие исследователи приписывают значительную горизонтальную амплитуду. Здесь надо согласиться с мнением М.Л. Сомина [2000а], отрицающего на основании ряда геологических фактов в секторе Центрального Кавказа возможность существования значимых горизонтальных перемещений, поскольку здесь этот надвиг на запад не прослеживается (рис. 2-17). Следующий к югу крупный надвиг (Безепский, он же – Бекишейский) отделяет структуры Гойтхского антиклинория от Новороссийского синклинория. Примерно от меридиана г. Туапсе на запад от этой структуры отделяются два разлома – Коцехурский и Семигорский. В восточной части региона к другим крупным разломам следует отнести два: Краснополянский (он же - Чемитокваджинский) и Воронцовский покров, ограничивающие с севера и юга Чвежипсинскую зону. В ряде построений [Пруцкий, Лаврищев, 1989; Баранов и др., 1990, 1995; Лаврищев, Греков, 1999] все эти разломы (или некоторые из них) интерпретируются как надвиги со значительным горизонтальным перемещением, которые имеют пологое залегание в подошве осадочного чехла. Заметим, что из них только Воронцовский разлом имеет реально закартированную субгоризонтальную плоскость смещения на юг с видимой амплитудой около 15 км. В пределах

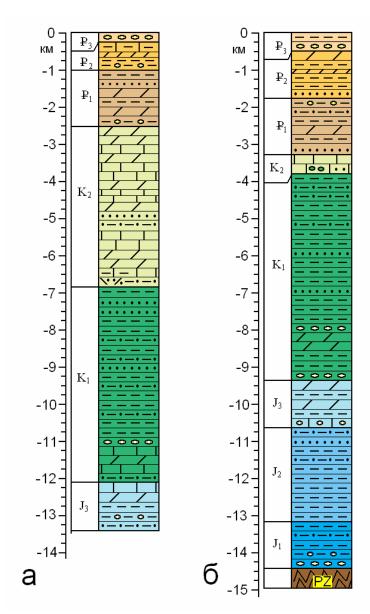
Туапсинского прогиба в акватории Черного моря, на простирании Чвежипсинской зоны и Адлерской депрессии, найдены многочисленные надвиги в кайнозойских отложениях. Часть этих разрывов так же интерпретируется как имеющие крупномасштабные смещения надвиги. А.В. Маринин [Маринин, Расцветаев, 2008] показывает в структуре Северо-Западного Кавказа ряд известных поперечных флексурно-разломных зон, отделяющих друг от друга несколько структурных степеней. Почти все указанные продольные и поперечные разломы или флексуры должны считаться долгоживущими, поскольку они оказали влияние на характер осадконакопления в альпийское время, как по фациальному составу, так и по мощностям тех или иных подразделений.

Полное и подробное описание стратиграфии и морфологии складчатой структуры Северо-Западного Кавказа не входит в число задач исследования, поэтому ограничимся только самой общей их характеристикой. В этом описании будем опираться на ряд наиболее важных последних работ [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Шолпо и др., 1993; Маринин, Расцветаев, 2008].

Сложная история развития и уже упомянутая значительная подвижность блоков земной коры в более чем десяти тектонических зонах обусловили существенное разнообразие стратиграфических разрезов как по фациям, так и по мощностям подразделений. Например, в шести обобщенных стратиграфических колонках [Маринин, Расцветаев, 2008] учтена информация по более чем 100 свитам, а Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989] для характеристики региона привел стратиграфические колонки для 9 разных тектонических зон.

Как и в других частях Большого Кавказа, нижняя юра в этом регионе ложится на размытую поверхность метаморфических палеозойских пород, она представлена базальными конгломератами в низах разреза (рис. 2-18). Далее вверх по разрезу преобладают аргиллиты с прослоями песчаников и туфов. Общая видимая мощность толщ этого возраста – до 1-2 км. Среднеюрские толщи представлены аргиллитами с пластами песчаников, туфов, пачками песчано-аргиллитового чередования. Характерная черта толщи – наличие сидеритовых конкреций. В Абхазской, Чвежипсинской и Лазаревской зонах важной частью разреза является байос, сложенный вулканогенным материалом («порфиритовая» свита). Мощность среднеюрских отложений доходит до 4-6 км в центральных тектонических зонах, заметно уменьшаясь на север и на юг к периферии всего сооружения.

Верхнеюрские породы залегают трансгрессивно на среднеюрских, а в Лагонакской зоне – с размывом. Чаще всего толщи образованы флишевым переслаиванием известняков, мергелей и аргиллитов. В Лагонакской зоне это – рифовые известняки (г. Фишт); к западу, в Абино-Гунайской зоне, верхняя юра представлена пестрыми аргиллитами, песчаниками и известняками. Органогенные верхнеюрские известняки субплатформенного типа характерны также для зон Абхазской и Ахцу (рис. 2-17). Общая мощность толщи от 500 м до 1-2 км.



**Рис. 2-18.** Пример обобщенных стратиграфических колонок двух тектонических зон Северо-Западного Кавказа: а — северная часть Новороссийского синклинория (неполная колонка), б — Абино-Гунайский синклинорий (по [Маринин, Расцветаев, 2008], с изменениями — добавлена масштабная линейка).

Нижнемеловые толщи в центральной части всего сооружения образованы флишоидными карбонатно-терригенными породами; в Лазаревской зоне относительная доля карбонатных пород значительна, в остальных зонах в разрезе скорее преобладают аргиллиты. Мощность толщи – от 3 до 5.5 км. Отложения верхнего мела занимают широкие поля в ядрах синклиналей в Новороссийском синклинории и, восточнее, в его аналоге, в Лазаревской зоне. Они представлены флишевым чередованием известняков и мергелей (реже – песчаников) с известковистыми аргиллитами. Аргиллиты и известняки в разрезе представлены примерно в равные долях, слои имеют среднюю мощность, иногда формируют тонкоритмичные толщи. Цвет пород в основном темный, светло-серый, голубой. Встречаются слои с красноватыми оттенками. Общая мощность толщи – до 5.5 км (Новороссийская зона), в южных и северных

тектонических зонах она уменьшается до 0.5-2 км. Характерно, что в северных зонах, Абино-Гунайской и Гойхтской, наблюдается несколько перерывов и небольших несогласий, часть горизонтов верхнего мела отсутствует.

Отложения палеогена будут нами охарактеризованы только для палеоцена и эоцена, поскольку майкопские толщи олигоцена относятся уже к верхней молассе, и, чаще всего, отделяются от нижележащих горизонтов перерывом или угловым несогласием. Нижняя часть палеогена обычно образует с отложениями верхнего мела непрерывный разрез, характер которого в целом сохраняется. Это глины, аргиллиты с редкими прослоями песчаников, алевролитов, мергелей. В Абино-Гунайской зоне в верхней части разреза увеличивается доля известняков и мергелей, в Чвежипсинской зоне – песчаников. Мощность толщ палеогена составляет от 1 до 3 км, причем в центральных зонах она меньше, чем по периферии. Нельзя не отметить, что в Абхазской зоне (Адлерская депрессия) перекрывающий эти толщи олигоцен представлен не майкопской свитой (аргиллиты и мергели с прослоями песчаников), как это наблюдается во других случаях, а флишевыми ритмичными аргиллитами.

Суммируя все описания, можно увидеть, что для общего распределения мощностей альпийского осадочного чехла по площади складчатого сооружения характерно их увеличение к его центральной оси. Так, для северной части Новороссийского синклинория (рис. 2-18) отмечаются наибольшие мощности низов палеогена, верхнего и нижнего мела, а также верхней юры (13 км в сумме). Если к этому добавить около 6 км средней юры, выходящей на поверхность в Гойтхском антиклинории севернее и еще около 1 км нижней юры, то получится, что общая мощность чехла может достигать 20 км. В то же время в Лагонакской зоне на севере весь чехол имеет мощность 2.5 – 3 км, а в Абхазской зоне на юге – около 5 км (без нижней юры). По простиранию Северо-Западного Кавказа распределение мощностей чехла выглядит как их уменьшение к востоку, хотя отсутствие выходов средней и нижней юры и, соответственно, отсутствие достоверных данных по их мощностям для центра и запада всего сооружения (рис. 2-16) не позволяет это утверждать точно.

Складчатые структуры Северо-Западного Кавказа в структурном отношении изучены достаточно детально. Мы будем опираться на результаты многолетних исследований группы Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989] и Е.А. Рогожина [Шолпо и др., 1993]. В обоих случаях составленные структурные профили, разумеется, учитывали материалы геологического картирования, но опирались не на замеры залеганий слоистости, вынесенные на карту, а на собственные замеры всех элементов складчатой и разрывной структуры, сделанные непосредственно в поле. В связи с этим можно утверждать, что эти пересечения наиболее полно отражают именно природную структуру, а не теоретические взгляды авторов разрезов. По ряду параметров профили, составленные Е.А. Рогожиным, представлялись более точными, поэтому,

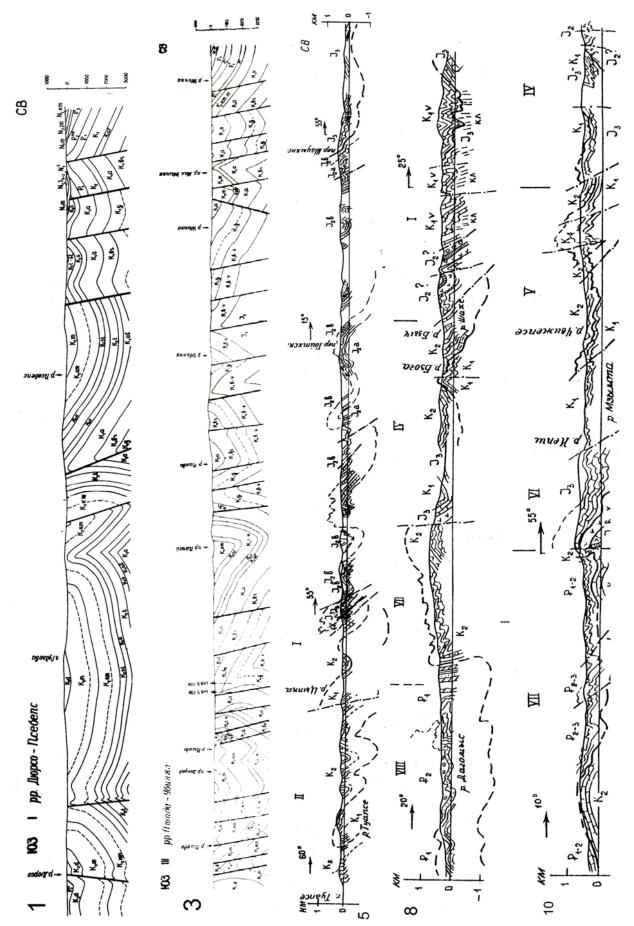
если пересечения дублировались, то брались именно они. Нами были использованы для разнообразных исследований 11 структурных пересечений, из которых первые четыре (на западе района) были составлены Т.В. Гиоргобиани, а остальные 7 – Е.А. Рогожиным (рис. 2-16).

Общая складчато-разрывная структура, отраженная на пересечениях (рис. 2-19), имеет ряд закономерностей. Первая и наиболее заметная, — это то, что количество складок с запад на восток и с верхних частей стратиграфического разреза в нижние части существенно увеличивается (см. профили 1 и 10, рис. 2-19). Постулируемая во многих исследованиях общая вергентность структуры на юг при рассмотрении пересечений представляется явным преувеличением. Так на профиле 2 есть только складки с наклоном на север; в северной части региона на многих профилях наблюдаются широкие полосы с наклоном осевых плоскостей на север. Здесь необходимо отметить существование протяженных зон небольшой ширины, в которых наблюдаются складки с почти горизонтальными осевыми поверхностями, причем часть их являются наложенными (второй генерации). Это характерно для южной границы сооружения Северо-Западного Кавказа на профилях 5, 7, 8.

Судя по пересечениям, какие-то конкретные крупные складки с формой, относительно постоянной по простиранию всего региона, выделить достаточно сложно, хотя многие складки легко прослеживаются на двух — трех соседних профилях. Так, Е.А. Рогожин прослеживает в пределах Гойтхского антиклинория крупную антиклиналь II порядка в его центральной части, которая обрамлена такими же синклиналями с севера и юга [Шолпо и др., 1993]. Что касается структур, развитых в меловых флишевых толщах, то в них выделяются скорее ступени, общим числом до восьми, в каждой из которых есть относительно крупные складки, выдержанные по простиранию на некотором расстоянии [Шолпо и др., 1993]. Упоминается также, что границами между ступенями служат крупные разломы или зоны опрокинутых или наклонных складок.

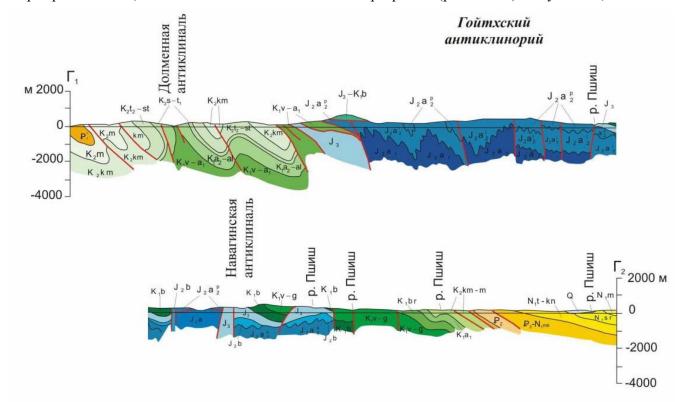
## 2. 7. Структурные разрезы как источник материала для исследования складчатой структуры

Все структурные разрезы через складчатые сооружения могут быть разделены на три типа по степени достоверности воспроизведения складчатой структуры. Чаще всего публикуемые общие профили (1-й тип) иллюстрируют авторские геодинамические модели (см., например, рис. 1-9). Совершенно очевидно, что природная структура отражается на этих пересечениях только в той мере, в какой она не противоречит авторской концепции, а значит, она искажена существенным образом. Второй тип, встречающийся довольно часто, — это профили, составленные стандартным образом по геологическим картам и по замерам залеганий слоистости, слоистости, отраженным на этих картах. Такие профили являются относительно надежными для структур с крупными складками, для которых крылья отдельных складок охватывают

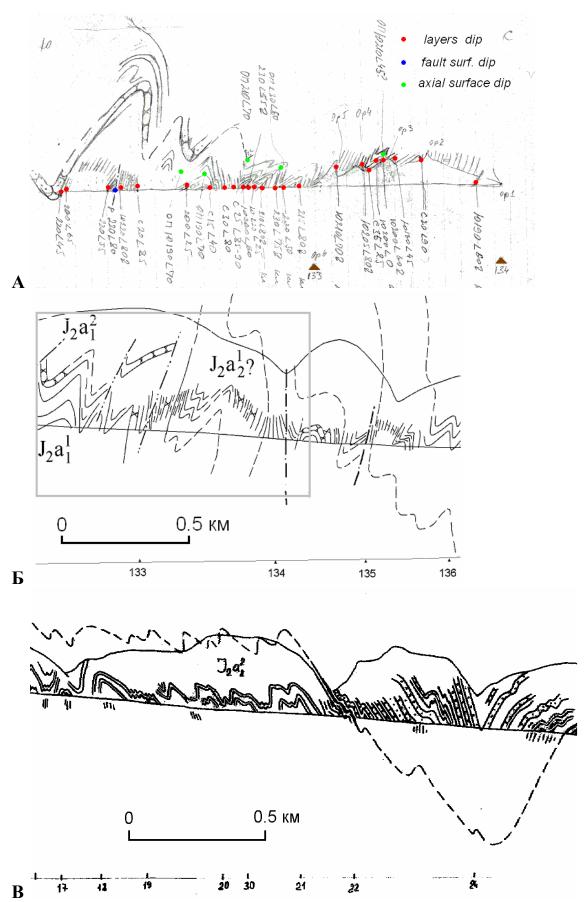


**Рис. 2-19.** Структурные разрезы (выборочно); нумерация соответствует рис. 2-16. Профили 1-4 даются по [Гиоргобиани, Закарая, 1989], профили 5-11 по [Шолпо и др., 1993].

несколько стратиграфических пересечений и хорошо видны в контурах геологических границ (рис. 2-20). Стандартные инструкции по картированию о плотности замеров залегания слоистости на единицу площади карты в этом случае в целом адекватны задаче достоверного отражения структуры. Третий случай – это когда складчатая структура развита в мощных флишевых или флишоидных толщах. В этом случае проведение дробных возрастных границ на карте, с одной стороны, является весьма в затруднительным, а, с другой стороны, механические свойства толщи таковы, что формируется спектр складок разного размера. В результате на карте отражаются широкие полосы возрастных подразделений, внутренняя структура которых не может быть отражена на карте границами или маркирующими слоями (рис. 2-20). В этом случае для понимания структуры необходимо проводить специальные работы по составлению детальных структурных пересечений. Очевидно, что при этом приоритетным является использование не «геологических» пересечений, а специальных детальных профилей, которые в идеале отражают природную структуру с почти «фотографической» точностью. Технология составления детальных структурных профилей описана в ([Шолпо и др., 1993], стр. 8-10). В соответствии с этим методом по выбранному пересечению во время полевых маршрутов производились зарисовки структуры, на которые наносились все основные замеры залеганий слоистости в крыльях и в замках складок, замеры наклона осевых поверхностей, наклона шарниров складок, наклона плоскостей сместителей разрывов (рис. 2-21а). Разумеется, там же



**Рис. 2-20.** Структурный разрез, составленный по геологической карте ([Маринин, Расцветаев, 2008]). Соответствует профилю 5 на рис. 2-19. Хорошо видно, что структура с мелкими складками в среднеюрских отложениях показана схематично.



**Рис. 2-21.** Сбор структурного материала детальных профилей и его характер. А – зарисовка из полевой книги с отметками залеганий элементов складок;  $\mathbf{b}$  – результат вычерчивания структуры (прямоугольник) в профиле 1, Фийчай, 7 км с юга, дана масштабная линейка;  $\mathbf{B}$  – характер отражения мелких и крупных складок, профиль 4, 4-5.5 км с юга.

отмечаются все литологические особенности разреза. Чтобы не исказить масштаб наблюдаемой структуры, отмечаются расстояния между важными объектами, а через каждые несколько сот метров на карте и на разрезе в полевой книжке ставились реперные точки. Собственно составление (вычерчивание) профиля осуществляется камеральным образом прямо в поле с опорой на эти реперные точки: на миллиметровку переносятся в масштабе форма складок и расположение разрывов, а все наклоны геометрических элементов рисуются точно по замерам с внесением всех поправок (рис. 2-21б). В результате этих операций получается профиль масштаба 1:10 000 или 1:25 000 в зависимости от размера структур и условий обнаженности.

В зависимости от поставленной задачи и типа структуры могут быть в принципе использованы структурные пересечения второго и третьего вида. Для характеристики структуры Большого Кавказа, в соответствии с описанием характера литологии разрезов его трех основных исследованных регионов имеющиеся структурные пересечения могут быть ранжированы по степени детальности и достоверности следующим образом. Наиболее детальными и достоверными являются материалы 10 пересечений Юго-Восточного Кавказа [Рогожин, Яковлев, 1983; Шолпо и др., 1993] (в исходном, 1:10000 масштабе). Использованные в увеличенной копии из публикации [Шолпо и др., 1993] детальные профили Е.А.Рогожина (7 профилей в восточной части СЗК, увеличение до масштаба 1:100000) также имеют высокую степень достоверности. Четыре профиля, составленные Т.В. Гиоргобиани, расположены в западной части СЗК, имеющей в основном крупные складки, и являются также достаточно детальными. Возможно, часть ориентировок осевых плоскостей складок имеют небольшие, 5-10 градусов искажения, что не является критическим для наших целей. Наименее детальными являются наши собственные три пересечения в Чиаурском синклинории масштаба 1:100000 [Яковлев, 1987; 1997]. Однако даже в последнем случае детальность изображения структуры достаточна для подробной характеристики структур в ранге доменов с последующим их использованием для определения величины укорочения, восстановления доскладчатой структуры и выявления механизмов формирования структур в объеме осадочного чехла.

#### Выводы по главе 2

В главе коротко рассмотрены общеизвестные данные о строении и основных этапах развития альпийского складчатого сооружения, охватывающего мезо-кайнозойский осадочный чехол и палеозойский фундамент Большого Кавказа. Складчатая структура сооружения располагается между двух самых крупных субвертикальных разломов глубокого заложения — Пшекиш-Тырныыаузского и Рача-Лечхумского. Следующим по рангу является крупный разрыв — Главный Кавказский Разлом. Он разделяет блоки с разными типами палеозойского фундамента, и, в то же время, — зоны с промежуточной индосинийской складчатостью на севере

и зоны непрерывного альпийского осадконакопления, завершившиеся позднеальпийскими деформациями на юге.

В главе дан подробный обзор наиболее известных умозрительных моделей складчатой структуры. Показано, что в мобилистических моделях в складчатой структуре в основном предполагается широкое развитие чешуйчатых надвигов и наличие основного детачмента по кровле фундамента на глубинах 7-12 км. В южной части БК наличие таких структур считается обязательным [Дотдуев, 1986, Robinson et al., 1996], в центральной части БК детачмент может отсутствовать [Расцветаев, 2002]. Общее поперечное укорочение структуры в этих моделях оценивается не менее чем в 200 км. Для моделей в рамках фиксизма [Шолпо, 1978] сокращение пространства не существует, кровля фундамента по этим моделям находится на глубинах 5-10 км. Структуры севернее ГКР испытали две фазы складчатости – индосинийскую ( $J_2/J_3$ ) и позднеальпийскую ( $P_2/P_3$ ). Рассмотрены основные черты строения и развития трех исследованных регионов, показано, что общая мощность чехла достигает 10-15 км, в первом приближении может быть выделено три основных этапа развития структуры: накопление осадков (до олигоцена), возникновение складчатости (олигоцен – ранний миоцен), горообразование (с сармата по настоящее время).

Проанализировано наличие и качество структурного материала. По качеству исходного структурного материала для численных исследований с целью определения величины укорочения и реконструкции осадочного чехла, а также для выявления механизмов формирования складчатых структур наилучшими являются профили Юго-Восточного Кавказа (Е.А. Рогожин, Ф.Л. Яковлев, использовались исходные версии 1:10000 масштаба), менее детальными и надежными, но достаточно хорошими могут считаться профили Северо-Западного Кавказа (Е.А. Рогожин, Т.В. Гиоргобиани, опубликованные) и Чиаурской тектонической зоны (Ф.Л. Яковлев, собственные, 1:100000 масштаба). В совокупности этот материал позволяет получить достоверные представления о полном пересечении основной полосы складчатой структуры Большого Кавказа между его граничными разломами для двух его частей: в северо-западном секторе и в восточной половине.

# ГЛАВА 3. ИЕРАРХИЧЕСКИЕ УРОВНИ СЛОЖНОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ, МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

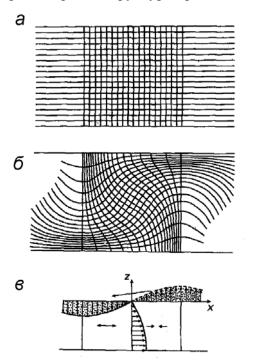
## 3.1. Существующие представления о возможных иерархических соотношениях разномасштабных структур линейной складчатости

Идея описания геологических структур разного масштаба в виде ряда иерархических объектов в рамках одной системы существует давно. Стандартная систематика, относящаяся к самым обычным морфологическим классификациям, включает в себя мегантиклинории, антиклинории, и антиклинали (крупные складки). В случае, если крупные складки включают в себя мелкие, они могут называться «паразитическими» или «набегающими» (мелкие структуры на крыльях крупных складок). Если встречаются случаи комбинации недеформированных слоев на крыльях и мелких складок между такими слоями, то говорят о «складках волочения». Но самая обычная система обозначения одновременно существующих складок разного размера состоит в присвоении наиболее крупным индекса «І порядок», а более мелким – «ІІ, ІІІ, IV, V порядок» и так далее. В данном случае речь никогда не идет об абсолютных линейных размерах, а только об относительных. Так, тектоническая зона (эта структура обычно – не вполне складка) может включать в себя 3-5 крупных складок І порядка шириной 1-5 км, а мелкие складки в тонкослоистых флишоидных толщах (до 1-5 см каждый ритм), имеющие ширину в первые сантиметры, могут оказаться складками VI-го порядка. Однако крайне редко этому придается существенное значение. Для нас в данном случае важным обстоятельством является то, что такая система никак не связана с представлениями о действовавших механизмах (которые могут быть разными для складок разного размера), наоборот, здесь скорее подразумевается, что все структуры формировались одним и тем же механизмом (продольным изгибом).

Существуют несколько других представлений об иерархии геологических структур разных масштабов. Некоторые, наиболее близкие по целям к исследованиям именно линейной складчатости, описаны ниже.

М.А.Гончаров [1993, 1995, 1997, Гончаров и др., 2005], основываясь на утверждении о непрерывности геологической среды, существовании вертикальных и горизонтальных перемещений структур разного масштаба (или их частей), а также используя представление о плотностной и реологической расслоенности различных уровней геосфер, предлагает выделять иерархически соподчиненные геодинамические системы и соответствующие им структурные системы. Для кинематического объяснения антиклинальных и синклинальных структур самого разного масштаба этот автор привлекает предложенную им компенсационную организацию тектонического течения (КОТТ). Основа этой системы – схема движения вещества в

простейшей математической модели адвекции ПММА (рис 3-1), которая применяется ко всем без исключения уровням иерархии. Тектоническое течение в понимании М.А.Гончарова – это комбинация поступательного движения, вращения и деформации. Сочетание разного количества этих элементов в разных местах внутри ячейки ПММА обеспечивает ее закономерную деформированность и образование крупных антиклинальных и синклинальных форм при горизонтальности верхней и нижней границ ячейки, а также вертикальности ее боковых сторон. Как нами уже упоминалось выше, предлагались также варианты двухярусной организации КОТТ; в частности, так предлагалось объяснять формирование структуры Большого Кавказа (рис. 1-11, стр. 46). Для нас интерес представляет концепция геодинамических систем нескольких рангов. К рангу 1(ГС-1) относятся глобальные восходящие потоки в мантии в целом (один из вариантов – два потока – в Африке и Тихом океане) и один нисходящий (в Азии) со ссылкой на данные сейсмической томографии (по [Гончаров, 1997]). Второй ранг (ГС-2) охватывает структуры литосферных плит, существующие в пределах верхней мантии. Здесь как компенсационные структуры упоминаются зоны спрединга с одной стороны, и зоны субдукции и коллизии – с другой. В свою очередь в пределах зоны коллизии, как утверждает М.А. Гончаров, можно выделять ячейки третьего ранга (ГС-3), ответственные за формирование мегантиклинориев (Большой Кавказ) и осадочных впадин. упоминаются антиклинории и синклинории (внутри Большого Кавказа) как структуры ГС-4, и, далее, структуры ГС-5, выраженные крупными складками. На этом система не заканчивается – далее могут выделяться более мелкие складки разных порядков. Одна из идей, которая по мысли М.А.Гончарова, оправдывает такую систему иерархии объектов, касается того, что разные ранги структур хорошо описываются разными (по общему мнению, альтернативными)



3-1. Компенсационная Рис. организация тектонического течения (КОТТ) и его компонентов [Гончаров, 1997]: поступательного движения (ПД), вращения (ВР) и деформации (ДФ) элементарных объемов некоторой геосферы (вертикальный разрез в плоскости течения). Простейшая компьютерная модель ячейки КОТТ, в вертикальном разрезе]: а - исходное положение; б - одна из стадий ТТ после некоторого ВР материала внутри ячейки. Это ВР в центре ячейки выглядит почти как "жесткое" ВР, при минимальной ДФ первоначально квадратной сетки; в - модернизация Поверхностный горизонтальный модели. представлен сочетанием денудации в области поднятия и седиментации в области впадины. Стрелки внутри "лопастей" обозначают направление и величину скорости ПД элементарных объемов, расположенных на осях координат. Расходящиеся стрелки обозначают ДФ горизонтального удлинения, сходящиеся стрелки ДФ горизонтального укорочения. (по [Гончаров, 1997], рис. 1, стр. 15)

геотектоническими концепциями – фиксизмом и мобилизмом. М.А.Гончаров указывает, что, по его мнению, мобилисты оперируют с ГС-1 и ГС-2, а фиксисты – с ГС-4, Структуры ГС-3 являются «переходным мостом», объединяющим и примиряющим обе концепции.

В более поздней публикации [Гончаров и др., 2005] геодинамические системы связываются с циклическими геотектоническими процессами. Так, ГС-1, охватывающая всю мантию (мощность 2900 км), отвечает за созидание и распад суперконтинентов в рамках циклов Вилсона (650 млн. лет). Структуры ГС-2 охватывают верхнюю мантию (660 км) под океанами и отвечают за циклы Бертрана (175-200 млн. лет). В структурах ГС - 3 выделяются разновидности с разным временем жизни, в частности, в частности ГС - 36 охватывают астеносферу и литосферу (100-220 км), образуют в зонах коллизии линейные поднятия с корнями и впадины с антикорнями в рамках циклов Штиле (30 млн. лет). Там же, в зонах коллизии в рамках ГС-4 (осадочный чехол, мощность 5-15 км, в качестве механизма упоминается термофлюидная конвекция) структуры живут в течение фаз складчатости длительностью 1-3 млн. лет. Отметим, что такой подход был поддержан В.Е. Хаиным ([Хаин, Гончаров, 2006; 2007]).

С нашей точки зрения данная система взглядов не может быть использована в целях исследования складчатых структур разного размера, поскольку в ней не указаны параметры, по которым можно установить границы объектов, а также определить величину и тип деформации их частей. Очевидно, что для ГС-2, ГС-3 и ГС-4 такие параметры (морфология структур – в первую очередь) не будут совпадать. Заметим также, что деформации частей крупных структурных ячеек (которые сами являются ячейками более высокого порядка) должны отражаться на деформациях структур меньшего размера (которые в них вложены), но в концепции ничего не говорится о том, как это можно учитывать. Отметим, что в качестве объектов используются традиционные структуры (мегантиклинорий, антиклинорий, крупная складка, складки разных порядков). Единственный конкретный пример, относящийся к складчатости (КОТТ для Большого Кавказа) является неудачным со стороны кинематики, о чем уже говорилось (стр. 46). Повторим основную претензию. В представленном виде (рис. 1-11), по мнению авторов [Шолпо и др., 1993], структура Большого Кавказа образована внутри удлиненной (15 × 100 км) структурной ячейки, не имеющей общего укорочения относительно первоначальных размеров, что следует из общего контекста модели. Однако по свойствам ПММА такая структура будет иметь либо слишком слабо «сжатые» складки при «природных» субвертикальных осевых плоскостях, либо «природное» укорочение складок, но при слишком пологих относительно природы модельных осевых поверхностях. Структура всего Большого Кавказа (ГС-3) упоминается в качестве коллизионной в рамках ячейки низшего ранга (ГС-2), что могло бы улучшить ситуацию с сочетаниями структурных признаков, но при этом о величине общего сокращения Большого Кавказа в рамках ГС-3 авторы [Шолпо и др., 1993] ничего не

говорят. То есть, сочетания структурных признаков рассматриваемой модели и природной структуры могли бы быть похожими, если бы модель по основным параметрам («необходимое» 50% общее коллизионное сокращение ГС-3) была бы авторами конкретизирована. В существующем же виде она не является, с нашей точки зрения, завершенной, что не позволяет делать какие-либо окончательные выводы относительно ее корректности.

В этом же коллективе (лаборатория тектонофизики МГУ) была разработана интересная «иерархия структурных уровней» В.Г. Талицким и В.А. Галкиным [1989]. В обсуждаемой публикации специально указывается, что определенного числа уровней в системе не предлагается; принцип выделения таких уровней заключается в типе неоднородностей, которые являются ключевыми для формирования или преобразования структуры. Минимальный набор включает в себя шесть: внутризерновой (атомы, точечные дефекты кристаллической решетки, дислокации и т.п.), уровень зерен, уровень агрегатов зерен (микролитонов, будин), уровень слоев, уровень пачек слоев, уровень блоков. Иерархия проявляется в том, что каждый последующий уровень объектов включает в себя предыдущий.

Рассматривая возможный ход деформационного процесса на разных уровнях, авторы обращают внимание на «концентраторы напряжений». В этих местах, по их мнению, в первую очередь напряжения достигают предельных значений; в результате либо возникает деформация (необратимая, пластическая), либо происходит ее перераспределение. Объясняя ход развития процессов на разных уровнях, В.Г. Талицкий и В.А. Галкин используют параметры «скорость нагружения объема» и «скорость релаксации внутренних напряжений». Существующие на каждом уровне «релаксационные механизмы» имеют некоторые пределы (в смысле величины конечной деформации или скорости деформации), за которыми они теряют свою обычную эффективность. В этом случае деформирование на этом уровне прекращается, и «включаются» релаксационные механизмы на другом уровне. В работе подчеркивается, что появление новых (складки, разрывы) создает новую ситуацию в совокупности релаксационных механизмов, при которой эти структуры могут взять на себя ответственность за реализацию деформаций. Одна из возможных схем таких перескоков доминирующих механизмов включает в себя три перехода. На первом этапе нагружения действуют механизмы пластичности на уровне агрегатов зерен (растворение под давлением, межзерновое скольжение) и слои укорачиваются без потери устойчивости. После того, как были «выбраны» свободные участки, происходит некоторое упрочнение породы (зерна входят в контакт уже не точечно, а образовавшимися в результате растворения плоскостями) и уже слои теряют устойчивость и начинают поворачиваться, т.е. включается механизм продольного изгиба (уровень слоев). При нарастании угла наклона слоев, их поворот и проскальзывание становятся все более эффективными, но до некоторого предела. Когда складки становятся изоклинальными, изгиб теряет свою эффективность и возникают сколы, разрывы (уровень блоков).

В концепции важную роль играет описание механизмов деформирования. В.Г. Талицким и В.А. Галкиным [1989] предложен эффект перескока доминирующего механизма с уровня на уровень при нарастании деформаций, он занимает центральное место в концепции. Такой эффект в какой-то степени имеет место в природе. Однако при объяснении на его основе формирования конкретных структур у авторов возникают сложности. Так, рассматривая ход деформации чередования слоев алевролитов (почему не аргиллитов? Ф.Я.) и песчаников, предполагается, что в первую очередь происходит упрочнение слоев алевролита (как компетентных? Ф.Я.) вследствие более легкого возникновения кливажа как следствия растворения под давлением минеральных зерен [Талицкий, 1992]. Именно это, по их мнению, выводит систему слоев алевролиты / песчаники из равновесия, но сразу после этого почему-то более компетентными становятся слои песчаников, а алевролиты деформируются уже подчиненным образом в качестве некомпетентных. То есть, концепция вынуждает авторов в описании явлений быть непоследовательными. Кроме того, в рамках этих взглядов сложно объяснить существование разрывов не только в виде крупных «межблоковых» (упоминаемых в концепции), но и по всему спектру размеров трещин, вплоть до мелких, нарушающих слои, а кроме того – не только на сильно продвинутых стадиях деформирования, но и на самых начальных. По-видимому, авторы нашли ту сторону сложного процесса деформирования, которая реально имеет место, но ее абсолютизация привела их к некорректным результатам. Для наших целей (количественное описание деформаций структур разного масштаба и создание методов определения типов и величин этих деформаций) эту иерархическую систему надо иметь в виду, но использовать ее в чистом виде не получится: в нее не вошли складчатые структуры крупнее отдельных складок.

В совместной работе с М.А. Гончаровым эта схема иерархии использована в описании механизмов формирования структурированной среды ([Гончаров и др., 2005], стр. 247-250) и намечена ее связь с геодинамическими системами (ГС).

Еще раз в связи с этой интересной работой отметим общий недостаток всех работ умозрительного, «качественного» уровня — отсутствие указаний на параметры структур (на морфологию в первую очередь) и методов определения типа и величины деформаций не позволяют проверить достоверность предлагаемых схем на природных и модельных примерах. Кроме того, чтобы отличать механизмы друг от друга, необходимо иметь их количественное описание в виде связей «количества» механизма с изменениями формы объекта.

А.В.Лукьянов [1991а], говоря о необходимости изучения деформаций и течения горных масс, приводит разделение всех объектов на четыре уровня детальности. Первый – микроуровень – имеет размеры объектов от микронов до долей миллиметров, к ним относятся: деформации кристаллов, их двойникование, границы зерен и т.д. Второй – миниуровень – (доли миллиметров – десятки

сантиметров) охватывает деформации пород в образцах. Стрейн-анализ является одним из методов изучения таких объектов. На макроуровне (сантиметры — сотни метров) изучаются деформации в обнажениях. При изучении деформаций исследуются будинаж, складчатость, положение жил, даек, признаки вращения. На последнем масштабе, мегауровне, объекты достигают размеров от сотни метров до сотни километров. Здесь исследуются крупные структурные комплексы, отображаемые на картах, оцениваются деформации больших массивов, крупных складок, структурно-фациальных зон, изучаются структурные рисунки крупных областей. Соглашаясь в целом с целесообразностью предлагаемой программы исследований, отметим отсутствие системы складчатых объектов (упомянуты только «складчатость» и «крупные складки») и конкретных методов исследований, что не позволяет использовать эту систему уровней в целях определения типов и величины деформаций.

Характерная ДЛЯ «качественного», умозрительного методологического уровня исследований классификация структур по их масштабам была предложена С.А. Захаровым [1979]. Он выделяет пять рангов структурных форм от планетарных до самых мелких: 1) геоструктуры (сотни и тысячи километров), 2) мегаструктуры (n0-1 тыс. км длины и 1-n00 км ширины), 3) макроструктуры (n – n0 км длины и n00 м – n км ширины), 4) мезоструктуры (n м – n км длины и n см - n00 м ширины), 5) микроструктуры (0.n мм - n0 см длины и 0.n мм - n0 ммширины). Приводятся примеры таких структур с разделением на две совокупности каждого ранга, но не всегда последовательно ([Захаров, 1979], стр. 96). От крупных к мелким это ансамбли подвижных поясов (ранг 1), крупные антиклинории (Днепрово-Донецкий авлакоген, складки среднего размера, крупные разрывы (макроструктуры, ранг паразитирующие и орнаментирующие складки как элементы макроструктур (ранг 4), а ранг 5 характеризуется как «элементы макро и мезоструктур». Далее С.А. Захаров концентрирует свое внимание на выделении генетических типов структур внутри объектов одного ранга. Таким образом, в основу классификации положены линейные размеры объектов, сами объекты имеют традиционный характер; в классификации учитывается генезис объектов, который им был присвоен (приписан) автором по неясным критериям.

В зарубежной литературе вопрос об иерархическом соподчинении складчатых структур разного размера практически не ставится. В основных учебных пособиях и монографиях (например, [Ramsay, Huber, 1987; Ragan, 2009; Twiss, Moores, 2007]) центральное внимание уделяется формированию складок в пределах одного слоя, причем обязательное теоретическое обоснование учебного материала чаще всего дается на основе понятий механики. Не всегда, но существуют описания поведения компетентного и некомпетентного слоев в пределах одной складки [Price, Cosgrove, 1990]. Отдельные главы, как и ряд специальных работ (например, [Ramsay, Huber, 1987], стр. 405-444, [Frehner и Schmalholz, 2006]) посвящены формированию складок в пачках слоев; здесь уже чаще привлекаются данные аналогового моделирования,

поскольку в механике описание таких структур и создание расчетных моделей не является простыми задачами. Практически не упоминаются природные структуры более крупные, чем единичные складки или их ансамбли, ограниченные по размерам (сотни метров, километры), если не считать указаний в литературе (до последней четверти XX века) на то, что существуют антиклинории и синклинории, которые бывают дивергентными и синвергентными. В современных текстах описание крупных складчатых сооружений сводится обычно к их интерпретации на основе схем аккреционной призмы (или зон коллизии), т.е., как и было сказано выше, на структуры сланцевого ядра складчатых сооружений (хинтерланд) прямо распространяется структурный тип складок предгорных прогибов. При этом обычно рисуются складки «параллельного» морфологического типа, ограниченные снизу детачментом. Разумеется, деформации внутри слоя, который смят в складку, тоже описываются (например, [Ghosh, 1966; Schmalholz et al., 2001]). Таким образом, в зарубежной литературе соподчиненность объектов ограничивается коротким рядом объектов: внутрислойная деформация – слой (пара компетентного и некомпетентного слоев) – пачка слоев – складки двух порядков. Причем практически никогда в рамках одной публикации этот ряд целиком не упоминается, то есть само существование явления соподчиненности как объекта изучения исследователями не осознается. Характерно также, повторим, что при рассмотрении крупных структур в рамках всей коры и литосферы исследователи используют главным образом концепцию продольного изгиба одного слоя (кора), и только иногда в модели учитывается не только внешнее сжатие, но и влияние силы тяжести [Burg, Podladchikov, 1999; Cloetingh et al., 2002].

Как следует из короткого обзора систем существующих иерархий объектов линейной складчатости, не существует какой-либо такой системы, в которой объединялись бы:

а) подробное разделение объектов на уровни по определенным понятным критериям и
б) соответствующие им количественные методы изучения механизмов их формирования с определением величины деформации.

### 3. 2. Основные утверждения, принятые в модели: свойство сохранения объемов горных пород и плоская деформация для линейных складок.

Прежде чем переходить к формулировке принципов выделения объектов и разделения их на иерархические уровни, коротко разберем важные вопросы, относящиеся к принципам механики и имеющие неоднозначные трактовки среди специалистов: 1) сохраняется или нет объем горных пород при складчатых деформациях? и 2) происходит или нет перемещение вещества вдоль шарниров складок (по простиранию) в процессе формирования линейной складчатости? Если не принять какого-то решения по этим вопросам, то, образно говоря (и

обращаясь к опыту точных наук), нельзя написать уравнение связи современной геометрии с конфигурацией доскладчатой структуры через тип и величину деформации.

Прежде всего, заметим, что плотность осадочных пород (при отсутствии пористости – т.е., для литифицированных или испытавших слабый метаморфизм) может существовать в органиченных пределах, поскольку набор основных породообразующих минералов является довольно узким. Это кальцит, кварц, полевой шпат, слюдистые минералы. Эти минералы имеют вполне определенную плотность, прямо связанную с их химическим составом и типом кристаллической решетки. Соответственно все изменения объема при сохранении массы породы являются крайне малыми. Основные объемные эффекты возможны только при выносе или привносе вещества, и/или валовом изменении химизма пород.

В рамках «качественных» концепций вопросы изменения объема или наличия перетекания породы по простиранию не являются очень важными, поскольку вопросы определения величины деформации в них не ставятся. Исключение составляет ограниченный набор гипотез, в которых эти явления лежат в основе предлагаемых механизмов. С другой стороны, объективные наблюдения в масштабах обнажения, для образца горных пород или в шлифах твердо устанавливают как наличие уменьшения объема, так и его увеличения. К первым следует отнести определенный ряд структур. Так, стилолитовые швы в карбонатных породах имеют определенную амплитуду между зубцами трещины, показывающую объем растворенного кальцита в породе. Заметим, что глинистое наполнение стилолитовой трещины соответствует тому объему слюдистых минералов, которые не растворились и остались на месте в этом пространстве. Кливажные поверхности в аргиллитах под микроскопом часто показывают увеличенное содержание слюдистых минералов, что указывает на растворение под давлением мельчайших зерен кварца и кальцита, и что это явление участвует, наряду с проскальзыванием, в формировании этой текстуры. Оценить объем растворенного и вынесенного вещества при возникновении кливажа сложно. На уровне кварцевых и карбонатных зерен или включений в алевролитах и песчаниках под микроскопом часто достоверно наблюдается разъедание краев этих объектов, что тоже свидетельствует об их растворении под давлением. С другой стороны, в карбонатных массивах наряду со стилолитовыми трещинами широко развиты карбонатные жилы. В кливажированных аргиллитах часто наблюдаются мелкие послойные волокнистые жилы кальцита и кварца (особенно под подошвой пластов песчаника во флишевых ритмах). Вокруг крупных зерен и включений совместно с растворенными их краями наблюдается нарастание новообразованного кварца и кальцита в «тенях давления», на чем основаны некоторые методы стрейн-анализа. И, наконец, в деформированных флишевых толщах совершенно обычным делом является наличие разнообразных кварц-кальцитовых жил в виде образований вдоль слоистости, поперек нее (при будинаже) или вдоль поверхностей кливажа. Все вместе это, с нашей точки зрения, говорит о том, что явления растворения и переотложения вещества широко развиты, но ограничены в пространстве. Вещество легко транспортируется на расстояние в сантиметры и метры, но в пределах десятков и сотен метров это происходит уже реже, а общий транспорт серьезного объема растворенных пород на расстоянии километров почти невозможен. В связи с этим такие явления могут и должны приниматься во внимание на уровне зерен и участков слоев, но в более крупных объемах ими можно пренебречь. Основанием для этого является степень общего распространения кварц-кальцитовых жил в пределах крупных объемов структур линейной складчатости, что легко фиксируется. По опыту собственных полевых наблюдений на Тянь-Шане и в Большом Кавказе можно указать, что крайне редко объем жильного вещества достигает даже первых процентов, хотя локально, особенно в мощных пластах или пачках песчаников, такие образования могут быть весьма объемными. Упомянутые представления ряда коллег (главным образом – Л.М. Расцветаева [2002]) о существенных масштабах явления выноса вещества в зонах разрывов (содвигов) могут быть проверены методами литологии и геохимии. Поскольку растворение минералов контролируется законами химии, то, сравнивая валовое содержание глинистого и кварц-кальцитового материала в соседних одновозрастных толщах (деформированных и недеформированных), можно установить масштаб явления по относительному увеличению объема глинистых минералов. Если такие работы будут выполнены и существование явления подтвердится, то их результаты, конечно, надо будет учитывать в наших исследованиях. То же самое, но с другим знаком, можно сказать о мнениях исследователей, считающих, что объем смятых в складки толщ существенно увеличивается в результате привноса вещества флюидами из мантии [Шевченко, 1984]. Если это действительно происходит, то только по законам химии, что опять-таки позволяет проверить масштаб явления аналитическими методами.

Есть важный аспект разницы в объемах не литифицированных илов (которые имеют относительно большой объем пор, заполненных водой) и современных горных пород. Обычно считается, что соответствующее уменьшение пористости в результате заполнения карбонатным цементом или уменьшения общего объема пород при отжимании воды происходит при сокращении мощности слоев. Это означает, что мощности толщ, измеренные стандартным образом на крыльях складок при составлении геологических карт, относятся к современному их состоянию. Соответственно, поправки «за объем илов, а не пород» следует вводить только при глубины бассейна осадконакопления реконструкции дна на сталии до начала складкообразования.

Подводя итог обсуждению этого вопроса, укажем, что обычная <u>позиция исследователя</u>, <u>считающего, что «в природе имеет место сохранение объема горных пород при деформациях» является существенно более обоснованной, чем другие мнения – о явлениях заметного уменьшения или увеличения их объема.</u>

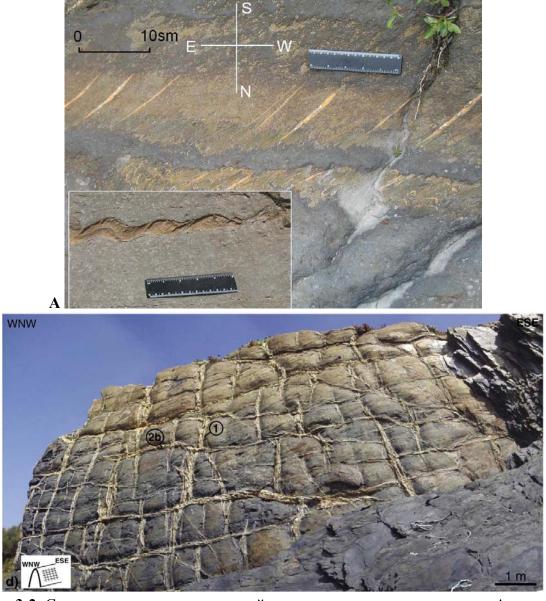
Второй важный вопрос, о масштабах перетекания пород по простиранию в структурах линейной складчатости, следует в первую очередь отнести к разряду досадных недоразумений. Удлинение (или укорочение) складок вдоль их шарниров несомненно существует в пределах метаморфогенных складчатых структур и платформенных брахиморфных складок. В первых возникают сложные движения с «наложенными» деформациями, при которых в складки сминаются осевые поверхности тесно сжатых складок первой (или предыдущей) генерации. В таких складках не всегда можно видеть существенный контраст вязкостей слоев (сланцеватости) разной литологии, т.е. обычные процессы продольного изгиба здесь не действуют в полной мере. При этом даже обычные задачи восстановления ориентации этой первоначальной структуры, соотношения сланцеватости и исходной слоистости являются непростыми. Единственно, что ясно с самого начала, - это наличие общего искажения исходных мощностей слоев (или сланцеватости) и их длины в направлениях как перпендикулярно шарнирам складок, так вдоль них. В платформенных структурах нелинейного характера (например, купола или мульды) с соотношением длины к ширине 2:1 – 5:1 можно предполагать некоторое искажение исходных мощностей слоев, поскольку, возможно, само образование таких структур было обязано вертикальным движениям и соответствующему (но небольшому) удлинению слоев.

Однако в структурах линейного характера, таких как Большой Кавказ, имеющих соотношение длины и ширины 20:1 (1100 км к 50 км), и ограниченных с обеих сторон жесткими структурами Скифской плиты и Закавказского массива, а также имеющими укорочение пространства в 1.5-2.5 раза вкрест простирания, традиционным является предположение об отсутствии удлинения или укорочения структуры вдоль ее основной оси. Связано это прежде всего с тем, что любое существенное общее удлинение приведет к мультиплицированию этого эффекта к периклиналям структуры. Если удлинение будет иметь место, то на границах Большого Кавказа с соседними недеформированными структурами обязаны будут возникнуть либо сдвиги (противоположного знака на противоположных бортах) с перемещениями в десятки километров, либо широкие зоны пластического сдвигания. Например, Ахтырский разлом на Северо-Западном Кавказе в этом случае должен иметь правостороннее смещение на 50-100-200 км (при 10 – 20 – 40% удлинения), а зона Ахцу – левостороннее смещение такого же масштаба. И то, и другое никак не могло бы ускользнуть от внимания структурных геологов при геологическом картировании. «Отжим» вещества вверх (с

последующим размывом) легко контролируется на геологической карте по возрасту пород. Добавим к этому проблему пространства за периклиналями, куда должен был бы «сгружаться» вытесненный материал – в этом случае здесь должны наблюдаться тесно сжатые складки с шарнирами, перпендикулярными простиранию БК. Таких структур здесь не существует. Более подробное обоснование нереальности таких построений в применении к Большому Кавказу было приведено в [Яковлев, 2010]. Последнее время производятся попытки оценить масштаб удлинения структуры БК на примере отдельных объектов [Маринин, Сим, 2014]. Для Семисамской антиклинали в периклинальной части СЗК по трещинам отрыва с минеральным заполнением авторами было определено удлинение структуры на 5.5% вдоль шарнира складки. Отметим, что эта структура обладает слабыми значениями общего сокращения (около 10%), морфология складок здесь приближается к брахиморфному типу и обследованный объект находится близко к Анапской поперечной флексуре, которая при резком погружении и изгибе может испытывать локальное удлинение. Соответственно, такие установленные отдельные факты пока не могут говорить о значимости явления и его повсеместности. Некоторое удлинение структура БК может также испытывать по сдвигам, ориентированным диагонально к общему простиранию складок (устно высказанное мнение А.В. Маринина). К этому аспекту, полагаем, следует вернуться в будущем, когда появится систематизированный материал, например, в виде карты, по локализации таких сдвигов и по амплитудам смещения для них.

Не следует также забывать о том, что сама суть структурной геологии как геологической дисциплины со своим предметом и методами состоит в контроле за связью между структурой и процессом ее формирования (деформации). Например, при общем удлинении слоистой среды вдоль слоев разная их реология приводит к возникновению будинажа. И наоборот, наблюдаемый будинаж свидетельствует об удлинении среды. Точно так же, если существуют субвертикальные слои или сланцеватость, то при горизонтальном сдвигании примерно вдоль этой «слоистости» они будут формировать складки с вертикальными шарнирами. Наличие таких структур доказывает существование соответствующих деформаций. На рис. 3-2 приведены два случая удлинения структуры вдоль шарниров складок. В первом (рис. 3-2A) в триасовых метаморфизованных сланцах и песчаниках Альп на крыле складки с широтным субгоризонтальным шарниром регистрируется будинаж с вертикальными трещинами (1-й этап), которые на втором этапе деформации испытали правый сдвиг. Сдвиг подтверждается соответствующими мелкими складками в сланцеватости и косой ориентацией кливажа. Во втором случае (рис. 3-2Б) на крыле складки с горизонтальным шарниром хорошо видны трещины отрыва двух систем - вдоль шарнира (свидетельствуют об удлинение крыла) и поперек шарнира (удлинение структуры вдоль общего простирания). существование декларируемых эффектов (например, удлинения структуры вдоль простирания,

по [Расцветаев, 2002]) исследователь должен доказать именно такими наблюдениями. По собственному полевому опыту автора можно утверждать, что структуры большого удлинения (как на рис. 3-2Б) на Большом Кавказе встречаются очень редко и только в зонах крупных разрывов. Наиболее обычна ситуация, когда песчаники, разбитые регулярными трещинами (возникающими до деформации), имеют максимальное раздвигание по жилкам до 0.5-1 см на 1 м длины слоя, что соответствует 1-2 % деформации удлинения. Добавим к этому простое, но крайне важное соображение. Если значительное удлинение структуры Большого Кавказа имеет место, то надо вводить поправки во все стратиграфические колонки на государственных геологических картах, поскольку в этом случае все мощности слоев были бы равномерно



**Рис. 3-2.** Структуры удлинения слоистой среды вдоль шарниров складок. **А** – два этапа деформаций – горизонтальное удлинение и последующий правый сдвиг (фото  $\Phi$ . Яковлев, горизонтальное обнажение, Альпы, около перевала Nufelen, район Ulrichen, экскурсия GEOMOD-2012). **Б** – две системы трещин в песчано-сланцевом флише турбидитов намюра, нижнего карбона (по [Reber et al., 2010]); юго-запад Португалии (варисциды).

уменьшены. Никаких сообщений относительно необходимости таких поправок, а также предложений о методиках таких пересчетов опубликовано не было. Кроме того, если обратиться к практике балансирования разрезов линейных структур в пределах форландов, то в этих высокотехнологичных процедурах принимается как само собой разумеющаяся двухмерность линейной складчатости ([Прокопьев и др., 2004], стр. 24).

Соответственно, следует признать достоверность в целом утверждения об отсутствии перемещений и деформаций вдоль шарниров линейных складок и по простиранию сооружения Большого Кавказа. Любые иные предположения исследователей, предлагаемые в рамках геодинамических моделей, не могут быть приняты, если они не обоснованы детальными структурными доказательствами.

Указанные соображения не касаются реально существующих явлений общего сдвигания (правого) вдоль всей структуры Большого Кавказа. Масштаб таких явлений достоверно не установлен, ясно только, что какие-то амплитуды смещений по разрывам есть (найдена и обоснована обстановка меридионального сжатия, косого к северо-западному простиранию Большого Кавказа [Маринин, Расцветаев, 2008]). Заметим, что разрывные смещения по простиранию не меняют двухмерности деформированного состояния складчатой структуры. Чуть более сложная ситуация возникает в случае, если правостороннее смещение происходит пластичным образом в ограниченных зонах. Тогда в таких зонах возникают складки с субвертикальными шарнирами. По нашим наблюдениям, это имеет место очень редко и только в ограниченных пространствах. Из опыта собственных шести лет полевых наблюдений на Большом Кавказе можно указать три таких места: рядом с Уцерским разломом, р. Риони, ширина зоны – первые десятки метров; северное крыло коробчатой структуры в правом борту р. Большая Лиахва (ширина зоны – первые метры); и зона левостороннего (?) сдвигания в районе с. Шаумян на пересечении Туапсе-Хадыженск (номер 5), наблюдаемой шириной десятки метров. Но даже в этом случае соседние структуры имеют субгоризонтальные шарниры отдельных складок, удлинение или укорочение вдоль которых было минимальным.

### 3. 3. Система иерархии структур линейной складчатости (7 уровней)

Как было показано в методическом обзоре (параграфы 1.4, 1.5, 1.8.), в параграфе 3. 1 этой главы, а также в публикациях [Яковлев, 1997, 2002, 2008а, 2008г], ряд недостатков в обычно используемой методологии не позволили решить проблему складкообразования. К ним относятся недостаточная разработанность понятия «механизм образования» в применении к складчатым структурам, общий «качественный», умозрительный, а не количественный уровень исследований, разнобой в представлениях о существующей иерархии структур линейной

складчатости. Между тем эти проблемы являются взаимосвязанными и могут быть разрешены в рамках определенной иерархии структур линейной складчатости.

Прежде всего, надо указать на то, что основная причина неудач лежит в принципе, по которым были выделены объекты, относительно которых решался вопрос механизма их формирования. Как правило, использовались традиционные формы, которые являлись объектами геологического картирования. Предлагавшиеся механизмы их формирования, чаще всего, не совпадали с их границами. Приведем пример. В.Н. Шолпо указывал на форму антиклиналей и усиление величины укорочения к их ядерной части как на признак действия механизма адвекции [Шолпо, 1978, 1993а]. Между тем, структурная ячейка (ПММА М.А.Гончарова [1988], наш рис. 1-10, стр. 40) охватывает пространство от ядра всплывания до ядра погружения. То есть, для доказательства действия адвекции В.Н. Шолпо должен был бы найти величину общего укорочения пространства от оси локального антиклинория до оси локального синклинория (точнее — показать его отсутствие). А эффект усиления величины укорочения к ядру крупной антиклинали могут иметь несколько механизмов, в том числе — противоположных по смыслу. То есть, использовался ряд «картировочных» объектов (и они противоположных по смыслу. То есть, использовался ряд «картировочных» объектов (и они противопоставлялись друг другу) — антиклинали против синклиналей, которые, строго говоря, не имеют отличий по кинематическим механизмам формирования.

В основу предлагающейся системы иерархических уровней объектов, относящихся к линейной складчатости, было заложено несколько идей. Первая и основная – границы объектов и границы механизмов (кинематических), формирующих эти объекты, должны совпадать [Яковлев, 2008а]. То есть, предлагается не определять механизм традиционного объекта, а, наоборот, выделять такие объекты, механизм формирования которых может быть однозначно описан. Вторая идея - определение того, что именно считать механизмом. Механизмом мы будем считать такую кинематическую модель, которая, оперируя необходимым и достаточным числом параметров морфологии объекта, может дать исчерпывающее описание изменения формы объекта в связи с определенным «количеством» (амплитудой) этого механизма. Вопросы длительности его действия, условий внешнего нагружения и действовавших внутренних сил, реологических свойств среды (то, что относится к «динамике») исследоваться в данном случае не будут. Третья идея – какое именно базовое свойство природных объектов следует положить в основу выделения уровней. Таким свойством является объем слоистости, которая имеет определенную иерархичность. От малых к крупным можно выделять зерна и включения внутри слоя, сами одиночные слои, ритмы (повторения определённых сочетаний слоев), пачки разного масштаба, весь осадочный чехол, земную кору, астеносферу целиком (вместе с корой) и т.д. [Яковлев, 1997, 2008а]. Как следует из описания других систем иерархии (см. параграф 3.1.), такой признак в качестве основы иерархии никем последовательно не

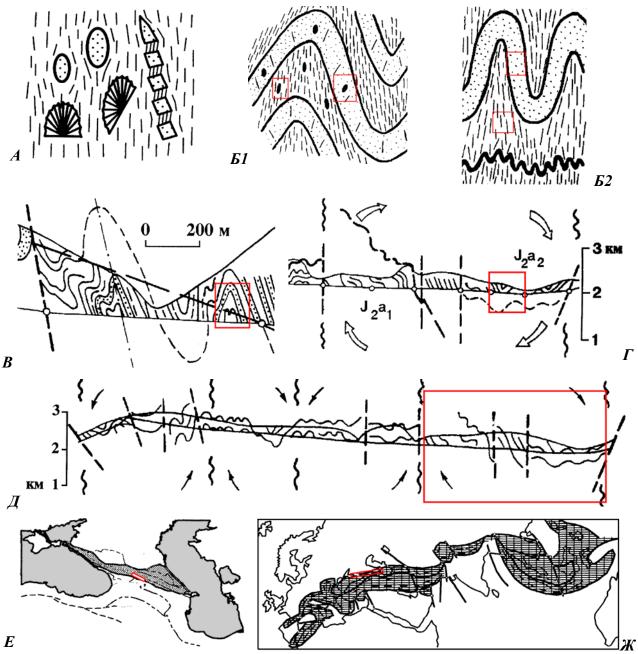
использовался. Его элементы (внутрислойный, слои, пачки) есть только у [Талицкий, Галкин, 1989]. Здесь же надо заметить, что такое деление объектов на ранги так или иначе уже использовалось. Так, у М.А. Гончарова [1979, 1988] есть указание на домены внутри конвективной ячейки, в которых может быть слоистость, смятая в складки (т.е. подразумевается наличие осадочного чехла, пачек слоев, слоев). В нашей статье [Яковлев, 1987], посвященной определению величины укорочения, используются те же три ранга — слои, пачки слоев, весь чехол, но об иерархии в этой публикации не говорится.

Предлагаемая система включает в себя минимально семь иерархических уровней (табл. 3-1, рис. 3-3). Первый уровень (I) образуют внутрислойные деформированные объекты, такие как зерна, разного рода включения, волокнистые жилы, текстуры типа кливажа и т.д. Все они как деформированные объекты являются предметом исследований с использованием методов стрейн-анализа. По ним может быть определена величина деформации в виде эллипсоида деформации для некоторого объема порода в масштабе образца; редко – в масштабе обнажения. В этих объектах действует ряд известных механизмов деформирования – растворение под давлением, диффузия, межзерновое скольжение, растворение под давлением и переотложение минеральных зерен и др. На этих объектах мы останавливаться в дальнейшем специально не будем, поскольку методы стрейн-анализа не являются предметом нашего исследования (см. параграф 1. 6. 1). Однако объекты этого уровня будут иметься в виду ниже, в одной из моделей формирования складок, где будет показано развитие деформаций внутри слоя.

Второй (II) уровень образуют отдельные складки, в которые смяты либо один слой, либо два соседних слоя в ритме. Для этого уровня нами разработана небольшая классификация объектов по признаку механических свойств слоистости, в которой выделены 1) складки единичного вязкого слоя, 2) складки пачек слоев, 3) шевронные складки и 4) складки «встречных надвигов». Первые складки являются традиционными объектами, для их характеристики используется вычислительная модель, созданная в рамках механики сплошной среды [Hudleston, Stephansson, 1973], которую можно интерпретировать в терминах механизмов

**Таблица 3-1.** Выделение уровней иерархии объектов линейной складчатости в соответствии с масштабом слоистости, которая охвачена этими структурами

ранг	Название/объект	Объем слоистости, типичные размеры по вертикали
I	Внутрислойный	Минеральные зерна, разного типа включения (мм, см)
II	Складки	Слой, два соседних слоя в ритме – компетентный и
		некомпетентный (см, метры, первые десятки метров)
III	Складчатые домены	Пакеты слоев и свиты как часть осадочного чехла (сотни
		метров, первые километры)
IV	Структурная ячейка	Осадочный чехол целиком (5-10-15 км)
V	Тектоническая зона	Земная кора или ее часть с осадочным чехлом (30-50 км)
VI	Складчатая система	Литосфера с земной корой (выше астеносферы)?, 200 км
VII	Подвижные пояса	Верхняя мантия и земная кора?, 660 км



**Рис. 3-3.** Иерархия структур линейной складчатости (по [Яковлев, 1997; Ребецкий и др., 2004], с изменениями).

**А** - зерна или включения (I уровень, внутрислойный); **Б** - отдельные складки (II уровень, слой, два слоя, показаны два типа объектов: складки пачек слоев слоя, Б1, и складки единичного вязкого, Б2); **В** - складчатые домены (III уровень, крупные пачки слоев или формационные комплексы);  $\Gamma$  - структурные ячейки (IV уровень, осадочный чехол целиком);  $\mathcal{L}$  - тектонические зоны (V уровень, земная кора целиком);  $\mathbf{E}$  - складчатые системы или мегантиклинории (VI уровень, литосфера в целом?);  $\mathbf{K}$  - подвижные пояса целиком (VII уровень, вся верхняя мантия?)

«изгиб» и «сплющивание». Для других складок рассмотрены условия возникновения ряда простых механизмов (чистый сдвиг, простой сдвиг, изгиб) и показаны комбинации таких кинематических механизмов, которые необходимы и достаточны для полного описания

изменений формы слоев. Так, для складок пачек слоев в компетентном слое проявляются механизмы: продольный изгиб, сплющивание, скалывание.

Третий (III) уровень — складчатые домены, которые охватывают значительные пакеты слоев (ритмов). Обычно они выделяются как участки однородной морфологии складок в пределах определенного литологического или стратиграфического подразделения, и занимают от 300 м до 2 км вдоль линии профиля. По вертикали эти структуры могут охватывать от 0.05 до 0.3 объема (мощности) осадочного чехла. Основным является требование однородности структуры, поэтому в зависимости от конкретной ситуации (крупные складки, мелкие складки, наличие разрывов и т.д.) они могут иметь разный размер. Такого рода структуры упоминаются в работах М.А. Гончарова [1979] и В.Г. Талицкого [Талицкий, Галкин, 1989]. Для доменов выделяются параметры: наклон осевой поверхности складок, наклон зеркала складок, величина укорочения складок, которые, как это будет показано ниже, сопоставляются с эллипсоидом деформации. В качестве механизмов используются кинематические преобразования: поворот, простой сдвиг, чистый сдвиг, которые связывают через определенные «количества» этих механизмов исходное и деформированное положения домена.

Четвертый (IV) уровень охватывает осадочный чехол целиком, здесь выделяются «структурные ячейки» [Яковлев, 1997] (термин М.А. Гончарова [1988], которому в более поздних публикациях этот автор придает другой смысл), охватывающие пространство от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория (см. рис. 1-11 и 3-1). В зависимости от исходной мощности осадочного чехла и от величины общего укорочения структурной ячейки вкрест простирания такие структуры могут охватывать от 5 до 10 км вдоль профиля. В качестве кинематической модели здесь выступает простейшая математическая модель адвекции М.А. Гончарова [1988]. Она связывает деформированное состояние изометричных объемов (доменов) как частей ячейки с их исходным положением (позицией в ячейке) и амплитудой процесса при заданных соотношениях сторон ячейки. Соответствующая компьютерная программа (Ф. Яковлев) позволяет получать варианты морфологии, с которыми можно достоверно сопоставлять модельные и природные структуры. Кроме собственно ПММА в рамках структурной ячейки могут действовать общие деформации чистого сдвига (однородное укорочение), а также вертикальное и горизонтальное сдвигание всей ячейки. Были разработаны методы определения величины общего укорочения с использованием преобразований доменов в их доскладчатое состояние, что показано ниже, в соответствующих параграфах. Теоретически быть найдены также величины горизонтального и вертикального сдвигания могут, но в настоящий момент целей их определения не ставилось – это задача на будущее.

Заметим, что первые четыре уровня образуют чередование изометричных и плоскостных (имеющих поверхность) объектов. Эллипсоид деформации для внутрислойных объектов

сменяется изгибом слоистости в отдельных складках, затем для доменов опять используется эллипсоид деформации, сменяемый изгибом слоистости в масштабах осадочного чехла для структурных ячеек.

Пятый (V) уровень, охватывающий, вероятно, целиком кору, распространяется на тектонические зоны. В тектонические зоны обычно объединяются три-четыре структурных ячейки. Сами тектонические зоны являются традиционными объектами, выделяемыми по признакам общности стратиграфических и фациальных подразделений, а также – общности стиля деформирования, связанного с общностью истории геологического развития. В пределах этих структур можно определять общую величину укорочения, а также, используя математическое и эквивалентное моделирование, изучать ряд среднемасштабных механизмов – гравитационное соскальзывание, формирование аккреционной призмы и другие варианты коллизионных механизмов. Сопоставляя морфологию природных тектонических зон с этими эталонными механизмами, можно выяснить на полуколичественном уровне, насколько достоверна их активность в масштабах структур пятого уровня.

Предпоследний уровень, шестой (VI) — складчатые системы — охватывает, возможно, литосферу целиком (до глубины астеносферы) и объединяет ряд смежных тектонических зон как часть подвижного пояса. К этому уровню относится мегантиклинорий Большого Кавказа, который может формироваться механизмами типа субдукции или коллизии или какими-то процессами, которые пока в литературе не описаны. Структуры такого крупного размера уже с трудом поддаются количественной интерпретации, в связи с тем, что образовались не за один эпизод складкообразования, а за несколько — разные тектонические зоны могут иметь разное время консолидации. Как было выше указано, Гагро-Джавская зона на юге и все зоны к северу от Главного Кавказского разлома имеют в качестве основной не позднеальпийскую складчатость (P2/P3 или позже, от P3 до N2), а позднекиммерийскую (J2/J3). Тем не менее, величину укорочения всей складчатой системы можно определять, суммируя величины укорочения ее частей. Некоторые выводы о действующих механизмах формирования таких структур могут быть сделаны при синтезе материала, полученного по составляющим их тектоническим зонам. Это будет показано ниже, в соответствующем параграфе.

К седьмому (VII) уровню следует относить складчато-надвиговый пояс целиком, например — Альпийский подвижный пояс. Следуя логике описания предыдущих уровней, можно предположить, что объем оболочек Земли, деформируемых в результате формирования всего подвижного пояса, может уходить на глубину 660 км в среднем, т.е. распространяться до подошвы верхней мантии. Заметим, что при выборе вертикального масштаба последних трех уровней наблюдается неплохое соответствие глубины и ширины структур: доскладчатая ширина тектонических зон лежит в пределах 30-60 км (мощность коры в среднем — 40 км),

ширина Большого Кавказа в период начала альпийского цикла составляла около 100-200 км (примерно соответствует глубине астеносферы), ширина альпийского пояса колеблется от 500 до 2000 км в зависимости от наличия или отсутствия срединных массивов и степени сложности структур, но минимальные ее значения сопоставимы с глубиной подошвы верхней мантии.

### 3. 4. Локальные структуры, не вошедшие в иерархическую систему

Предложенная выше систематика не является догмой. Если возникает возможность и необходимость проводить работы более детальные, можно дробить структуру на более мелкие домены, размером в первые десятки метров, что позволит выделять два-три подранга внутри ранга III (домены). Наоборот, если структура состоит из очень крупных складок, не имеющих осложнений в виде мелких изгибов, домены могут состоять из одной складки каждый. В связи с этим ничто не запрещает выделять, если это надо по задаче исследования, структуры традиционные, например, покровы, ограниченные снизу разрывом. Они могут исследоваться на уровне складок и/или доменов, что зависит от решаемой задачи. Другой тип структуры – наклонные зоны пластического сдвигания, приуроченные к крупным разломам. Такие структуры имеют особую морфологию и специальный вид механизма формирования. Примеры таких исследований приводятся ниже, в параграфах 5. 2. и 5. 3. Такого рода структуры в работе именуются «локальными».

# 3. 5. О направлении исследований механизмов формирования крупных структур от мелких к крупным или от крупных к мелким

Важным (и естественным) свойством предложенной системы иерархии объектов линейной складчатости является «вложенность», взаимозависимость объектов разного уровня. Это подчеркнуто красными прямоугольниками на рис. 3-3: каждая структура следующего уровня включает в себя несколько объектов предыдущего уровня без пропусков какого-либо уровня. Это означает, что морфологию и происхождение крупной структуры можно и необходимо изучать с учетом материалов и результатов исследований объектов предыдущего уровня. Тем самым может быть реализован принцип пути исследования от частного к общему или дедуктивного. Повторим еще раз приводившуюся выше важную мысль: в отличие от обычной методологии «качественных» исследований, в рамках который исследователь отталкивался от «интуитивно верной» теории и шел индуктивным путем, т.е. проводил соответствующую интерпретацию природной структуры (это в одинаковой степени касается и фиксистов, и мобилистов), в данном случае форма крупной структуры и ее происхождение «вычисляется» дедуктивным образом. Это позволяет более объективно находить не только соответствие или несоответствие достоверно «воссозданной» природной структуры

разнообразным теоретическим моделям, но и выявлять для нее ранее неизвестный тип геометрии (если он есть) и, соответственно, новые механизмы формирования.

# 3. 6. О соотношении направлений исследований механизмов формирования складчатых структур в рамках кинематики и механики (динамики)

Обсуждая использованные подходы проблемы К решению механизмов складкообразования, нельзя не упомянуть еще раз вопрос, поднятый выше, в параграфе 1. 5. 4, в обзоре опубликованной литературы – о соотношении исследований объектов методами динамики и кинематики в рамках этой задачи. Безусловно, получение результата моделирования процесса формирования какого-либо объекта линейной складчатости с использованием метода конечных элементов при полном соблюдении в задаче реальных природных условий является очень важным. Однако именно знание всех условий является критически необходимым для создания такой модели в корректном варианте, но остается, как правило, либо неизвестным, либо недостаточно достоверным. Этот аспект является основным доводом в пользу очень осторожного использования методов и результатов решений задач в рамках динамики в исследованиях складчатости.

Перечислим коротко другие аспекты, связанные либо с существенными отличиями двух обсуждаемых подходов (динамика против кинематики), либо с невозможностью получения необходимых данных в рамках задач динамики.

- 1) И в том, и в другом случае описание напряжений/деформаций может использовать эллипсоид напряжений/деформаций, но проявление типа деформаций накладывает ограничения. При чистом сдвиге (однородном укорочении) оси обоих эллипсоидов остаются всегда сосны. При простом сдвиге положение оси удлинения эллипсоида деформации относительно зоны сдвигания сильно зависит от амплитуды процесса, поэтому ориентировки осей эллипсоидов различаются.
- 2) При анализе механизмов формирования разрывов используется *величина* напряжений (определяющая на диаграммах Мора возможность возникновения сколовых трещин), коэффициент Лодэ-Надаи и ориентировки осей эллипсоида. При анализе больших деформаций кроме ориентировки осей эллипсоида деформаций можно эффективно использовать амплитуду деформаций (она же амплитуда процесса), которая фактически отсутствует при анализе напряжений.
- 3) Наиболее серьезной разницей в методических основах анализа разрывов и изучения складок с позиций динамики является то, что, в первой задаче используется анализ малых деформаций (задачи с упругостью), а во второй только большие деформации (задачи с вязкостью или пластичностью). Ядро неоднозначной ситуации состоит в том, что корректное

описание и моделирование больших деформаций является нерешенной проблемой в механике. Использование разнообразных расчетов прямой задачи методами конечных элементов ограничивается недостаточным уровнем знания о природных условиях.

- 4) С этим же аспектом отчасти связана и следующая сложность. Фактически при анализе возникновения разрывов исследователь изучает процесс разрушения готовой структуры (надо найти путь, по которому пойдет процесс разрушения); при формировании складок изучения требует процесс созидания структуры, который может идти многими путями. Эта задача на порядок сложнее первой. Очевидно, что методические приемы решения задач должны быть очень разными.
- 5) Очень важным аспектом является противопоставление двух процессов по свойству их иерархичности. Разрывы в основном самоподобны: сантиметровые трещины имеют те же основные свойства, что и многокилометровые разрывы. Складки, формируемые в одном слое, в пачке слоев, в многокилометровом осадочном чехле могут отличаться очень сильно именно по механизму своего формирования.
- 6) Сравнивая возможное полное «динамическое» решение задачи формирования складчатой структуры (при полном наборе параметров: время, расстояния, реология, напряжения, силы, затраченная энергия и т.д.) с параметрами задачи в рамках кинематики (геометрия структуры до и после деформации, а также параметры изменения длин или тип и величина деформации) легко увидеть, что критически важным в обоих случаях является знание величины деформации. В связи с этим следует указать, что «кинематическое» решение задачи по определению геометрии объекта и величине его деформации является предваряющим и обязательным при решении задач динамики.

Подводя итог этому короткому сопоставлению двух задач, можно сказать, что методы анализа процессов разрушения, наиболее хорошо разработанные в рамках «динамики» в механике сплошной среды, практически не могут быть использованы для исследования формирования складчатой структуры. В условиях ограниченных возможностей использования этой методической базы для анализа объектов с большими деформациями, следует ограничиться изучением кинематического аспекта этих процессов в качестве первого этапа. Полученная в результате информация может быть использована в дальнейшем при разработке «динамических» моделей этих же объектов.

#### Выводы по главе 3

Проведен анализ основной литературы, как отечественной, так и зарубежной, в которой используются идеи об иерархических соотношениях структур линейной складчатости разного размера. Показано, что не были выработаны общепринятые критерии выделения таких рангов

(или объектов) и не существует единственной системы взглядов, показывающей иерархические соотношения таких объектов. Соответственно, отсутствуют методы определения величин укорочения структур разного размера (поскольку не было разработано представление о существовании и свойствах крупных структур, а не только отдельных складок) и методы диагностики механизмов их формирования. Показано, что утверждения, лежащие в основе предлагаемых методов, – 1) о сохранении объема горных пород в процессе развития деформаций (в объеме зафиксированных в стратиграфических колонках мощностей подразделений) и 2) об отсутствии перемещений и деформаций вдоль шарниров складок и в пределах более крупных складчатых структур, - соответствуют существующим в литературе представлениям о свойствах линейных складок и подтверждаются свойствами реально существующих на Большом Кавказе природных структур. Делается вывод о том, что иные мнения могут быть приняты во внимание только в том случае, если они обоснованы стандартными, известными из структурной геологии, наблюдениями над структурами. Предложены и обоснованы новые принципы выделения нескольких иерархических рангов структур линейной складчатости, ранее в литературе не встречавшиеся. Основным является отказ от использования тех, уже известных, объектов, которые были выделены ранее и используются для целей геологического картирования, но не могут быть описаны такими кинематическими моделями, границы которых совпадают с границами объектов. Предложены семь иерархических уровней объектов линейной складчатости, от внутрислойных до всего складчато-надвигового пояса, которые связаны с объемом слоистости от зерен и слоя до всей верхней мантии. Показано, что ряд объектов использовался уже другими исследователями (М.А. Гончаров и В.Г. Талицкий), но с использованием других критериев выделения уровней и недостаточно последовательно. Дано подробное описание основных типов структур в рамках этих семи уровней, показаны основные возможности исследования этих структур. Обсуждено несколько частных вопросов методического характера, относящихся, в том числе, к соотношению существующего умозрительного и предлагаемого модельного (кинематического) подхода к реконструкции крупных структур, а также к соотношению методов исследований напряженного и деформированного состояния, их противопоставлению и взаимному дополнению.

Рассмотренный в главе 3 материал является обоснованием **пункта 1 научной новизны** (предложение о выделении объектов, границы которых совпадают с границами механизмов, которые их формируют) и **пункта 3** (о процедурах, которые обобщают результаты анализа структур от мелких к крупным объектам, а не от крупных к мелким), а также **пункта 1** защищаемых положений, в которое входят новые принципы выделения объектов линейной складчатости и описание системы иерархии объектов, состоящей из 7 уровней.

# ГЛАВА 4. **ОТДЕЛЬНЫЕ СКЛАДКИ, МЕХАНИЗМЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ УКОРОЧЕНИЯ**

#### 4. 1. Понятие «механизм формирования структуры» применительно к складкам

Начать описание понятия «механизм формирования структуры» следует с короткого исторического экскурса [Яковлев, 2008г]. На настоящий момент дать точное определение «механизма формирования» складки или системы складок очень сложно, поскольку это понятие трактовалось очень широко, а существующие виды механизмов в каждом конкретном случае имеют исторически возникшую практику использования. С позиций механики сплошной среды механизмом, как известно, следует называть описание тела конечного объема, имеющего определенную геометрию, определенные реологические свойства и находящегося под воздействием совокупности внешних нагрузок и внутренних сил. В такое описание обычно входят параметры возникающего напряженного состояния. Во всяком случае, тектонофизика, определяя механизмы формирования структур, стремится именно к такому решению задачи. Однако на существующем уровне развития науки нет возможности получить необходимые точные данные по любому природному объекту, поэтому для многих объектов описать механизм корректно с позиций механики пока нельзя. С другой стороны, часть общеупотребимых представлений в структурной геологии возникла на таком историческом этапе, когда физический (тектонофизический) подход к геологическим объектам не применялся. 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 либо получить корректное физическое описание, либо от них также необходимо будет отказаться. Следует также указать на то, что составление полного списка «механизмов», используемых в мировой и отечественной литературе для описания структур, например – отдельных складок, представляет собой сложную задачу, поскольку списки механизмов в разных учебниках отличаются. Короткий обзор представлений о механизмах образования складок, изложенных в отечественных учебниках, был приведен выше, в параграфе 1.4.1. Добавим к этому сведения из зарубежных публикаций.

А. Николя [1992] раздельно описывает складчатость отдельного слоя и складчатость стратифицированного разреза. Для отдельного слоя выделяются параллельные (концентрические) складки, возникающие в результате потери продольной устойчивости (buckling), изгиба со скольжением (flexural slip) или изгиба с течением (flexural flow). Здесь же указываются складки волочения. Другой тип складок отдельного слоя – подобные, с частными

случаями шевронных и излома. В качестве механизмов указываются изгиб (потеря продольной устойчивости) и неоднородный простой сдвиг. Кроме них могут действовать неоднородное соосное сплющивание и однородное соосное сплющивание. Для стратифицированных толщ существуют параллельные складки (для случаев преобладания компетентных толщ), имеющие общую для всего чехла поверхность срыва. Указывается, что для случая флишевых толщ («правильное чередование компетентных толщ с некомпетентными») преобладает деформация изгиба со скольжением. Упоминается течение пород некомпетентных слоев от крыльев к замкам, что обеспечивает увеличение их мощности в замках.

В классическом европейском руководстве по структурной геологии Дж. Ремзи и М. Хьюбера [Ramsay, Huber, 1987] (том 2 из трехтомного учебника) основное внимание уделяется классификации и картированию складок и складчатых структур. Для этого используются изогоны и замеры параметров «наклон слоя / мощность слоя». В связи с этим упоминаются складки параллельные (класс 1В) и подобные (класс 2) в качестве основных типов. Упоминается механизм продольный изгиб как образующий класс 1В складок, сообщается, что класс 1С (промежуточный между 1В и 2) образуется после сплющивания изгибных складок (со ссылкой на учебник де Ситтера; в переводе – [Ситтер де, 1960]). Для всех механизмов приводятся уравнения связей геометрии слоев и величины наклона слоя. Без упоминания механизмов отмечается, что многослойные складки (подобные в целом) имеют сочетания формы слоев класса 1С (компетентный слой) и класса 3 (некомпетентный слой). В разделе «Деформации и малые структуры в складках» появляются механизмы flexural flow fold (изгибное течение), flexural slip fold (изгиб с проскальзыванием) для складок параллельных. Упоминаются механизмы первоначального укорочения, удлинения (точнее - уплотнения) и перекашивания слоя. Для сочетания компетентного и некомпетентного слоя механизмы формирования складок подобного типа не рассматриваются специально ни для того, ни для другого типа слоев. Сведения о возможностях описания и измерения величины деформации представлены детальным описанием методов стрейн-анализа (в первом томе [Ramsay, Huber, 1983]), подсчета горизонтального укорочения для коротких профилей с учетом деформации слоя (F – функция, [Ramsay, Huber, 1987], с. 549) и основ составления сбалансированных разрезов ([Ramsay, Huber, 1987], с. 543).

Отметим, что чаще всего в курсах структурной геологии западных стран, доступных в Интернете, упоминаются изгиб продольный (buckling) и изгиб поперечный (banding) как общие типы механизмов, «изгибное течение» (flexural flow) для пачек слоев с проскальзыванием в рамках продольного изгиба, однородное сплющивание (flattening) как механизм, действующий параллельно изгибу или отдельно после него, а также скалывание или осевое сдвигание (shearing). Случаи детального описания механизмов или использования некоторых механизмов

для численного определения степени их развития встречаются в отдельных статьях, которые исчисляются первыми десятками, и совокупность этих работ не образует какой-либо связной концепции (например, [Bobillo-Ares et.al., 2000; Bastida et.al., 2003; Srivastava, Shah; 2008]).

Короткий обзор используемых понятий, приведенный выше, показывает существование, по меньшей мере, трех неясных моментов.

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

Во-вторых, в доминирующей части публикаций отсутствует представление о том, что механизмы формирования отдельных складок и механизмы формирования крупных структур могут быть разными по масштабу явлениями и требуют разного описания.

В-третьих, в литературе фактически отсутствует представление о том, что механизмы деформирования слоя компетентного и некомпетентного должны быть разными, и, соответственно, не осознается разница между складками подобного и параллельного типа. Разумеется, такая ситуация связана с тем, что общепринятые «механизмы» являются сугубо качественными понятиями и служат только для приблизительного объяснения явлений.

Ниже мы будем обсуждать исследования механизмов формирования складчатых структур именно с позиций тектонофизики, поэтому обычные, общепринятые «механизмы» не будут использоваться.

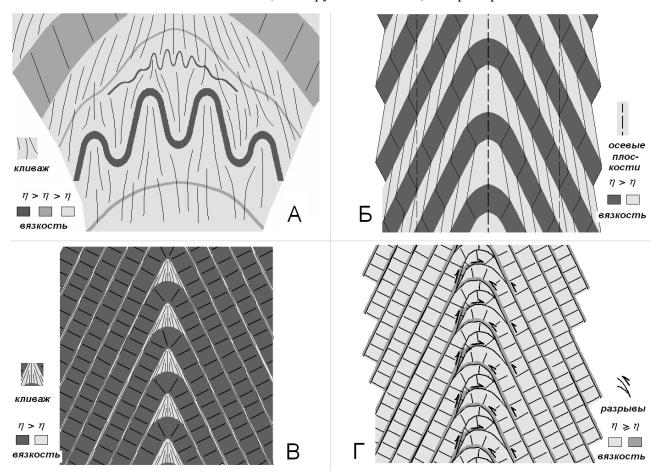
#### 4. 2. Принятая морфологическая классификация складок «подобного» типа

Поскольку в структурах линейной складчатости Большого Кавказа встречаются в основном складки «подобного» морфологического типа, мы будем описывать только их [Яковлев, 2008г], не отвлекаясь на складки «параллельные».

Теоретические разработки в рамках механики сплошной среды для изучения складчатых структур существуют, но касаются только структур относительно простых. Обзор этих работ был приведен выше (параграф 1.5, стр. 52). 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, Гущенко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002]. Большинство этих разработок, несмотря на хорошее качественное подобие природным процессам и структурам, к сожалению, пока не могут описывать геометрию сложных складок *подобного* типа с такой точностью и полнотой, чтобы быть использованными в целях 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 (рис. 4-1), отличающихся по соотношению мощностей компетентных и некомпетентных пород и по контрасту их вязкости. Отметим, что похожая зависимость формы складок от соотношения мощностей компетентного и некомпетентного слоев ранее была описана в ([Ramsay, Huber, 1987], с. 413).

1. **Пологие складки.** Имеют широкие округлые замки, которые занимают вдоль профиля ширину, сопоставимую с мощность нескольких десятков ритмов компетентных и некомпетентных слоев, в которых по мощности значительно преобладают некомпетентные породы. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок сопоставима или меньше ширины их замков. В замках и, частично, на крыльях могут быть развиты *складки единичного вязкого слоя*, в которые сминаются компетентные породы. При этом длина волны мелких складок явно прямо связана с мощностью деформированных единичных слоев: чем толще компетентный единичный слой, тем крупнее складки, но пропорции длин в целом



**Рис. 4-1.** Четыре типа «подобных» складок, выделенных по соотношению мощностей компетентного и некомпетентного слоев и по их контрасту вязкостей [Яковлев, 2008г]. Условными знаками показаны: кливаж, осевые поверхности, разрывы и относительные вязкости слоев (густота тона заливки). А – пологие складки и складки единичного вязкого слоя, Б – складки с широкими замками (складки пачек слоев); B – шевронные складки;  $\Gamma$  – складки с призамковыми надвигами.

сохраняются. Хорошо развит кливаж осевой плоскости (крупных складок), отклоняющийся на границах компетентных и некомпетентных слоев. Диапазон контраста вязкости разных пород в Чиаурской зоне Большого Кавказа для таких складок был определен как от 2 до 15.

- 2. Складки с широкими замками (складки пачек слоев). Ширина замка в них составляет 1-5 мощности компетентного слоя. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок значительно больше ширины их замков. Обычно наблюдается развитый кливаж, имеющий прямой (компетентные породы) и обратный (некомпетентные породы) веер. Эти структуры мы далее будем называть «складки пачек слоев». Мощности пород компетентных и некомпетентных в ритмах примерно одинаковые. В общем случае мощность компетентного слоя увеличивается от крыла к замку. Мощность некомпетентного слоя от крыла к замку увеличивается значительно сильнее. Контраст вязкости слоев находится, вероятно, в рамках того же диапазона 2-15, поскольку параметры преломления кливажа на границах пород остаются теми же, как и для первого типа. Первые два типа структур могут встречаться совместно, поскольку отличаются только соотношением мощностей компетентных и некомпетентных пород.
- 3. Складки с узкими замками (шевронные). Для них ширина замка по внутренней границе компетентного слоя меньше его мощности. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок многократно больше ширины их замков. Мощность компетентных слоев в ритме значительно (в 5-20 раз) больше мощности некомпетентных пород. Контраст вязкости значителен, поскольку кливажные или диагенетические трещины в компетентных слоях остаются почти перпендикулярны поверхности напластования, а кливаж в некомпетентных почти параллелен слоистости.
- 4. Складки с призамковыми надвигами образуются в толщах с весьма незначительным контрастом вязкостей компетентных и некомпетентных пород. Отдельные пачки (2-10 ритмов) смещаются относительно друг друга по надвигам, которые на крыльях складок строго параллельны слоям. Ближе к зоне замка плоскости срезают слоистость, заходят в замок навстречу друг другу, увеличивая мощность толщи вдоль осевой плоскости в соответствии с геометрией подобных складок. То есть, величина сокращения пространства (угол между крыльями) диктует геометрию поверхностей послойных надвигов и всей складки.

Наблюдения в поле над многочисленными складками показывают, что компетентные слои в описанных выше шевронных складах (тип 3) имеют грубую делимость с трещинами, перпендикулярными напластованию. Эти трещины, вероятнее всего, имеют диагенетическую природу и образовались еще на доскладчатой стадии. Основываясь на том, что механизмы *осевой сдвиг* и *сплющивание* обязательно выводят любые материальные линии из перпендикулярного к слою положения, следует сделать вывод, что образование шевронных складок происходит только при повороте слоев (изгиб) и длина этих слоев не меняется. Примерно то же можно сказать и о

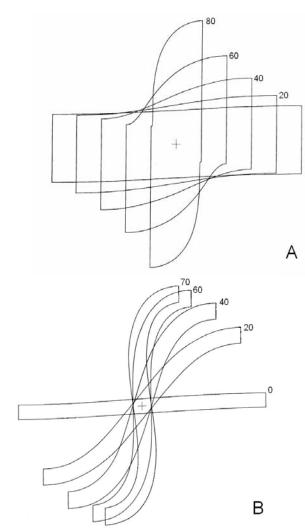
складках с призамковыми надвигами — компетентные слои в них тоже, как правило, имеют перпендикулярную напластованию трещиноватость. Это означает, что длина слоев в складках не менялась. Такая простая комбинация механизмов позволяет легко определять величину укорочения этих структур по углу схождения крыльев складки. В соответствии с этим специально рассматривать механизмы формирования необходимо только для складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев.

#### 4. 3. Складки единичного вязкого слоя.

#### 4. 3. 1 Модели формирования, модель расчетов конечно-элементным методом

Складки единичного вязкого слоя являются наиболее удобными объектами для определения величины укорочения структур линейной складчатости, поскольку имеют корректную (для времени своего создания) с точки зрения механики модель своего образования. Эта модель П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] была рассчитана с помощью конечно-элементного метода. Форма слоя задавалась изначально как половина длины волны (от антиклинали до синклинали), с определенным отношением мощности слоя к длине волны. Слой и среда задавались 384-мя прямоугольными начальными элементами, которые делились на четыре треугольника каждый для удобства расчетов. Задавался начальный наклон слоя около 3 градусов, чтобы исключить трудности, связанные с потерей устойчивости слоем. Соотношение между двумя действующими механизмами изгибом и «сплющиванием» в модели на каждой итерации подбиралось с позиций наименьших затрат энергии. 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 (- $\varepsilon$ =( $L_1$ - $L_0$ )\*100%/ $L_0$ )от 0 % до 70-80 % (рис. 4-2). Эта модель, точнее – приведенные в публикации рисунки, отражающие форму складок, полученную в результате расчетов, была нами использована как эталонная форма, с которой следовало сравнивать природные складки. Система замеров формы складок, единая для теоретической модели и для природных складок, а также номограмма, построенная по теоретической модели, составили ядро метода и должны были давать возможность определять величину укорочения и контраст вязкости для складок природных [Яковлев, 1978].

Отметим сразу важный момент. Уровень развития расчетных методов в то время, в которое модель была создана, не позволил сделать ее достаточно точной. Основным недостатком модели была невозможность сохранения условия несжимаемости. Поэтому, например, для контраста вязкости слой/среда равного 10, низкого, площадь компетентного слоя в конце процесса и в начале существенно различалась. Для моделей с большим контрастом вязкости такие искажения существенно ниже. В связи с этим при появлении более совершенной модели в метод, который представлен ниже, потребуется ввести поправки.



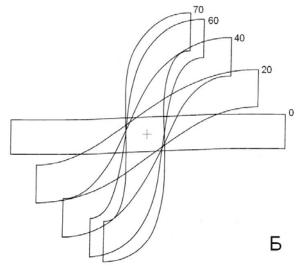


Рис. 4-2. Модели складки единичного вязкого слоя, полученные методом конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973]. Для каждой модели показаны несколько последовательных стадий с укорочением в процентах (цифры). Отношение вязкости слоя вязкости среды (контраст вязкости) составляет: А – 10; Б – 100; В – 1000. Для контраста вязкости 10 из трех приведенных в статье моделей с соотношением «0.5 длины волны/мощность слоя» 2, 4, 8 была выбрана модель с соотношением 4 (для контраста вязкости 100 оно составило 8, для 1000 – 16).

Для сопоставления модельных и природных структур была использована специальная система замеров формы слоя (рис. 4-3, 4-5); параметры этих замеров существенно менялись для всех трех моделей и для их стадий. Основными параметрами были: угол при вершине складки (прямые линии от точки пересечения кровли слоя с осевой плоскостью антиклинали до точки

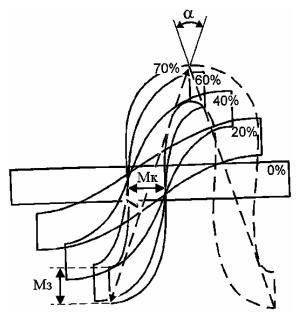
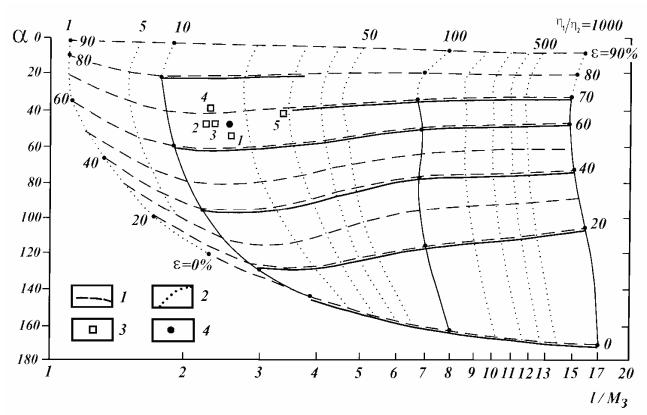
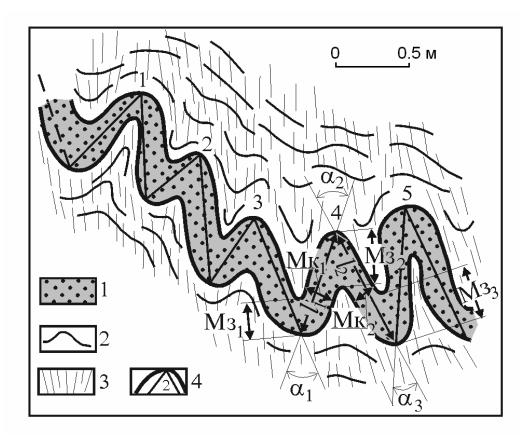


Рис. 4-3. Система замеров геометрии складок единичного вязкого слоя (по [Яковлев, 1978]). Измеряются параметры: длина крыла (1) от точки пересечения осевой плоскости подошвы слоя в синклинали до точки пересечения осевой плоскости и кровли слоя в антиклинали; угол (а) между этими направлениями; мощность слоя в замке (Мз); и мощность слоя на крыле (Мк). Поскольку природные складки часто встречаются на крыльях более крупных структур И являются асимметричными, то ДЛЯ исследования используются средние величины для каждой антиклинали или синклинали в серии складок.

пересечения подошвы слоя с осевой плоскостью синклинали), мощности слоя на крыле и в замке, а также длина слоя (между указанными выше точками). По результатам замеров были построены две диаграммы (номограммы), которые связывали форму слоя в складках с их величиной укорочения и контрастом вязкости (рис. 4-4 и 4-6A). По осям координат откладывались замеры параметров, а величина укорочения и контраст вязкости образовали сетку изолиний, проведенных с помощью интерполяций и экстраполяций. Для крайнего случая с контрастом вязкости 1 (однородная деформация) была использована складка с отношением «длина волны / мощность слоя» равное 2 (продолжение ряда 16 – 8 – 4). Изменение формы этой складки рассчитывалось кинематически (графическим моделированием) как результат однородной деформации горизонтального укорочения и вертикального удлинения. Сопоставление с природными складками (рис. 4-5) этих двух номограмм во многих случаях показало несовпадение результата для двух диаграмм. В связи с этим в первоначальном варианте предполагалось, что к этим двум механизмам мог добавляться третий – *скалывание* [Яковлев, 1978] или осевой сдвиг, при котором «простой сдвиг» вдоль осевой плоскости увеличивал длину слоя и уменьшал мощность слоя в крыле. Для учета этого



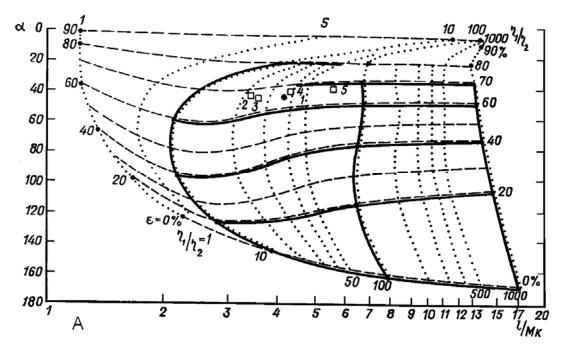
**Рис. 4-4.** Номограмма для определения величины укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]). По горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя в замке». Сплошные линии построены по замерам геометрии складок в расчетных моделях [Hudleston, Stephansson, 1973], использующих механизмы *изгиба* и *сплющивания*. I — изолинии укорочения; 2 — изолинии контраста вязкостей; 3 — пример положения замеров геометрии природных складок в серии (рис. 4-5); 4 — результат геометрического осреднения точек замеров.



**Рис. 4-5.** Система замеров геометрических параметров в природной складке [Яковлев, 1978]. Все замеры для складки (для полной длины волны) некоторым образом усредняются. Если зеркало складок не перпендикулярно кливажу и длины крыльев для складки (антиклиналь, например) разные, то для такого параметра находится среднее. Серия номер 10 (см. таблицу 4-1, ниже). I – компетентный слой (песчаник), 2 – слоистость в некомпетентном слое (глинистый сланец), 3 – кливаж, 4 – система замеров геометрии в складках 1 – 5.

дополнительного механизма была построена третья, поправочная, диаграмма (рис. 4-6 Б). Диаграмма учитывала разницу в положении точек осредненных замеров на двух диаграммах (рис. 4-4 и 4-6 А) среди изолиний величины укорочения и контраста вязкостей.

Возвращаясь к проблеме неточности модели П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] по параметру несжимаемости среды, заметим, что, судя по виду двух номограмм, область наибольших возникших по этой причине ошибок попадала, вероятно, на значения контраста вязкости 5-50 и величины укорочения 40-80%. Весьма вероятно также, что первая диаграмма (рис. 4-4, отношение длины крыла к его мощности в замке) является более точной, поскольку мощность слоя на крыле (вторая диаграмма, рис. 4-6, А) для больших амплитуд процесса заметно искажена (уменьшена) при субвертикальном положении крыла, поскольку искажения (сжимаемость) касаются горизонтальных отрезков. Оценка возможных искажений в результатах исследований складок 1978 года [Яковлев, 1978], в настоящий момент невозможна, поэтому ниже они приводятся в первоначальном виде. При необходимости использования методики для исследования нового материала по складкам единичного вязкого слоя можно рекомендовать использовать только первую номограмму.



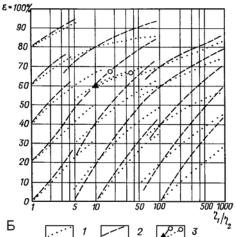


Рис. 4-6. Дополнительные номограммы. А номограмма определения ДЛЯ укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]), то же, что и на рис 4-4, но по горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя на крыле». Условные знаки см. на рис. 4-4. Б – номограмма учета механизма осевого сдвига (скалывания), используется сетка величин «сокращение» и «контраст вязкости». 1 – линии скалывания для номограммы A ( $\alpha - l/M\kappa$ ); 2 – линии скалывания для основной номограммы (рис. 4-4,  $(\alpha - l/M_3)$ ); 3 – операция учета механизма скалывания:

смещение точек осреднения с двух номограмм, имеющих разные параметры укорочения и контраста вязкости, вдоль «линий скалывания» производится до точки с одинаковыми параметрами. Этим «вычитается» действие механизма *скалывания*, искажающего морфологию складок (по предположению [Яковлев, 1978] это искажение и вызывает соответствующее их смещение по семейству «линий скалывания» на двух номограммах).

#### 4. 3. 2 Исследования природных складок Чиаурской тектонической зоны

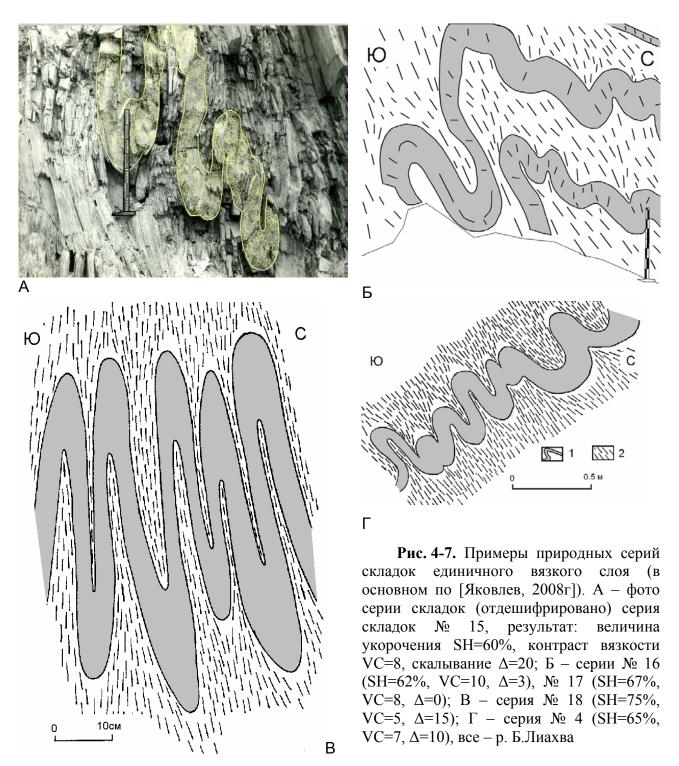
С помощью этого метода были исследованы несколько десятков серий складок единичного вязкого слоя в Чиаурской зоне Большого Кавказа (примеры, рис. 4-7). Для определения величин укорочения и контраста вязкости использовались фотографии и зарисовки, во время которых делались соответствующие замеры. Финальная таблица (колонки 2 и 3 — результирующие данные по диаграмме учета осевого скалывания, рис. 4-6Б) приведена ниже (табл. 4-1). В таблице также указаны привязки серий к номерам точек наблюдений и ссылки на номер кадра фотопленки или номер рисунка в полевой книжке.

**Таблица 4-1.** Результаты исследования складок единичного вязкого слоя (Чиаурская тектоническая зона).

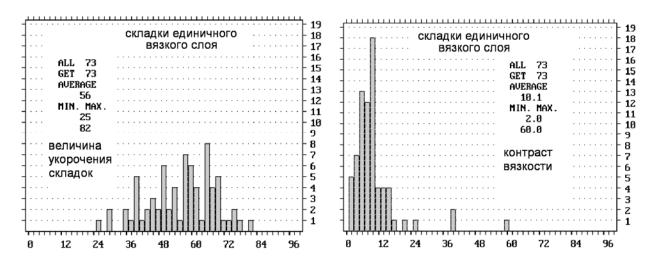
Номер	%, величина	Контраст	Осевой	Доля	Точка	Номер кадра,
$\Pi/\Pi$	укорочения	вязкости	сдвиг	изгиба	наблюдения	рисунка
1	2	3	4	5	6	7
1	70	40	10	0,6	20	10*4
2 3 4 5 6	58	12	4	0,4	1	1*3
3	35	10	5	0,4	22	11*7
4	65	7	10	0,3	6	4*3
5	60	10	5	0,4	6	4*6
6	65	6	7	0,3	42	17*7
7	75	6	0	0,3	42	17*6
8	50	12	2 3	0,4	41	16*7
9	65	7	3	0,3	1	14*1
10	62	10	8	0,4	1	14*2
11	70	10	2	0,4	17	13*6
12	44	6	11	0,3	26	12*4
13	60	6	10	0,3	26	12*3
14	49	9	3	0,4	26	12*3
15	60	8	20	0,35	17	9*7
16	62	10	3	0,4	4	3*6
17	67	8 5	0	0,35	4	3*6
18	75		15	0,25	14	8*8
19	72	5	3 5	0,25	19	10*3
20	70	10		0,4	20	10*6
21	60	10	15	0,4	42	18*2
22	58	6	22	0,3	42	18*4
23	77	2	0	0,1	14	9*2
24	82	15	5	0,45	14	9*1
25	54	9	6	0,35	1	fig59
26	25	5	47	0,3	35	fig63
27	63	14	8	0,45	41	fig74
28	40	4	18	0,2	7	fig37
29	65	15	7	0,4	17	fig42
30	40	6	17	0,3	31	fig51
31	58	3	4	0,2	15	fig52
32	50	3	30	0,2	15	fig53a
33	38	6	20	0,3	15	fig55
34	55	3	10	0,2	3	fig57
35	60	10	5	0,4	1	fig61
36	62	15	10	0,45	41	fig72
37	67	10	8	0,4	15	fig53B
38	30	2	15	0,1	47	fig83A
39	40	10	20	0,4	47	fig83B
40	45	4	20	0,25	50	fig89
41	73	10	5	0,4	52	specimen-p52
42	60	14	5	0,45	58	fig97
43	70 52	18	0	0,5	63	fig106
44	53	13	0	0,45	54	fig93
45	65	5	10	0,25	57	fig96

Номер	%, величина	Контраст	Осевой	Доля	Точка	Номер кадра,
$\Pi/\Pi$	укорочения	вязкости	сдвиг	изгиба	наблюд.	рисунка
1	2	3	4	5	6	7
46	48	9	7	0,4	65	fig108
47	58	15	3	0,45	67	fig113
48	65	13	0	0,4	66	fig109
49	52	4,5	0	0,25	67	fig110
50	40	2	15	0,1	67	fig111
51	53	9	2	0,35	67	fig111
52	30	8 8	27	0,35	72	fig112
53	53	8	7	0,35	71	44*1
54	50	7	7	0,3	71	fig114
55	58	7	24	0,3	14	fig115
56	41	10	3	0,4	45	fig116
57	70	11	0	0,4	57	fig118
58	62	2	0	0,1	55	32*3
59	50	3,5	7	0,2	71	29*7
60	50	60	10	0,65	78	42*4
61	45	40	18	0,6	78	46*7
62	45	8	5	0,35	64	46*8
63	57	8 7	4	0,35	72	39*7
64	68	7	2	0,3	68	44*2
65	57	5	0	0,25	55	41*6
66	43	6	15	0,3	54	29*1
67	65	10	7	0,4	50	27*1
68	65	10	5 3	0,4	50	27*1
69	52	22		0,5	47	23*8
70	40	7	4	0,3	45	22*7
71	48	25	22	0,5	38	19*5
72	35	2	15	0,1	44	21*7
73	67	12	5	0,4	47	23*7

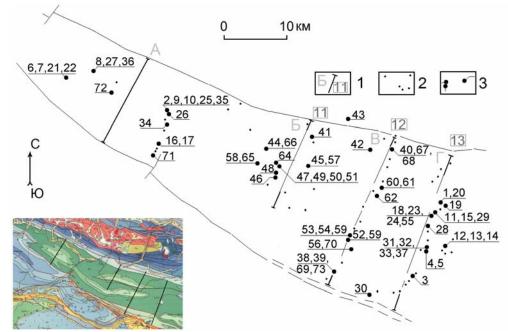
Формально, по статистическим характеристикам, весь массив данных по параметру «величина укорочения» показывает ее асимметричное нормальное распределение (рис. 4-8) с экстремальными значениями 25% и 82%, средним значением 56% и наиболее частотным – 66% (8 значений для шага усреднения 2%). Для данного шага распределение не является плавным – есть чередование пиков (5 и 6 значений) и провалов (1 – 2 – 3 значений) между ними. По параметру «контраст вязкости» распределение также является асимметричным с экстремальными значениями 2 и 25 для сочетания пород «песчаник/аргиллит» и 40-60 для кварцевых жил в аргиллитах. Среднее значение для первого типа слоев – 8.6, для второго – 47 (три значения). Наиболее частотное значение – 10 (18 значений), оно примерно совпадает со средним контрастом вязкости. Распределение серий складок по площади тектонической зоны показано на карте (рис. 4-9) в соответствии с номерами серий в таблице 4-1. В целом распределение можно считать достаточно равномерным, чтобы использовать полученные данные для попытки дать описание связи этого параметра со структурой тектонической зоны.



Было показано [Яковлев, 1978], что структура зоны может быть рассмотрена как несколько участков (складок второго порядка): южный синклинальный (I), центральный антиклинальный (II), северный синклинальный (III), северный приразломный (IV), в которых рассматриваемый параметр обладает специфическими свойствами. Внутри этих участков (и их частей для II) для каждого профиля значения величины укорочения были усреднены (рис. 4-10). Южный синклинальный участок имеет складки с наименьшим укорочением (40-45% в среднем); северный приразломный (IV) имеет значительное укорочение (65 и 80%). Для северного синклинального участка (III), там, где значения были определены, они были

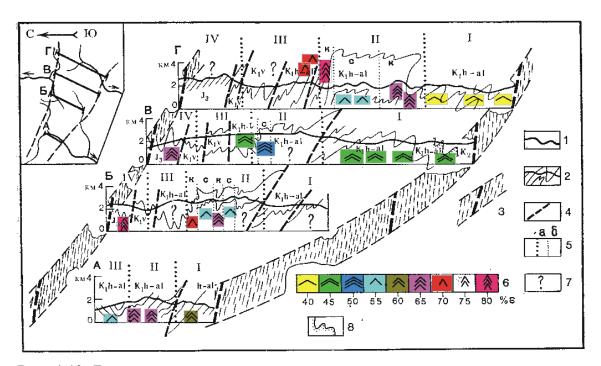


**Рис. 4-8.** Гистограммы значений величины укорочения (левая гистограмма) и контраста вязкости (правая гистограмма) для изученных складок (73 серии) единичного вязкого слоя Чиаурской тектонической зоны (по [Яковлев, 2008г]).



**Рис. 4-9.** Схема распределения найденных складок EBC по площади Чиаурской тектонической зоны. Номера рядом с точками соответствуют номерам по порядку в табл. 4-1. 1 – структурные профили (см. рис. 4-10); 2 – точки наблюдения, в которых складки EBC не выявлены; 3 – точки, охарактеризованные складками EBC.

разнообразными, но скорее промежуточными и менялись с запада (55%) к центру (45%) на восток с заметным возрастанием до 70%. В центральной зоне выделялись коробчатые складки от одной крупной до 3-4-х менее крупных, но в них обязательно крылья имели значительное укорочение (65-70-80%), а своды — слабое (55%). При усреднении значений в пределах таких участков находились доверительные интервалы (по критерию Стьюдента) и оценивалось насколько статистически значимы различия в таких значениях. Нулевая гипотеза (вероятность равенства значений) была отвергнута для четырех границ рядом с северным крылом коробчатой



**Рис. 4-10.** Блок-диаграмма распределения величин укорочения по структуре изученной части Чиаурской тектонической зоны (по [Яковлев, 1978], с небольшими изменениями).

1 – обобщенная линия рельефа; 2 – складчатая структура (схематично); 3 – поверхности сместителей глубинных разломов (Тибский разлом на севере и Рача-Лечхумский разлом на юге); 4 – разрывные нарушения; 5 – номера крупных и мелких частей структуры (на профилях: с – свод, к – крыло); 6 – шкала величин укорочения (усредненные данные по складкам ЕВС), добавлен цвет; 7 – части структуры, в которых складки ЕВС не найдены; 8 – стратиграфические границы. Профиль А дается по В.Н. Шолпо[1978], с изменениями.

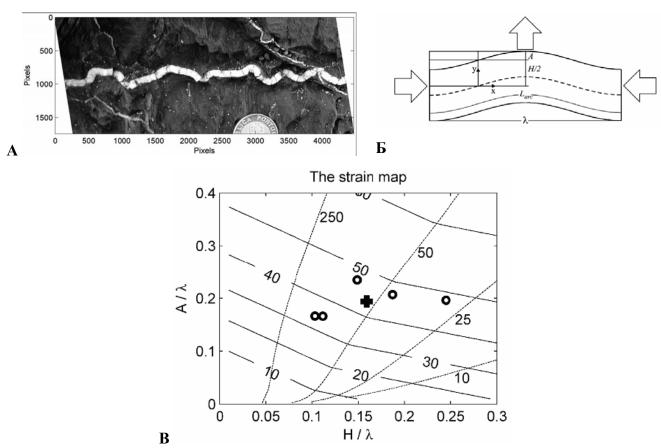
складки в участке II в профилях «Г» и «В». Это указывает на то, что выявленные неоднородности являются реально существующими в природе и связаны с формированием структуры.

# 4. 3. 3 Исследования складок единичного вязкого слоя и методы определения величин укорочения, известные по мировой литературе (обсуждение)

Использованная модель П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] была одной из первых, но, разумеется, не осталась единственной с того времени. За прошедшие почти сорок лет складки единичного вязкого слоя неоднократно привлекали внимание теоретиков. Появлялись работы, в которых форма складок и величина деформации внутри слоев тщательно изучались для разных реологических моделей [Shimamoto, Hara, 1976; Hudleston, Lan, 1993; 1994]. Основные проблемы, ставившиеся в этих исследованиях, достаточно подробно были описаны в обзорной статье П. Хадлстона С. Трегус [Hudleston, Treagus, 2010]. Как было отмечено выше (параграф 1. 5. 2, стр. 54), только относительно недавно была создана модель, которая давала удовлетворительное (с точки зрения механики)

совпадение с результатами аналоговых экспериментов (например, [Hudleston, 1973; Abbassi, Mancktelow, 1992]), что позволилоее авторам, Ш. Шмальхолцу и Ю. Подладчикову [Schmalholz, Podladchikov, 1999; 2000; 2001], перейти к созданию метода замеров величин укорочения и контраста вязкости. Для этого авторы применили идею сопоставления формы складок теоретических и природных, похожую на нашу, но на базе другой схемы замеров морфологии складок [Schmalholz, Podladchikov, 2001], что было показано на рис. 1-12, стр. 56. Этот метод был разработан независимо от нашей работы, что было установлено при рабочем обсуждении с одним из авторов (Ш. Шмальхолцем) в 2007 году. Важно также, что этому методу было уделено заметное внимание в обзорной статье П. Хадлстона С. Трегус [Hudleston, Treagus, 2010]. Информацией о других методах определения параметров указанные исследователи не обладают. Наша работа не была замечена, поскольку не была опубликована в ведущих западных журналах. Заметим также, что в силу ряда обстоятельств количество серий складок, параметры которых были этим методом (Ш. Шмальхолца и Ю. Подладчикова) измерены, в настоящий момент очень ограничено: только спустя несколько лет была исследована вторая серия складок (рис. 4-11). В Швеции (группа «GEO Physics of Geological processes» Университета г. Осло, руководитель Daniel Schmid) проводились специальные исследования с целью создания и тестирования компьютерного метода определения величины укорочения и контраста вязкости для складок этого типа, в том числе – с использованием номограммы Ш. Шмальхолца и Ю. Подладчикова. Однако до настоящего момента конкретные результаты исследований природных складок не были опубликованы [Adamuszek et al., 2011; 2013].

Надо заметить, что в рамках этой интересной темы существует много аспектов, которые исследователями считаются (возможно, справедливо) очень важными, активно изучаются и обсуждаются. К таким относятся: вопросы потери устойчивости и распространения волны формирования складки вдоль слоя, влияние разных реологических синусоидальность складки, изменение длины слоя в процессе деформирования, распределение деформации в виде эллипсоидов деформации внутри складки и т.д. Другие вопросы, представляющие, на наш взгляд, не меньший интерес, в литературе пока не ставятся. Например, к ним можно отнести частную проблему описания деформирования слоя в серии складок при наклонном зеркале относительно осевых поверхностей крупных складок (при этом формируются крылья существенно разной длины при сохранении общей длины волны), вопрос контроля соответствия природным средам используемой теоретической реологической модели, что можно делать по морфологии природных складок. То есть, тема формирования складок единичного вязкого слоя в принципе может быть освещена существенно глубже, но поскольку цели нашей работы касаются широкого спектра разномасштабных складчатых структур, то мы не будет останавливаться на обсуждении этих интересных, но частных аспектов.



**Рис. 4-11.** Использование диаграммы Шмальхолца-Подладчикова [Schmalholz, Podladchikov, 2001] для определения величины укорочения и контраста вязкости в серии складок единичного вязкого слоя [Schmalholz, Mancktelow, 2008]. А – складки, образованные кварцевой жилой в сланцах. Б – схема замеров и обозначения параметров, используемые на диагностической диаграмме. В – диагностическая диаграмма: субгоризонтальные сплошные изолинии (10-20-30-40-50) обозначают величину укорочения в %, точечные субвертикальные обозначают контраст вязкости (10-25-50-250). Кружками показаны замеры пяти конкретных складок, крестиком – их геометрическое среднее, положение которого в сетке изолиний считается решением. Контраст вязкости 50-60 совпадает с нашими данными по Чиаурской зоне для кварцевых жил в сланцах.

## 4. 3. 4 Выводы по результатам исследований складок единичного вязкого слоя

Представленный выше материал (параграф 4. 3. 2) был получен в основном в 1976-1978 гг. и после этого в целом не пересматривался. В настоящий момент, вероятно, нет возможности утверждать, опираясь на мнение механиков, что использованная модель точна, их мнение скорее негативное. Однако о том, насколько лучше более поздняя модель, предложенная Ш. Шмальхолцем и Ю. Подладчиковым, сложно судить, поскольку рисунки расчётной формы складок не опубликованы, и проверить форму складок этой модели на совпадение или несовпадение с моделью Хадлстона-Стефансона или с природными складками нет возможности. В номограмме Ш. Шмальхолца и Ю. Подладчикова используется мощность, не разделенная по принадлежности крыло/замок, поэтому у метода не существует внутренней проверки — остается неизвестно, насколько исследуемая складка удовлетворяет модельной

форме складки (и, соответственно, модельной реологии). С этой точки зрения предложенный нами в модели 1978 г. добавочный механизм «осевого сдвигания» имел целью как раз компенсировать несоответствие природной складки форме слоя в модели, т.е. наш метод имел внутреннюю проверку — случай нулевого осевого сдвига указывает на совпадение кинематики модельного и природного процессов. Однако добавочный механизм осевого сдвига (скалывания) не имеет надежной геологической мотивировки или разумных оснований по соображениям механики. Кроме того, в некоторых случая в природе возможно наложение «нормальной» модели и каких-то других движений, например, однородного сплющивания. Так, южнее Тибского надвига в полосе 2-4 км наблюдаются крупные складки, в которых южные субвертикальные крылья антиклиналей будинированы, а пологие северные смяты в мелкие дополнительные складки. Это указывает на две стадии деформаций, при этом вязкости слоев также менялись. Очевидно, что морфология структуры в таких случаях будет далека от теоретической модельной (например, рис. 4-7В). Вероятно, до появления надежных результатов (проверенных на внутреннее согласие с природными складками) для получения величины укорочения можно использовать одну номограмму.

На значительном статистическом материале (табл. 4-1) в Чиаурской тектонической зоне определено, что величины укорочения меняются от 25% до 82% при среднем 56%. Существенно, что распределение величин укорочения по региону является неслучайным и привязано к свойствам (общему укорочению) структур среднего размера. Контраст вязкости лежит в пределах от 2 до 25 при среднем 8.6. Важно, что контраст вязкости около 10 является достаточно обычным для сочетания «песчаник/сланец», поскольку при этом длина слоя существенно не меняется.

В настоящий момент при реализации предложенного подхода проблема определения действующих механизмов формирования для складок единичного вязкого слоя отсутствует. Эти механизмы фактически заменяются численной моделью (на основе конечно-элементного метода), корректной в первом приближении с позиций механики сплошной среды и для определенных условий решенной задачи. Природные структуры сравниваются с модельными по форме смятого в складки слоя и в результате такого сравнения определяются величина укорочения и контраст вязкости слой/среда.

## 4. 4. Складки пачек слоев – механизмы формирования и методы определения величины укорочения

## 4. 4. 1 Теоретически возможные комбинации кинематических механизмов формирования складок в компетентном и некомпетентном слоях.

Описание кинематической стороны деформационного процесса должно быть полным (необходимым) и не избыточным (достаточным). С этой точки зрения ситуация, описанная в

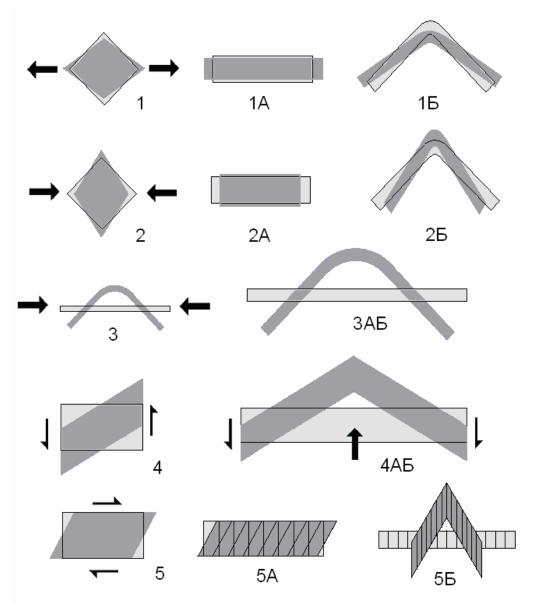
параграфе 4. 1 (стр. 155), при которой набор механизмов образования складок в учебных пособиях по структурной геологии у разных авторов каждый раз оказывается уникальным, является некорректной с методической стороны. Поэтому положение дел относительно «механизмов формирования складок» надо прежде всего рассмотреть с теоретических позиций.

Рассмотрим возможные механизмы формирования складок пачек слоев систематическим образом. Известное представление об эллипсоиде (тензоре) деформаций (например, в масштабе образца горных пород, которым занимается стрейн – анализ) отвечает критерию необходимого и достаточного описания. 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 – повором, простой сдвиг и чистый сдвиг. В соответствии с этим любая деформация (точнее – дисторсия, поскольку в данном случае перенос объекта в пространстве игнорируется) может быть описана в виде простых законов изменения формы тела в рамках определенной системы координат.

Для проверки того, какие механизмы (из числа декларируемых умозрительных, смотри параграф 4. 1) можно привлечь для формализованного описания деформации слоев компетентного и некомпетентного в складках пачек слоев, рассмотрим результаты действия указанных выше трех простых типов деформаций (рис. 4-12) для двух случаев ориентации слоя – 1) горизонтального (это в том числе – замок складки) и 2) наклонного (крыло складки) [Яковлев, 1981; Яковлев, 2008г; Yakovlev, 2008 b]. Одна из идей подхода заключается в использовании принципа суперпозиции, когда сложное движение (деформация) может быть разложено на несколько простых.

Как видно из рисунка, чистый сдвиг, он же – однородная деформация в горизонтальном направлении, для горизонтального слоя проявляется механизмами продольного удлинения (рис. 4-12, 1A) и продольного укорочения слоя (рис. 4-12, 2A). В соответствии со статусом однородной деформации поведение компетентного и некомпетентного слоев не различаются, за возможным исключением для удлинения – в компетентных породах может иметь место будинаж слоев. Для слоя наклонного однородная деформация укорочения – это известный механизм сплющивания (2Б). В соответствии с принципом суперпозиции механизм проявляется однородно для крыла складки и для замка складки (т.е. для всей складки), а также – одинаково для компетентного и для некомпетентного слоев. Изменение знака однородной деформации (горизонтальное удлинение) дает гипотетический механизм вырождения складки (1Б) [Яковлев, 1981]. Механизм поворота может существовать только для замка и крыла складки совместно (для замка – условно), поскольку горизонтальный слой перестает быть

горизонтальным — это *изгиб* (**3**АБ). С простым сдвигом ситуация более сложная — его надо применить: а) вдоль слоя (5) и б) вдоль осевой плоскости складки (4). Движение простого сдвига вдоль осевой плоскости складки (с разным знаком для разных крыльев складки) создает известный механизм *скалывания* или осевого сдвига (4АБ). Простое сдвигание вдоль горизонтального слоя можно назвать *перекашиванием* (5А). Интересный механизм возникает для сдвигания вдоль наклонного слоя (рис. 4-12, 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 (на



**Рис. 4-12.** Классификация механизмов образования складок в компетентных и некомпетентных слоях, основанная на действии простых типов физических деформаций в горизонтальном и наклонном слое (в замке и на крыле складки) [Яковлев, 2008г]. Левая колонка — типы простых физических деформаций: чистый сдвиг (1, 2), продольный изгиб или поворот (3), простой сдвиг (4, 5). Центральная колонка (A) — действие механизмов в горизонтальном слое, правая колонка (Б) — действие механизмов в наклонном слое. Пояснения в тексте.

крыле складки – 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. Заметим, что собственно перекашивание в некомпетентном слое в качестве специфического механизма известно (об этом пишет, например, S.H. Treagus [1997], стр. 351), но его роль в увеличении мощности этого слоя в замке не акцентируется.

Как несложно увидеть из краткого описания этой системы, любой механизм может быть описан как связь изменения углов наклона геометрических элементов структуры (например – наклона слоистости, или – наклона диагенетических трещин в слое) с определенным количеством (амплитудой) простого, примитивного, элементарного механизма. К сказанному необходимо еще добавить, что эти механизмы могут рассматриваться как одновременные и независимые, то есть может быть использована суперпозиция механизмов, как некой системы координат, в рамках которой, при оговоренных правилах описания, любая деформация может быть зафиксирована как комбинация определенных амплитуд нескольких элементарных механизмов (рис. 4-12, 1A, 1Б, 2A, 2Б, 3АБ, 4АБ, 5A, 5Б). При таком подходе морфология слоев в складке является источником информации о величине укорочения пространства вокруг складки (что в перспективе позволяет судить о внешних механизмах и причинах возникновения деформаций) и о сочетании простых (элементарных) механизмов, которые в принципе должны быть связаны с реологическими свойствами пород.

# 4. 4. 2 Кинематическая модель формирования складки пачек слоев (подобная складка в паре слоев «компетентный/некомпетентный»)

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 кинематической модели образования пачек слоев [Яковлев, 1981]. Позже эта же модель была модифицирована с целью прогноза величины деформаций внутри слоев по эллипсу деформаций [Яковлев, 2002]. В рамках предложенной классификации «подобных» складок (параграф 4. 2, стр. 158, рис. 4-1) эти складки относятся к типу 2, складкам с широкими замками, а также, в некоторых случаях, к типу 3 (шевронные). Деформации компетентного слоя в этой модели описываются сочетанием одновременно действующих элементарных 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 деформаций). Деформации в некомпетентном слое описываются механизмом «перекашивание с поворотом» и сплющиванием. Величина сдвига («перекашивания») определяется соотношением мощностей

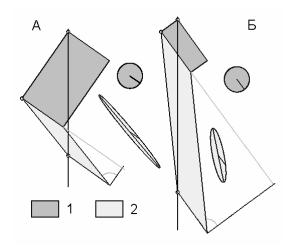


Рис. 4-13. Сравнение двух случаев с относительными разными мошностями компетентного и некомпетентного слоев [Яковлев, 2008г]: A -80% мощности ритма составляет компетентный слой, Б – 20%. эллипсы деформаций Показаны компетентного и некомпетентного слоя и углы сдвига в некомпетентном соответствующие действию механизма «перекашивание с поворотом».

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой

компетентного некомпетентного слоев ритме. При минимальной мощности некомпетентного слоя угол сдвига растет очень быстро уже при небольшом наклоне, а при минимальной мощности слоя компетентного угол сдвига почти равен углу наклона (рис. 4-13). действия компьютерной программе одновременность механизмов обеспечивается небольшими приращениями каждого механизма (итерациями), повторяющимися много раз (рис. 4-14). В обоих вариантах модели и методики (1981 г. и 2002 г.) была использована наиболее простая версия из всех возможных - с постоянными величинами приращения поворота и сплющивания. Она обеспечивала разный вклад этих простых механизмов в общее укорочение структуры в процессе развития складки, при котором влияния изгиба постоянно нарастало. Расчет деформации круга (рис. 4-14, 4-15) позволяет связывать общую величину укорочения складки с величиной и ориентировкой внутрислойной деформации [Яковлев, 2002] в четырех основных местах складки: в компетентном и некомпетентном слоях на крыле и в замке. Перебор всех возможных изменений соотношения инкрементов изгиба и сплющивания лег в основу построенной номограммы, в которой по осям откладываются 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. 4-16). В первоначальной версии модели [Яковлев, 1981] был использован механизм скалывания или осевого сдвига (аналогично методу для складок единичного вязкого слоя), а также было две дополнительных диаграммы. Первая диаграмма показывала изменения мощности слоев, вторая показывала изменение угла между диагенетическими трещинами и слоем, третья – позволяла «вычесть» действие скалывания (рис. 4-17).

Общая идея первоначальной модели состояла в том, что наблюдаемый часто кливаж в компетентном слое (прямой веер) формировался на первой стадии в горизонтальном слое, а потом трансформировался как пассивный элемент структуры. В модели на рис. 4-15 это направление аналогично углу  $\alpha 2$ . В принципе этому направлению могут соответствовать диагенетические трещины, возникающие перпендикулярно слою. Однако не всегда

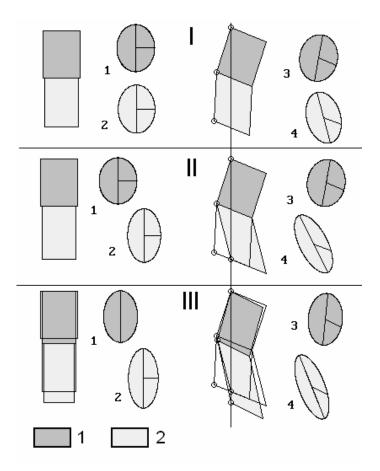


Рис. 4-14. Итерационное изменение геометрии слоев в модели пачки слоев [Яковлев, 2008г]. І – движение 1 – поворот на 10° компетентного слоя, оба слоя вместе, меняются наклоны осей эллипсоидов 3 и 4, II – вторая часть движения 1 – перекашивание (с поворотом) для некомпетентного слоя, меняются наклоны осей и удлинение эллипсоида 4, III – движение 2 – 10%, сплющивание В результате меняются удлинения эллипсоидов 1, 2, 3, 4, наклоны осей эллипсоидов 3, 4. компетентный слой: некомпетентный слой

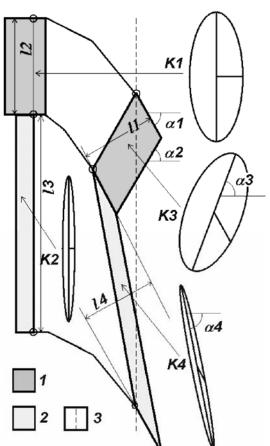
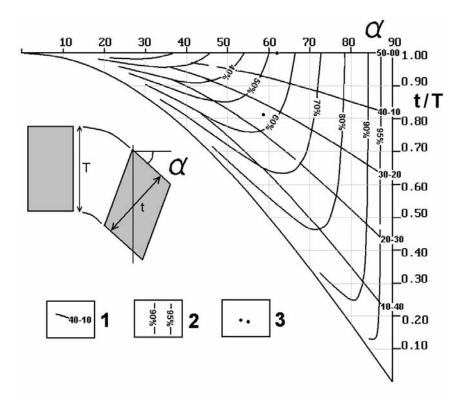


Рис. 4-15. Модель формирования складки пачек слоев (по [Яковлев, 2002]). Значения рассчитанных параметров складки: исходные мощности слоев 75 и 75, длина отрезка крыла – 75; общее сокращение K=0.396; сокращение ПО эллипсам длинная деформаций (показана ось ориентировка слоя) K1=0.643, K2=0.286, K3 = 0.668, K4=0.251; мощности l1=90.7, l2=116.7, l3=262.5, l4=90.7, длина отрезка крыла 62.0; ориентировки отрезков и осей эллипсов  $\alpha 1=61.4^{\circ}$ ,  $\alpha 2=-59.8^{\circ}$ ,  $\alpha 3=-$ 69.8°, α4=78.7°.

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



**Рис. 4-16.** Номограмма для определения величины укорочения в складках пачек слоев по геометрии компетентного слоя [Яковлев, 2008г]. Использована расчетная модель с механизмами *изгиба* и *сплющивания*. Показана система замеров угла наклона слоя относительно перпендикуляра к осевой плоскости ( $\alpha$ ), мощности слоя на крыле (t)и его мощности в замке (t). Угол наклона и отношение мощностей откладываются по осям номограммы. В теле номограммы нанесены изолинии величины укорочения (в %), и соотношения итераций механизмов поворота и сплющивания (двойной цифрой; так, 40-10 равно 0.40° поворота и 0.10% сплющивания).

1 – изолинии соотношения механизмов; 2 – изолинии величины укорочения; 3 – точки замеров геометрии складок, одна из точек соответствует складке на рис. 4-19.

регистрируемое направление трещин (прямой веер) может быть надежно идентифицировано с кливажем или диагенетическими трещинами. Во втором варианте модели представление об опоре на ориентировку диагенетических трещин не используется. Вероятнее всего, реально кливаж может находиться между направлениями, обозначенными как α2 (диагенетические трещины) и α3 (длинная ось эллипса деформаций) на рис. 4-15. Полагаем, что методику версии 1981 года можно оценивать, как достаточно надежную, но в будущем результаты ее применения будет полезно проверить.

Возможный способ проверки — это систематическое исследование связи геометрии компетентного слоя и эллипсоида деформации (внутрислойной) по модели «изгиб и сплющивание» без осевого сдвига, которое позволит проверить ее путем сравнения результатов стрейн-анализа образцов пород из природных складок с модельными теоретическими характеристиками деформации. Первые результаты такого сравнения были удовлетворительными [Яковлев и др., 2003] и будут показаны ниже, в параграфе 4. 4. 4).

Проверка работоспособности модели была осуществлена в двух работах — при анализе складок пачек слоев в Чиаурской тектонической зоне [Яковлев, 1981] и при определении величины сокращения для складок в теле Воронцовского покрова ([Яковлев и др., 2008]). Применение метода к складкам Воронцовского покрова будет показано в следующей главе.

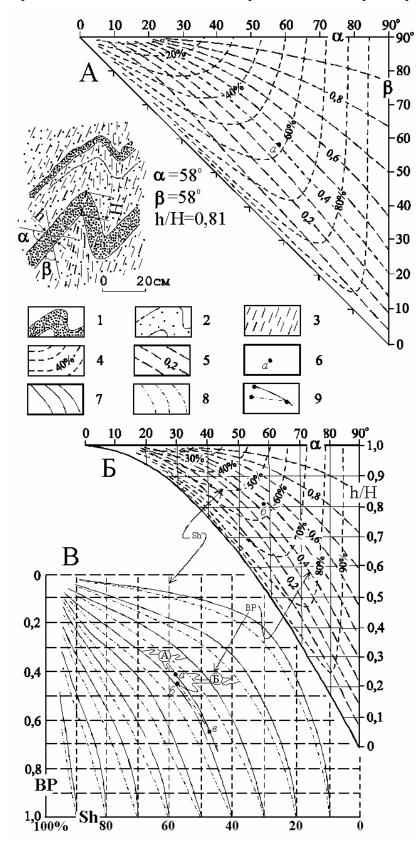
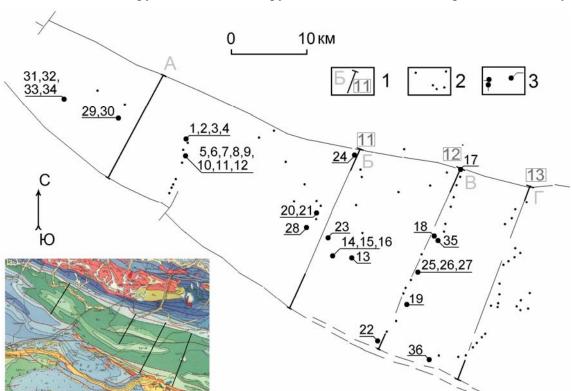


Рис. 4-17. Номограммы для анализа складок пачек слоев [Яковлев, 1981]. А – по углу падения крыла и углу между кливажем и слоистостью, Б – по углу падения крыла отношению мощностей слоя крыло/замок (то же, что на рис. **4-16)**, В – номограмма для корректировки результата учетом действия механизма скалывания. Показана природная складка, замеры параметров ее геометрии и процесс получения результатов.

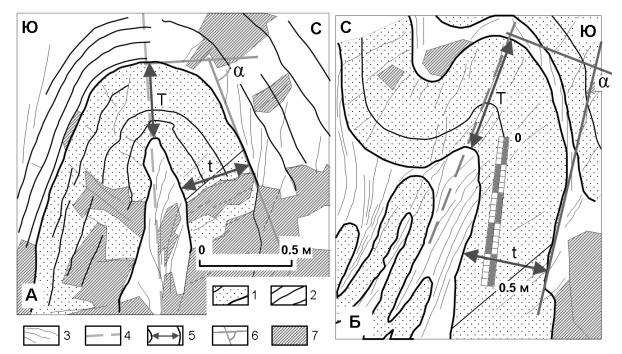
1 – слои песчаника; 2 – слои сланца; ориентировки плоскостей кливажа; 4 изолинии величины укорочения; 5 – изолинии доли изгиба к общему укорочению; 6 точки замеров геометрии складки; 7 – линии скалывания для номограммы А; 8 - линии скалывания для номограммы Б; коррекция возможных искажений геометрии складки модели «изгиб сплющивание», которые вносит механизм скалывания (вдоль линий скалывания)

### 4. 4. 3 Результаты исследования природных складок Чиаурской тектонической зоны

складчатых В процессе исследования структур Чиаурской зоны выявлялись, зарисовывались и измерялись, а также фотографировались, кроме складок единичного вязкого слоя, еще и складки пачек слоев. Однако, поскольку в 1976-1977 гг. использовалась первая версия метода, предусматривающая третий механизм, осевой сдвиг, было найдено, что морфология не каждой складки удовлетворяла использованной модели. В связи с этим корректный результат был получен только для части замеров складок, общим числом 36 (таблица 4-2), а остальные замеры (около 45) были отброшены. Распределение изученных складок по площади исследованной тектонической зоны показано на рис. 4-18. Примеры складок пачек слоев даны на рис. 4-19. Для 16 складок пачек слоев существенным оказалось то обстоятельство, что диагенетические трещины в компетентном слое в них имели направление, перпендикулярное слоистости, т.е. угол кливаж/слоистость на диаграмме А (рис. 4-17) равен 90°. По кинематическим закономерностям изменения элементов слоя два механизма из трех (сплющивание и осевой сдвиг) обязательно искажают этот угол. Поскольку угол остался без изменений, было сделано заключение, что здесь действовал только механизм изгиба (поворота). Эти складки правильнее отнести к типу «шевронные», мощность слоя в них не меняется, и величина укорочения для них связана только с углом наклона слоя относительно осевой поверхности. Для шести других складок обнаружилась комбинация не трех, а только двух



**Рис. 4-18.** Схема распределения найденных складок пачек слоев по площади Чиаурской тектонической зоны. Номера рядом с точками соответствуют номерам по порядку в табл. 4-2. 1 – структурные профили (см. рис. 4-10); 2 – точки наблюдения, в которых складки пачек слоев не выявлены; 3 – точки, охарактеризованные складками пачек слоев.



**Рис. 4-19.** Примеры складок пачек слоев, зарисовки по фотографиям (по [Яковлев, 2008г]). А – складка 17: укорочение Sh=71%, доля изгиба BP=0.85, поправка на «скалывание»  $\Delta$ =3%. Б – складка 34: 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

Таблица. 4-2 Результаты исследования складок пачек слоев (Чиаурская тектоническая зона).

номер	номер	номер	угол	угол	t -flank/	укороч.	доля	Осев.
п/п	точки	замера	Накл.	Клив./сл.	T-hinge	%	изгиба	сдвиг
1	1	4	75	40	0,65	60	1,00	17
2	1	7	70	67	0,81	69	0,70	0
3	1	8	71	63	0,9	63	1,00	7
4	1	9	65	63	0,82	60	0,70	4
5	3	12	64	55	0,84	48	1,00	17
6	3	14	64	56	0,8	50	0,85	14
7	3	15	70	42	0,68	50	1,00	24
8	3	16	70	90	-	65	1,00	0
9	3	17	80	90	-	83	1,00	0
10	3	18	40	90	-	34	1,00	0
11	3	19	44	62	0,86	53	0,20	0
12	3	20	62	67	0,85	48	1,00	12
13	32	21	74	90	-	73	1,00	0
14	34	25	58	90	-	47	1,00	0
15	34	26	60	90	-	50	1,00	0
16	34	27	70	90	-	66	1,00	0
17	60	28	73	68	0,88	71	0,85	3
18	48	34	70	56	0,72	70	0,55	0
19	45	39	55	75	0,90	48	0,65	0
20	66	40	60	90	-	50	1,00	0
21	66	41	68	90	-	64	1,00	0
22	75	43	42	57	0,83	55	0,12	5

номер	номер	номер	угол	угол	t-flank/	укороч.	доля	Осев.
$\Pi/\Pi$	точки	замера	Накл.	Клив./сл.	T-hinge	%	изгиба	сдвиг
23	73	47	55	90	-	44	1,00	0
24	62	49	60	42	0,63	70	0,15	0
25	69	55	63	90	ı	55	1,00	0
26	69	56	55	90	-	44	1,00	0
27	69	58	65	90	-	58	1,00	0
28	61	59	65	90	-	58	1,00	0
29	44	62	43	90	-	27	1,00	0
30	44	63	72	73	0,88	70	0,85	1
31	42	64	57	76	0,92	46	0,85	4
32	42	65	70	68	0,96	65	1,00	4
33	42	67	58	58	0,81	48	0,64	10
34	42	69	75	42	0,62	62	0,90	16
35	64	70	60	90	-	50	1,00	0
36	31	81	70	30	0,5	33	0,88	47

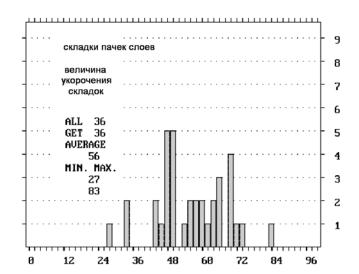


Рис. 4-20. Гистограмма значений величины укорочения (%) для изученных 36 складок пачек слоев Чиаурского синклинория

механизмов — изгиба и осевого сдвига (доля изгиба равна 1.0). Для восьми складок доля изгиба в комбинации изгиба и сплющивания была относительно высокой (от 0.90 до 0.70), для трех — средней (0.65-0.55) и для трех — низкой (0.20-0.12). Для всех 36 складок величина укорочения лежала в пределах от 27 до 83% при среднем значении 56% (рис. 4-20), что примерно соответствовало результатам изучения складок единичного вязкого слоя.

## 4. 4. 4 Исследования внутрислойных деформаций природных складок

Во второй версии метода для исследования складок пачек слоев есть возможность давать прогноз величины деформации во всех четырех основных участках складки (компетентный и некомпетентный слой, в крыле и в замке), и, соответственно, возникла возможность проверить этот параметр на природном материале. С этой целью автор и А.В. Маринин в 2001 году произвели замеры и собрали ориентированные образцы пород (песчаников) в нескольких складках в пределах Северо-Западного Кавказа (рис. 4-21). В 2002 году были проведены моделирование кинематики складок. Из отобранных образцов были изготовлены шлифы, и

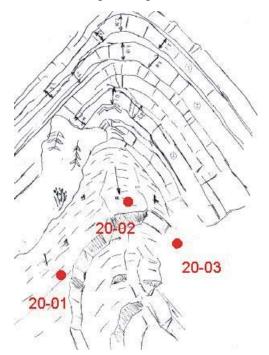
В.Н. Войтенко, используя для анализа шлифов стандартные методы стрейн-анализа, получил величины внутрислойных деформаций [Яковлев и др., 2003].

Складка номер 18 находилась в отложениях аалена (песчаники и аргиллиты) в долине р. Пшеха, складка номер 20 была найдена южнее, на пересечении Туапсе – Хадыженск, в верхнемеловых известковистых песчаниках. Первая складка имела большое сокращение пространства, вторая – среднее.

С использованием кинематической модели формирования пачек слоев и специальной компьютерной программы было промоделировано формирование складок, имеющих наклон крыла и отношение мощностей, максимально приближенных к природным складкам. К сожалению, наиболее удобный для проведения стрейн-анализа слой песчаников имел седиментогенные изменения мощности 6,5-6,0-5,5 см (крыло-замок-крыло), в связи с этим оценка параметра отношение мощности крыло/замок не была корректной, и полноценное сравнение внутрислойной деформации природной и модельной для этой складки не могло быть проведено. При моделировании для складки 18 его полной целью было найти сочетание итераций изгиба и сплющивания, а также общего сокращения складки, при котором наклон слоя и отношение мощностей крыло/замок будут близки к расчетным. Параллельно был получен результат для внутрислойной деформации в слое некомпетентном. Результаты показаны на рисунке 4-22 и в таблице 4-3.

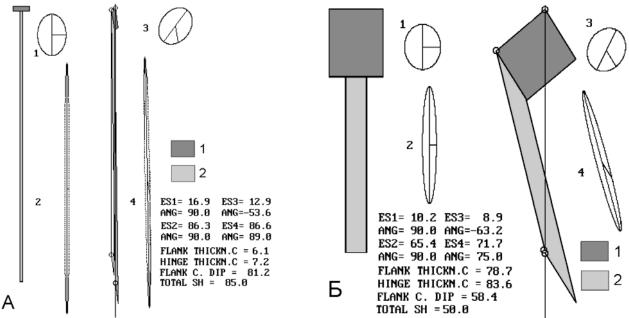
Из нескольких методов по ряду критериев В.Н. Войтенко выбрал метод среднего эллипса объектов – МОЕ [Erslev, Ge, 1990], который позволяет получать корректную оценку в слабо деформированных породах, поскольку в исследуемых песчаниках ориентировка длинных





**Рис. 4-21.** Фотография и зарисовка складок 18 и 20 (север справа). Отмечены места отбора ориентированных образцов, а также замеров элементов залегания слоев, их мощностей. По материалам [Яковлев и др., 2003]

осей кварцевых зёрен была равномерной и случайной, что является одним из основных условий метода. Методы Rf/φ' [Ramsay, 1967; De Paor, 1988], Фрая [Ramsay, 1967; Fry, 1979] и его модификаций [McNaught, 2002] имеют заметные ограничения в данном случае, поэтому их результаты не использовались. Для получения трёхмерной модели деформации анализ МОЕ выполнялся на трёх взаимно перпендикулярных друг другу плоскостях образца, а затем результаты в виде трех эллипсов конвертировались в эллипсоид (табл. 4-4). Как видно из сопоставления таблиц, в самом первом приближении величины деформации «теоретической» и



**Рис. 4-22.** Результаты работы компьютерной программы FLDSHAP4 (Ф.Л.Яковлев), моделирующей кинематические параметры изученных складок в замках (левая часть рисунков) и на крыльях (правая часть). А — складка 18, Б — складка 20, показаны части копий экрана. 1 — слой компетентный, 2 — слой некомпетентный.

Таблица 4-3. Результаты кинематического моделирования двух природных складок

	Параметры	18 <b>-a</b>	18 б-	18-в	20- <b>a</b>	20 б-	20-в
			xop.			xop.	
Природная	1. Наклон крыла		85°			58°	
структура	2. Мощность крыла		38 мм			6,5 см	
	3. Мощность замка		45 мм			6,0 см	
	4. Отношение мощн.		0,84			Около 1,0	
Расчетная	5. Параметры (число	79; 1°;	77; 1°;	76; 1°;	55; 1°;	55; 1°;	55; 1°;
структура,	циклов, изг., спл.)	0,20%	0,25%	0,30%	0,15%	0,20%	0,25%
лучшая (б),	6. Наклон крыла	85°	84,3°	84,6°	58,4°	58,4°	58,4°
а также	7. Отношение мощн.	0,86	0,83	0,81	0,955	0,94	0,929
включая	8. Общ. сокр. домена	0,913	0,902	0,908	0,494	0,50	0,505
смежные	9. Стрейн в замке	0,146	0,175	0,204	0,079	0,102	0,124
варианты	(модель 18-3 и 20-2)		(18-3)			(20-2)	
аив	10. Стрейн на крыле	0,107	0,131	0,155	0,068	0,089	0,108
	(модель 18-2 и 20-3)		(18-2)			(20-3)	
	11. Некомпетент. слой	0,956	0,950	0,953	0,717	0,717	0,717

по анализу шлифов совпадают: 0,175 и 0,131 (модель) / 0,15 и 0,13 (шлифы) для складки № 18, а также 0,102 и 0,089 (модель) / 0,10 и 0,11 (шлифы) для складки № 20. Если учесть возможные ошибки метода и то, что в природной структуре деформация не всегда является плоской, то совпадения являются очень хорошими.

В приведенном материале есть особенности, которые следует обозначить. Прежде всего, сравнение ведется по величине укорочения, но не сравниваются ориентировки эллипсоидов. Связано это с тем, что сама деформация в породах мала и находится почти на пределе разрешения метода. В этом случае несовпадения с плоской деформацией или небольшие отклонения могут дать заметное отклонение ориентировок природных от «теоретических». Полагаем, что с этой точки зрения наиболее весомым является сам установленный факт малой деформации. Второе обстоятельство – для складки номер 20 по ориентировкам трех эллипсоидов было найдено небольшое доскладчатое перекашивание всей структуры по типу «кровля сдвинута на север относительно подошвы» (устное сообщение В.Н. Войтенко при рабочем обсуждении материала). Разумеется, такого рода природные явления могут существовать, и это осложняет процедуру сравнения. И, наконец, третье обстоятельство седиментогенное изменение мощности слоя в складке № 20, сопоставимое по масштабу с предполагаемым деформационным. В данном случае сопоставление было ограниченным – при кинематическом моделировании подбиралась величина внутрислойной деформации, сравнимая с природной, и устанавливался масштаб деформационного изменения мошности «крыло/замок» (0.94). Поскольку такие изменения мощности могли составить 6% (что сопоставимо с седиментогенными искажениями), то в данном случае важным является сам факт малой природной внутрислойной деформации (около 10%).

**Таблица 4-4.** Результаты проведения стрейн-анализа для складок № 18 и 20 (материалы, полученные В.Н. Войтенко [Яковлев и др., 2003])

позиция	$N_0N_0$	Rxz	Ryz	ES	k
Limb (-)	18-01	1,295	1,147	0,18	0,90
Limb	18-02	1,197	1,096	0,13	0,96
Hinge	18-03	1,222	1,164	0,15	0,30
Limb (-)	20-01	1,207	1,091	0,13	0,34
Hinge	20-02	1,146	1,051	0,10	1,77
Limb	20-03	1,158	1,062	0,11	4,27

Rxz, Ryz — осевые отношения построенного эллипсоида деформации, нормализованные относительно малой оси Z.  $\epsilon s$  — величина полной деформации ( $L_1$ - $L_0$ )/ $L_0$ .  $\epsilon s$  — параметр Флинна [ $\epsilon s$  [ $\epsilon s$  — параметр Флинна [ $\epsilon s$  [ $\epsilon s$  — параметр Флинна [ $\epsilon s$  [ $\epsilon s$  — параметр Флинна [ $\epsilon s$  [ $\epsilon s$  — параметр Флинна [ $\epsilon s$  — параметризующий форму эллипсоида, отвечающего условиям деформации:  $\epsilon s$  — деформация сплющивания —дискообразный эллипсоид,  $\epsilon s$  — плоская деформация,  $\epsilon s$  — деформация обжатия (constriction) — сигарообразный эллипсоид. В колонке "позиция": строка (-) означает, что нет аналога в таблице 4-3.

<sup>\*</sup>величина сокращения рассчитывалась по формуле  $\varepsilon = \frac{1}{\sqrt{3}} \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2}$ 

Кроме прямого сопоставления модельных и природных внутрислойных деформаций, которое в первом приближении подтверждает реалистичность кинематической модели формирования складок пачек слоев, есть еще один важный аспект, вытекающий из полученного материала. Существуют представления, основанные на моделях механики, которые касаются формирования складок в многослое, о том, что первоначальное укорочение слоев до потери ими устойчивости может составлять десять и более процентов. Соответственно, возможности определения величины укорочения по углу наклона слоя и отношению мощностей «крыло/замок» считаются очень ограниченными. Как видно из представленного материала, эти опасения в данном случае не оправданы — многослойная структура теряет устойчивость очень быстро. Это же обстоятельство позволяет в большинстве случаев считать, что длина слоев в складках «подобного» типа сохранялась для флишоидных толщ, и что в первом приближении величину укорочения для крупных структур можно определять по углу между крыльями складок.

## 4. 5. Проверка метода определения укорочения складок пачек слоев — сравнение двух методов по результатам их использования в локальных структурах.

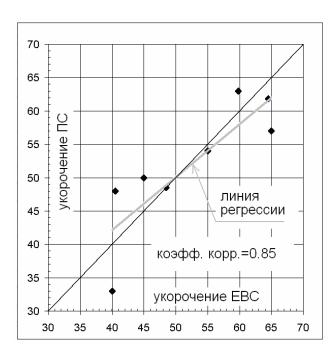
Важным обстоятельством применения двух методов к двум типам складок в Чиаурской тектонической зоне является то, что для 8 локальных структур были найдены складки обоих типов. Это позволяет сопоставить две методики. Для каждой из структур были найдены средние величины укорочения по обоим методам (табл. 4-5, 4-6). Было определено, что среднее укорочение для совокупности складок пачек слоев практически одинаково со средним укорочением для складок единичного вязкого слоя (табл. 4-6), коэффициент корреляции для восьми пар точек достаточно высок (г=0.85), хотя линия регрессии не является идеальной (рис. 4-23).

**Таблица 4-5.** Замеры величины укорочения (Sh, %) по двум методам для точек наблюдения и их усреднение

EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС	EBC	ПС
<u>1</u>	<u>1</u>	<u>3</u>	<u>3</u>	<u>31</u>	<u>31</u>	<u>42</u>	<u>42</u>	<u>44</u>	<u>44</u>	<u>45</u>	<u>45</u>	<u>64</u>	<u>64</u>	<u>66</u>	<u>66</u>
58	60	55	48	40	33	65	46	47	27	41	48	45	50	65	50
65	69		50			75	65	50	70	40					64
62	63		50			60	67								
54	60		65			58	69								
60			83												
			34												
			53												
			48												
59,8	63	55	54	40	33	64,5	61,8	48,5	48,5	40,5	48	45	50	65	57

**Таблица 4-6.** Средние величины укорочения (Sh, %) по двум методам для точек наблюдения

<u>точки</u>	<u>1</u>	<u>3</u>	<u>31</u>	<u>42</u>	<u>44</u>	<u>45</u>	<u>64</u>	<u>66</u>	средн.
Тип-ЕВС	59,8	55	40	64,5	48,5	40,5	45	65	52,3
Тип-ПС	63	54	33	61,8	48,5	48	50	57	51,9



**Рис. 4-23.** Сравнение результатов определения размера сокращения (в процентах) по методам для складок ЕВС и ПС для ряда локальных природных структур Чиаурской зоны Большого Кавказа [Яковлев, 2002].

Можно утверждать, что два метода с разными моделями (кинематическая модель и полноценная модель механики, рассчитанная по методу конечных элементов) дают сопоставимые результаты. Это означает, что принятые в кинематической модели пачек

слоев постоянные приращения (инкремент) поворота и сплющивания в процессе развития складки оказались в первом приближении соответствующими корректной модели в механике.

# 4. 6. Общее состояние исследований по анализу отдельных складок в многослойных средах (обсуждение)

Нельзя сказать, что складки многослойных сред не привлекали внимание исследователей теоретическое изучение таких складок никогда не прекращалось. Так, постоянно предпринимались попытки расширить выводы относительно единичного вязкого слоя на многослойные среды [Biot, 1961; Ramberg, 1964, 1970; Johnson and Fletcher, 1994]. Некоторые частные аспекты формирования складок неоднократно исследовались – например, зависимость доминирующей длины волны от контраста вязкостей компетентных и некомпетентных пород, от соотношения их мощностей в ритмах, в том числе – условия формирования мелких (паразитных) складок на крыльях крупных [Ramberg, 1964, 1970; Frehner and Schmalholz, 2006; Schmid and Podladchikov, 2006; Treagus and Fletcher, 2009]. Теоретически исследовались влияние сланцеватости и анизотропии пород [Fletcher, 2005], явление преломления кливажа в породах разной вязкости [Viola and Mancktelow, 2005], зависимость процесса формирования складок от реологической модели (упругая, вязкоупругая и т.д.). Сюда же можно отнести уже упомянутые отечественные исследования напряженного состояния в многослойных средах [Ребецкий, Гущенко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002], учитывающие иерархические свойства объекта (внутри слоя, в пределах двух смежных слоев, внутри складки в целом). Однако до настоящего времени так и не была разработана универсальная модель формирования складок в многослойной среде, корректная с позиций механики, которая позволяет рассчитывать объекты с большими конечными деформациями хотя бы в наиболее общем виде. Во всяком случае, в обзорной статье [Hudleston, Treagus, 2010] упоминаются только два метода определения

величины деформации для двух типов складок — Ш. Шмальхолтца-Ю.Подладчикова и Д. Шриваставы. Первая не является моделью для многослойной среды (она касается складок единичного вязкого слоя), а вторая имеет крупные недостатки (см. абзац ниже)

Существует несколько работ, которые как будто предлагают определенные решения. Так, Дж.Рэмзи [Ramsay and Huber, 1987]; р. 358) предложил рассматривать складки, имеющие промежуточную форму («1С», рис. 1-3, стр. 25) между параллельными («1В») и подобными («2») как комбинацию последовательного действия механизмов – сначала продольного изгиба (buckling), а затем общего сплющивания (flattening). Совсем недавно эта идея была использована в методе для исследования величины сплющивания в таких складках [Srivastava and Shah, 2008], хотя мотивировка реальности такой последовательности в природных структурах ни с позиций законов механики, ни по геологическим наблюдениям не может быть хоть сколько-нибудь убедительной. В нескольких работах группы испанских геологов и механиков (например, [Bobillo-Ares et.al., 2000]) анализируются складки в основном «параллельные», в формировании которых вслед за Дж.Рэмзи различаются механизмы продольный изгиб (tangential longitudinal strain), изгибное послойное (межслойное) течение (flexural flow) и однородную деформацию (homogeneous strain). Однако такие складки встречаются в основном в предгорных прогибах, охватывают весь осадочный чехол, но не характерны для флишевых толщ в центральных частях складчатых сооружений. Заметим также, что варианты решения таких прямых задач не привели авторов к появлению определенного метода определения величины укорочения.

Таким образом, несмотря на крайнюю примитивность предложенной еще в 1981 году кинематической модели формирования складок в пачках слоев, она пока остается единственной в своем роде, во всяком случае – апробированной. Здесь же следует определенно заявить, что предложенные еще в 1978-1981 году варианты методик не являются идеальными и требуют уточнения, однако, вероятнее всего, такие работы возможны только как результат серьезных совместных усилий механиков и геологов.

В заключение заметим, что складки единичного вязкого слоя и складки пачек слоев имеют относительно малый размер и обнаруживаются главным образом в замковых частях значительно более крупных структур. В этом отношении следует различать масштаб получаемых результатов в отношении сохранения длины слоев: для замков складок, хорошо выраженных на профилях (ширина замка 100 – 500 м) может быть характерно уменьшение длины слоев, которое регистрируется методами анализа малых складок (размер 5 - 20 м). При этом крылья крупных складок могут сохранять свою длину. Наряду с приведенными выше результатами, это обстоятельство служит обоснованием использования предположения (наблюдения) о постоянстве длины слоя в методе для восстановления длины профиля (параграф 6. 1. 2).

#### Выводы по главе 4

Предложенные 35 лет назад два метода для определения величины сокращения пространства по складкам единичного вязкого слоя и складок пачек слоев остаются в настоящий момент практически единственными апробированными методами для структур этого ранга. Это отражено в пункте 5 научной новизны. В качестве единственного дополнительного метода такого рода может рассматриваться аналогичный (но созданный позже и независимо) метод Ш. Шмальхолтца-Ю.Подладчикова (2001 г.), основанный на более совершенной (как утверждают авторы) модели механики сплошной среды. Возможно, в ближайшее время метод будет опробован на статистически значимом материале.

Апробация методов определения величины укорочения по морфологии слоев в складках единичного вязкого слоя и складок пачек слоев на примере структур Чиаурской тектонической зоны показала значительную устойчивость полученных результатов. Среди 72 складок первого типа величина укорочения менялась от 25% до 82% при среднем значении 56%. Распределение значений по площади региона показало явную связь параметра с деформацией средних по размеру структур – крупных складок и их крыльев. Сокращение в 36 складках пачек слоев имеет очень похожие значения – от 27% до 83% при среднем 56%. Эти результаты вошли в формулировку пункта 9 научной новизны. Для складок единичного вязкого слоя контраст вязкости слоев в сочетании «песчаник/сланец» составил ряд от 2 до 25 со средним значением 8.6. Материалы исследований показывают сохранение в целом длины слоя при формировании складок.

Достоверность результата по складкам единичного вязкого слоя обеспечивается опорой на модель механики сплошной среды [Hudleston, Stephansson, 1973]; проверка модели пачек слоев была реализована путем корреляции результатов двух методов для двух типов складок для 8 локальных природных структур. Она показала значительную сходимость и высокую корреляцию значений. Вместе с совпадением средних значений (56%) и крайних величин двух рядов для всей тектонической зоны это указывает на достаточную надежность метода. Проверка кинематической модели складок пачек слоев путем сравнения теоретического и реального (стрейнанализ в природных структурах) значений величины внутрислойной деформации также подтверждает в первом приближении реалистичность использованной модели.

Материалы главы вошли **в защищаемое положения 1**, в котором говорится о наборах кинематических моделей (модель пачек слоев) и комплексе методов исследования (методы исследования складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев).

## ГЛАВА 5. ОПИСАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ В СКЛАДКЕ И СКЛАДЧАТОМ ДОМЕНЕ; МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

#### 5. 1. Складчатые домены

### 5. 1. 1 Описание деформаций в складчатых доменах

Вполне очевидно, что для распознавания различных механизмов формирования складчатых структур необходимо иметь их модели (в рамках задач динамики или кинематики), которые, соответственно, должны иметь определенное количественное описание изменения формы слоистой структуры или, что почти одно и то же, – величины и типа деформации. Как было видно из описания структур второго уровня иерархии – отдельных складок, – для них проблемы выбора модели в качестве конечной цели исследования пока не существует, поскольку были предложены два безальтернативных типа моделей для складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев. То есть, этим структурам некоторые механизмы были «навязаны», но существует высокая вероятность того, что эти механизмы в первом приближении отвечают природному процессу. Для более крупных структур может быть предложено много «конкурирующих» механизмов, и основа для их описания должна включать в себя величину укорочения, и в то же время быть близка к стандартам исследований деформаций в механике. Это касается уровней иерархии от доменов (III уровень) и крупнее. Заметим здесь же, что величина укорочения, получаемая по данным о морфологии слоев в складках, при этом непременно используется, но комбинации механизмов формирования самих складок не являются важными для анализа структур следующих уровней и остаются их «внутренним» параметром.

Материал главы 4, а точнее – кинематическая модель формирования складок пачек слоев, показывает, что деформации в пределах всей складки вполне могут быть рассмотрены как эллипсоид деформации, который связан с морфологическими элементами этой складки [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Такое представление, хотя и не часто, но уже давно встречается в литературе. С определенными оговорками или при рассмотрении сложных случаев, эллипсоид деформации помещается в складчатую структуру с длинной осью, параллельной осевым плоскостям, промежуточной осью, параллельной шарнирам складок, и короткой осью, которая перпендикулярна первым двум. Так, Х. Фоссен ([Fossen, 2010], стр. 253) рассматривает эллипс деформаций в кливажированных сланцах, длинная ось которого параллельна осевым плоскостям складок и плоскостям кливажа, указывая при этом, что часть минералов при образовании кливажа растворялась, поэтому величину деформации определить непросто. Дж. Трегус и С. Трегус исследовали возможности определения параметров эллипсоида для условий несоосных деформаций (для условий простого сдвигания) и предлагали некоторые решения для этих непростых случаев [Тreagus, Treagus, 1981]. Авторы популярного руководства

по структурной геологии ([Rowland et al., 2007], стр. 125) используют (со ссылкой на Дж. Рэмзи [Ramsay, 1967]) эту модель для объяснения образования будинажа слоев и мелких складок на крыльях крупных. Во многих других работах (например, [Nicolas, 1987; Price and Cosgrove, 1990]) модель связи общего эллипсоида деформаций с элементами складки также используется. Характерно, что ни в одном руководстве по структурной геологии или в научной статье нет примеров конкретных описаний складок с использованием эллипсоида деформаций, в которых указана величина деформаций (длины осей, например), а в уже упомянутом обзоре исследований складок [Hudleston, Treagus, 2010] в тех разделах, где предлагается определять величину укорочения по морфологии складок со ссылками на [Schmalholz, Podladchikov, 2001; Srivastava and Shah, 2008], не упоминается эллипсоид деформации в качестве языка описания таких деформации. То есть в существующих на сегодняшний день представлениях структурных геологов эти две идеи пока не объединены в единое целое и обе имеют характер чисто качественных (не количественных) моделей. Косвенно это подтверждается тем, что в недавней работе, в которой для одного из структурных разрезов в Альпах делалась попытка определить деформацию методами стрейн-анализа и измерением длин слоев [Boutoux et al, 2014], использовалось представление материала в виде эллипсоидов деформаций (но конкретные величины деформаций не приводились), а в качестве похожей работы, использующей для представления материала эллипсоид деформации, была дана ссылка только на нашу работу [Yakovley, 2012b].

Итак, если рассматривать случай плоской деформации слоистой пачки с постоянным объёмом, то общая деформация для отдельной складки может рассматриваться как эллипс деформации (рис. 5-1A). Заметим, что такое обобщение расширяет число существенных параметров структуры до двух, добавляя к величине укорочения (параметр, получаемый при анализе отдельных складок) наклон длинной оси эллипса относительно горизонта (он же — наклон осевой поверхности). Отдельные складки в этом отношении представляют собой наименьший размер структур, связанный с деформацией одного слоя или одного ритма флишевого циклического чередования слоев. В следующих иерархических уровнях структур линейной складчатости объединяются некоторое число складок «подобного» типа в относительно больших пачках осадочного чехла (уровень III — складчатые домены). В свою очередь, в еще больших структурах, охватывающих весь осадочный чехол (уровень IV — структурные ячейки), а также всю земную кору (уровень V — тектоническая зона) уже параметры складчатых доменов могут использоваться для описания деформаций и для определения величины деформации.

Как это уже было определено выше, элементы складок связаны с эллипсоидом деформации следующим образом [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Промежуточная ось эллипсоида совпадает с шарниром складок, ось удлинения лежит в осевой плоскости складки и

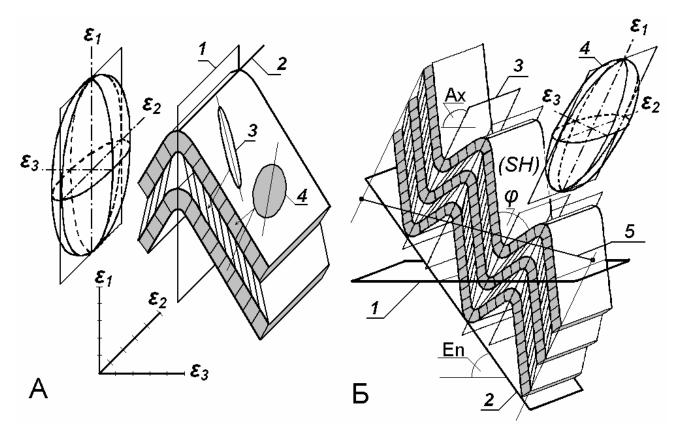
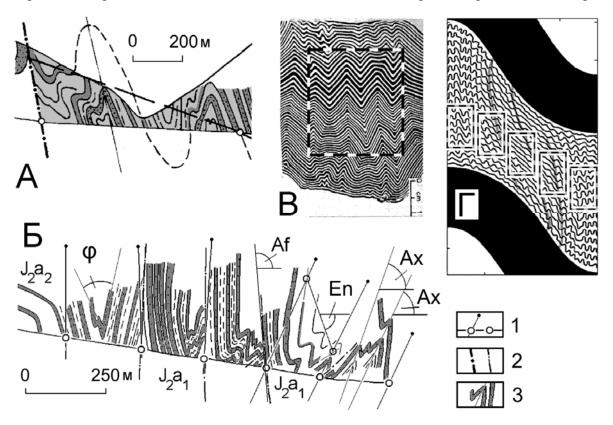


Рис. 5-1. Положение эллипсоида деформаций в складке и в домене относительно их морфологических элементов (по [Yakovlev, Voitenko, 2005]). A – Модель складки пачек слоев, показывающая общую деформацию и эллипсы деформаций для отдельных слоев (компетентных и некомпетентных). Оси эллипсоида: удлинения  $\varepsilon 1 = 11/10 = 2.13$ , промежуточная ε3 = l1/l0=0.47. =11/10=1.0, укорочения (Индексация осей 1 -осевая поверхность складки; 2 - линия шарнира; 3, 4 -эллипсы деформаций в некомпетентном слое (3) и в компетентном (4).  $\mathbf{F}$  – Основные параметры домена как совокупности нескольких складок. 1 – горизонтальная плоскость, 2 – поверхность зеркала складок и угол ее падения Еп, 3 – осевая плоскость и угол ее падения Ах, 4 – эллипсоид деформаций, величина сокращения которого, SH, может быть измерен через угол схождения крыльев складки ф, 5 – часть линии профиля в границах домена, ее длина и угла падения.

перпендикулярна шарниру, а ось укорочения перпендикулярна осевой плоскости. Что касается "подобных" линейных цилиндрических складок, деформация вдоль направления шарнира в них обычно мала, и общую ситуацию можно рассматривать как плоскую деформацию. Для характеристики деформации домена (рис. 5-1Б) по сравнению с одной складкой (наклон осевой плоскости и размер деформации) добавляется третий параметр — наклон зеркала складок или, что то же самое — наклон исходной слоистости ([Яковлев, 1987а; 1997]). Заметим, что для целей диагностики механизмов формирования структур разного ранга этих трех параметров оказалось достаточно (глава 7). Что касается операций восстановления профилей (построения сбалансированных пересечений) и определения величины укорочения для структурных ячеек и тектонических зон [Яковлев, 2009а], то для этих целей к трем указанным выше параметрам добавлялись еще два — длина отрезка профиля внутри границ домена и наклон этого отрезка (рис. 5-1).

# <u>5. 1. 2 Границы складчатых доменов – правила их выделения в природных структурах и в</u> моделях; домены как однородные структуры

Обозначим критерии выделения доменов в природной структуре и правила проведения границ доменов в складчатой структуре. Разумеется, первый и самый важный критерий — это максимально возможная однородность структуры, которая охватывается доменом. С этой точки зрения наиболее важными являются наклоны осевых поверхностей складок и углы схождения крыльев складок. Разумеется, в выделенном домене они должны быть относительно одинаковы (рис. 5-2). Если есть существенное изменение одного из этих параметров вдоль профиля, то при проведении границы это должно учитываться. Для измерения наклона зеркала складок через точки «входа» и «выхода» из домена следует провести линии, параллельные осевым поверхностям складок. Далее, один из слоев внутри домена должен быть дорисован в обе стороны до пересечения с этими линиями. Две точки, в которых выбранный слой пересекает



**Рис. 5-2.**Основные параметры домена и его границы [Яковлев, 2012а; Yakovlev, 2012а; 2012b]. А – один из доменов в природной структуре, Тфанская зона; Б – несколько доменов в природной складчатости, их границы и измерения параметров (обозначения смотри на рис. 5-1, Af – наклон плоскости сместителя разрыва), Тфанская зона, часть профиля 2; В – границы домена в экспериментальной модели (возможные) как области однородных «подобных» складок (структура дана по [Ghosh, 1968], с изменениями),  $\Gamma$  – возможное разделение сложной структуры на несколько доменов, расчетная модель (структура сформированных «паразитных складок» дана по [Frehner & Schmalholz, 2006], с изменениями). Для А и Б: I – линия профиля и границы домена на ней (кружки), и ограничительные линии, параллельные осевым плоскостям, 2 – основные и второстепенные разрывы, 3 – структура в слоистых толщах и линии осевых поверхностей.

границы домена (в общем случае - наклонные), соединяются прямой, наклон которой и составляет ориентировку зеркала складок или исходной слоистости (рис. 5-2, Б). Внутри структуры домена производятся замеры угла наклона осевых поверхностей складок, которые затем усредняются (берется среднее арифметическое). При большом числе складок можно брать их ограниченное число (15-20) из наиболее представительных. Коэффициент укорочения определяется по углу схождения схождения крыльев складок (формула  $K = \sin(\varphi/2)$ , где K коэффициент укорочения  $(l_1/l_0)$ ;  $\varphi$  – угол). Так же измеряются все складки или наиболее представительные объекты. В данном случае усредняются не углы, а величины укорочения (как среднее арифметическое). Разумеется, если существует возможность использовать специальные методы определения величины укорочения (глава 4), то ею надо воспользоваться. Но самыми массовыми замерами пока остаются углы схождения крыльев. Эта проблема обсуждалась в [Ghassemi et al., 2010], где было показано, что в первом приближении определение величины укорочения по углу между крыльями «подобных» складок является корректным. Безусловно, если складчатая структура нарушена разрывом, имеющим существенное смещение, то граница двух доменов должна быть проведена по разрыву. Для целей восстановления структуры (построения сбалансированного разреза) также измеряется наклон плоскости сместителя разрыва. Еще раз повторим, что для этих же целей измеряется расстояние между границами домена (отрезок между входными и выходными точками) вдоль линии профиля и наклон этого отрезка (рис. 5-2).

Обсудим обычные правила или типичные случаи выбора границ домена или размера доменов. В крупных структурах, состоящих из мелких складок, обычно наблюдается относительно постепенное изменение морфологии, например, в дивергентных антиклинориях. В этом случае вся структура может быть поделена на некоторое число доменов и внутри каждого домена параметры «величина укорочения» и «наклон осевой плоскости», имеющие некоторый разброс значений, будут усреднены. Тогда непрерывное изменение морфологии будет описано рядом дискретных значений. Минимальное число доменов от ядра локального антиклинория до ядра синклинория (это примерно соответствует «структурной ячейке») не должно быть меньше 3-5, а конкретный выбор типичного размера доменов в условиях однородной структуры зависит от целей исследования и детальности исходного разреза. Второй типичный случай связан с обычным нарушением однородности структуры в следствии резкой смены литолого-стратиграфического разреза вдоль линии профиля, при которой, как правило, меняются «механические» свойства толщи. Поскольку такие места являются одновременно геологическими границами, то в этом месте разумно ставить и границу доменов. Третий совершенно типичный и обязательный случай проведения границы – это наличие поверхности сместителя разрыва, по которому контактируют породы на разных стратиграфических уровнях.

Если структура в тектоническом отношении на каких-то участках профиля сильно усложняется (например, крупный разлом со сложной историей имеет несколько плоскостей), то полезно выделять несколько доменов существенно меньшего, чем обычно, размера. Заметим, несколько опережая ход повествования, что обычный размер домена для структур Большого Кавказа укладывается в пределы 300 – 1500 м.

Полезно специально объяснить некоторые обстоятельства и типичные проблемы, связанные с выделением доменов в модельных структурах, как вычислительных, так и аналоговых. Прежде всего, надо заметить, что понятие «домен» как совокупность нескольких складок и как однородная структура может относиться только к складкам «подобного» морфологического типа (рис. 1-2, стр. 24). Поскольку складки «параллельные» (рис. 1-1, стр. 24) охватывают целиком некоторый пакет слоев и имеют естественные ограничения сверху и снизу в виде поверхностей дисгармонии, то понятие «однородная структура» к ним неприменимы. Во всяком случае, найти такой объем внутри структуры с «параллельными» складками, для которого можно было бы использовать эллипсоид деформации в качестве адекватного описания деформации, не представляется возможным. Например, один из первых экспериментов по воспроизведению складок имеет комбинацию из однородной структуры в центре, которая окружена разнообразными вариантами параллельных складок. Соответственно, эта центральная часть может быть выделена как однородный домен (рис. 5-2B), а по периферии местами это сделать очень сложно даже для небольшого объема по причине наблюдающейся дисгармонии. Еще одна проблема – это принципиальная невозможность в пределах одного эксперимента воспроизвести весь ряд иерархических структур - складки (метры и десятки метров), домены (сотни метров), структурные ячейки (первые километры) и, хотя бы, тектонические зоны (первые десятки километров). Даже если это возможно теоретически, в рамках, например, вычислительного эксперимента, сложности контроля за соблюдением условий подобия на всех уровнях структуры не позволят сделать это на практике. В связи с этим в экспериментах можно ожидать только сочетания иерархических объектов «складки домен – структурная ячейка». Пример такой структуры и возможный вариант выбора доменов в ней показан на рис. 5-2 Г. Но зато в этом случае описание структуры в виде нескольких последовательных эллипсоидов деформации позволит сопоставить друг с другом разные модели или однотипные модели на разных стадиях на количественном уровне, а не на уровне словесного описания.

Показанная выше структура (рис. 5-2 Г) была воспроизведена в результате действия общего механизма «продольный изгиб». Для структур в ранге «структурная ячейка» и «тектоническая зона» возможно действие также гравитационных эффектов, например, конвективного всплывания (глиняные, соляные и гранито-гнейсовые диапиры). В целом вполне

можно ожидать, что при внешней схожести структур малых и крупных именно действие гравитации в структурах крупных будет вызывать появление в них таких особенностей, которые будут в принципе отсутствовать в мелких объектах. Если при моделировании таких структур, например, при использовании центрифуги, можно получить характеристики деформации внутри их небольших частей (т.е. выделяя в них домены), то тогда необязательно иметь непосредственно в эксперименте собственно складки. В этом случае разные механизмы или комбинации механизмов ΜΟΓΥΤ быть описаны через совокупности последовательности) эллипсоидов деформаций, что позволит затем полученные структуры сопоставлять с природными структурами или с другими модельными.

### 5. 2. Диагностика механизмов для локальных структур в «надвигах южного склона»

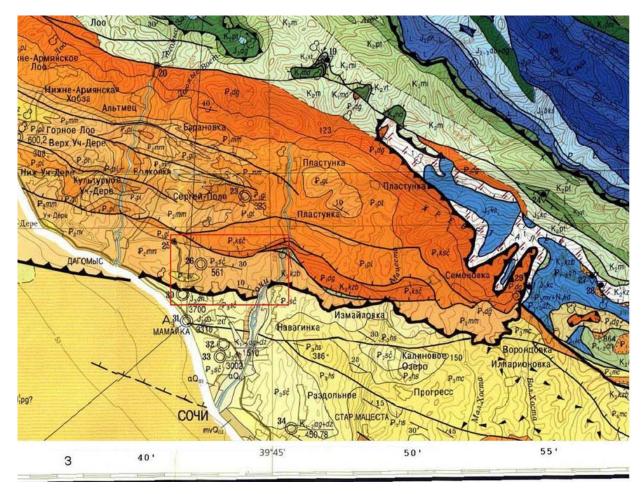
## - Воронцовский покров

#### 5. 2. 1 Тектоническая позиция и геологическое строение Воронцовского покрова

Возможности выявления механизма формирования структуры по материалам исследования параметров деформации могут быть продемонстрированы на результатах изучения структур Воронцовского покрова, который оказался очень удачным объектом для получения таких данных.

Воронцовский покров расположен в пределах Северо-Западного Кавказа, описанного в параграфе 2. 6, стр. 120. Эта структура в тектоническом отношении занимает позицию на южном ограничении складчатого сооружения Большого Кавказа, тело покрова сложено палеогеновыми флишевыми породами, ПО фациальному составу относящимися Чвежипсинской тектонической зоне, самой южной в составе Большого Кавказа. Как хорошо видно на картах, покров перемещен через шовную зону Ахцу и лежит в виде аллохтона на олигоценовых толщах Абхазской зоны, которая относится уже к Закавказскому массиву (рис. 5-3, 5-4). Видимая амплитуда перемещения на юг составила 15 км. Внутренняя структура покрова имеет крупные пологие складки, нарушенные наклоненными на север разрывами (надвигами) в южной части покрова, а также несколькими тесно сжатыми и опрокинутыми на юг складками в его северной части. Внутренняя структура покрова никак не связана со складками и разрывами в отложениях Абхазской зоны, расположенными под поверхностью субгоризонтального общего срыва.

Структура покрова в его современной фронтальной части была исследована при рекогносцировочных работах группой сотрудников лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН в 2006 г (Ф.Л. Яковлев, Л.А. Сим, А.В. Маринин). Целью работ было выявление поля напряжений и поля деформаций в зоне строившегося тоннеля [Яковлев и др., 2008]. Для этого была изучена полоса междуречья рек Сочи и Мамайка (шириной 3 км и длиной около 5 км), а также складчато-разрывная структура в зоне детачмента предположительной общей



**Рис. 5-3.** А – копия участка карты [Лаврищев и др., 2000], без легенды, красный прямоугольник показывает район работ, примерно соответствующий снимку на рис. 5-5.

мощностью 50-100 м, в пределах которой очень удачно для исследований структуры проходили два параллельных тоннеля большого диаметра (рис. 5-5). В изученной зоне структура покрова образует слабо наклонную к северу моноклиналь, разбитую, по данным региональных исследований, несколькими продольными субвертикальными разрывами поперечными субмеридиональными разрывами. Общая мощность палеогеновых отложений Воронцовского покрова составляет 1.3 – 1.6 км. Отложения мамайской свиты, образующие здесь тело покрова, представлены флишевым чередованием темно-серых аргиллитов и алевролитов с мощностью отдельных ритмов от первых сантиметров до одного метра. В некоторых пачках резко возрастает объем грубых частей ритма и появляются песчаники мощностью до 1-2 метров. На дневной поверхности в изученной части пространства структура покрова является спокойной, без значительного количества разрывов и только с отдельными мелкими складками вблизи зон разрывов. Обнаруженные на поверхности разрывы были представлены широтными субвертикальными зонами дробления 1-3 м шириной. В тоннелях, проходящих в нижней части фронтальной зоны покрова, наблюдались многочисленные мелкие складки (от сантиметров до первых метров) и зоны дробления. Складки в целом имеют падение осевых поверхностей на северо-восток, северное крыло антиклиналей обычно

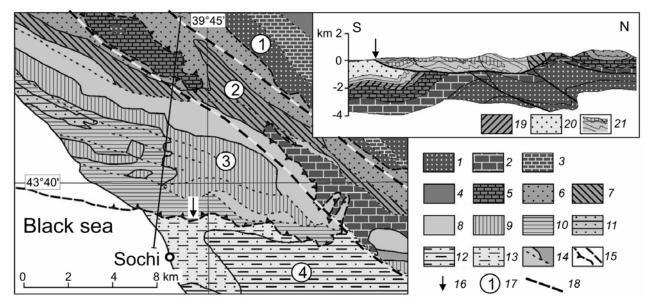
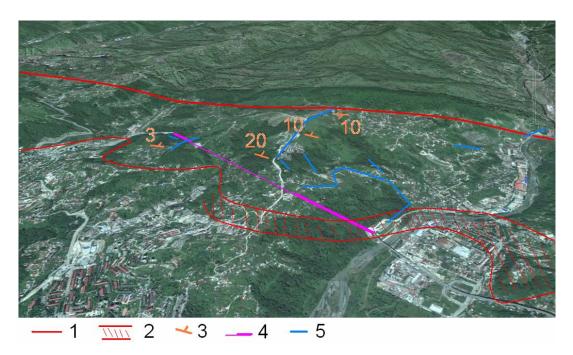
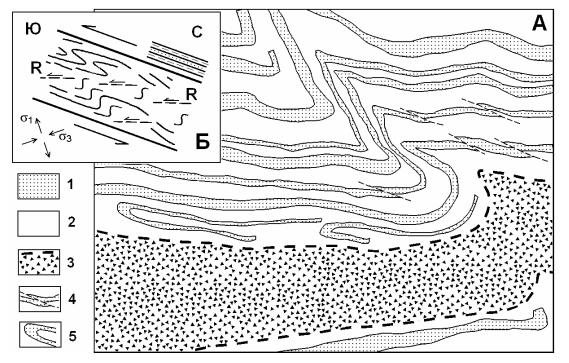


Рис. 5-4. Схематическая карта Воронцовского покрова и структурное пересечение ([Yakovlev, 2012а]) по материалам [Лаврищев и др., 2000]). 1 – Среднеюрские отложения, 2 – Верхнеюрские параплатформенные известняки (зоны Ахцу и Абхазская), 3 - Верхнеюрский флиш (зоны Большого Кавказа), 4 – Нижнемеловой флиш (Большой Кавказ), 5 – Нижнемеловые параплатформенные карбонатные породы, 6 – нижняя часть верхнемеловых отложений, 7 – верхняя часть верхнемеловых отложений, 8 – нижняя часть палеоцена, 9 - верхняя часть палеоцена, 10 – нижняя часть эоцена, 11 – верхняя часть эоцена, 12 – нижняя часть олигоцена (флиш), 14 – геологические границы и второстепенные разрывы, 15 – основные разрывы и детачмент покрова, 16 – местоположение туннеля, 17 – тектонические зоны и структуры (1 – Большой Кавказ, 2 – шовная зона Ахцу, 3 – Воронцовский покров, 4 – Абхазская зона), 18 – границы тектонических зон; только для пересечения (19-21): 19 –параплатформенные карбонатные породы мела (абхазская зона), 20 – олигоценовый флиш (Абхазская зона), 21 – символическое изображение складчатой структуры.

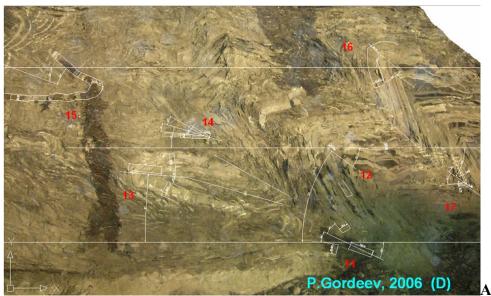
субгоризонтальное, короткие смыкающие южные крылья имеют наклон от крутого южного до опрокинутого северного (рис. 5-6). Полевыми наблюдениями на качественном уровне было установлено, что наклон осевых поверхностей связан с углом схождения крыльев складок — чем меньше угол схождения, тем более пологими являются наклоны осевой плоскости. Шарниры складок, как правило, имеют пологое падение на северо-запад, хотя в отдельных случаях сильно отклоняются от этого общего направления. Зоны дробления имеют разнообразные ориентировки плоскостей, но чаще они субгоризонтальные, примерно совпадающие с общей ориентацией слоистости. Было сделано несколько снимков складок в текущих забоях со стороны восточного портала, произведены замеры элементов некоторых складок, а также от сотрудника организации, проводившей работы, П.П. Гордеева, были получены несколько снимков складок, сделанных ранее в предыдущих забоях (рис. 5-7). Очень высокому качеству изображений благоприятствовало возникновение трещин разгрузки, перпендикулярных линии тоннеля (и линиям шарниров), по которым часто происходило обрушение пород забоя с образованием 100% чистой поверхности среза. Для выполнения основной части работ, а именно



**Рис. 5-5.** Копия перспективного космического снимка района работ (Google-Earth). Видны долины рек Сочи (справа) и Мамайка (слева вверху). 1 — самые крупные разрывы, 2 — зона дробления в подошве покрова, 3 — элементы залегания с углами залегания (основные), 4 — позиция оси туннеля и пройденные отрезки на момент проведения полевых работ, 5 — линии пройденных наземных маршрутов.



**Рис. 5-6.** Общая структура складчатых и разрывных деформаций в горной выработке (А, по фотографии, [Яковлев и др., 2008]). Север справа. – слои алевролита и песчаника, 2 – слои аргиллита, 3 – зона дробления (границы – крупный пунктир), 4 – мелкие разрывы (штриховые линии), 5 – смятые в складки слои алевролита. 6 – Схема общей обстановки. С учетом наклона тела покрова на север ( $20^\circ$ ) ориентировка зоны дробления соответствует трещинам Риделя ( $\mathbf{R}$ ). Выявленный наклон оси сжатия общего поля на юг  $20^\circ$  не противоречит обстановке простого сдвигания в теле покрова.





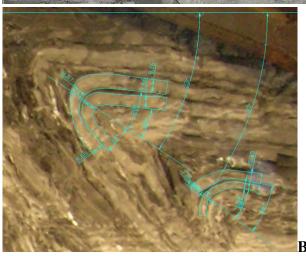


Рис. 5-7. Примеры фотографий складок в забоях тоннеля, север справа. Показаны замеры элементов морфологии слоев с использованием программы AUTOCAD.

Соответствие данным таблице 5-1: (A- снимок D в таблице; B- снимок B; B- часть снимка E). Снимки A и B были сделаны  $\Pi.\Pi.$  Гордеевым,  $B- \Phi.$  Яковлев

– определения параметров палеонапряжений, – в забоях и в стенках тоннелей, а также в маршрутах на поверхности Л.А. Сим и А.В. Маринин произвели большое количество замеров трещин с бороздами скольжения [Яковлев и др., 2008]. Эта часть исследований выходит за рамки целей нашей работы, и здесь описываться не будет. Упомянем только, что выявленная картина поля напряжений по ориентации основных осей эллипсоида напряжений (падение оси сжатия на юг-юго-запад 20°) не противоречила основным элементам морфологии складок (рис. 5-6Б), что могло свидетельствовать, что складки сформировались именно в этом поле напряжений.

## 5. 2. 2 Альтернативные кинематические модели формирования складок в тоннеле

Для определения механизма формирования складок и решения вопроса о геодинамической природе полученного обобщенного поля напряжений в качестве рабочих гипотез были предложены две модели – бокового давления со стороны сооружения Большого Кавказа и гравитационного оползания при воздымании горного сооружения.

Как это было указано выше, в параграфе 5. 1. 1, на стр. 191-192, эллипсоид деформации складки (эллипс для линейных складок) характеризуется двумя параметрами — величиной сокращения в направлении перпендикуляра к осевой плоскости и наклоном этой плоскости. Были кинематически промоделированы оба процесса, при этом регистрировались оба параметра.

Механизм горизонтальное укорочение использует однородную деформацию сокращения удлинения по типу чистого сдвига (рис. 5-8). Совершенно очевидно, что если рассматривать начальную структуру как горизонтально-слоистую среду, то ситуация с развитием этой структуры будет тривиальна: складки будут иметь от начала и до конца процесса только вертикальное положение (АХ=90), а меняться будет только величина укорочения. Для изучения свойств этого механизма в качестве начальных были использованы структуры с произвольными комбинациями начальных параметров наклона осевой поверхности и величины укорочения.

Механизм *горизонтальное простое сдвигание* характеризуется полным отсутствием общего горизонтального сокращения, т.е. горизонтальная длина и вертикальная мощность

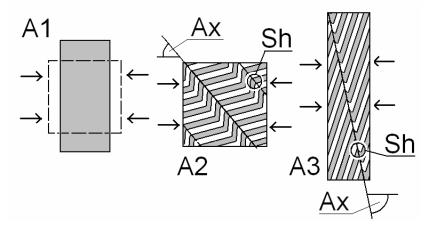
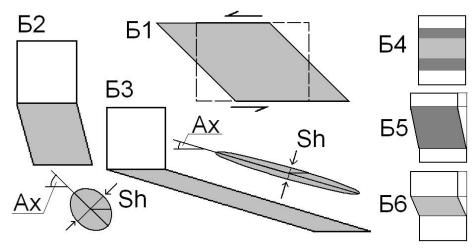


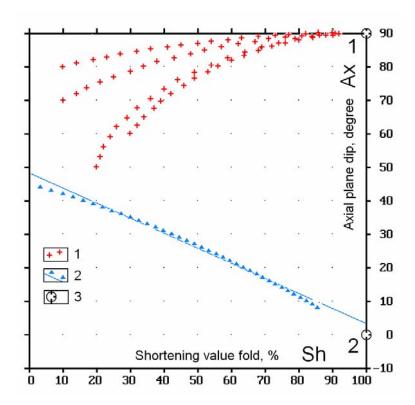
Рис. 5-8. Основные черты кинематического механизма «горизонтальное укорочение» [Яковлев и др., 2008]. А1 – ситуация «чистого сдвига» однородное горизонтальное укорочение при сохранении площади поперечного сечения структуры. A2 A3 последовательное изменение параметров: увеличение угла наклона осевых плоскостей (Ах) и увеличение размера сокращения складок (Sh).

толщи — величины постоянные (рис. 5-9, Б1). Однако в слоистой среде возникающая деформация (рис. 5-9, Б2 и Б3) в зоне пластического сдвигания может вызывать появление складок, а характеристики складок могут быть описаны эллипсами деформации в модели. Заметим, что если общая структура сдвигания является неоднородной и делится на отдельные зоны, то при одной и той же амплитуде смещения, но разной «мощности» зоны, угол сдвига, а значит и величина укорочения эллипса, будут разными (сравните начальное Б4 и варианты Б5и Б6 на рис. 5-9). На практике это означает, что в мощной зоне сдвигания мы может наблюдать очень разные стадии развития структур. В соответствии с этими представлениями была рассчитана модель простого сдвигания для горизонтальной зоны, в которой фиксировались параметры наклона осевых плоскостей складок (АХ, наклон длинной оси эллипса) и величина укорочения складок Sh (разное соотношение длин осей эллипса деформаций), те же самые, что и для первой, альтернативной модели.

Для того, чтобы сопоставить две модели на численной уровне, была построена диаграмма рассеяния по этим двум параметрам (Sh/AX), на которую были вынесены значения обеих моделей (рис. 5-10). На диаграмме хорошо видно, что четыре варианта развития механизма *горизонтального укорочения* с некоторых начальных условий по определенным траекториям стремятся к точке с координатами  $AX = 90^{\circ}$  и Sh = 100%. Для механизма горизонтального простого сдвигания есть одна последовательность состояний — от точки с координатами  $AX = 45^{\circ}$  и Sh = 0% (отсутствие укорочения или только появившиеся складки с диагональным  $45^{\circ}$  положением осевой плоскости) к точке с координатами  $AX = 0^{\circ}$  и Sh = 100% (очень тесно сжатые



**Рис. 5-9.** Основные черты кинематического механизма *«горизонтальное простое сдвигание»* [Яковлев и др., 2008; Yakovlev, 2010]. Б1 – ситуация «простого сдвига» – однородное горизонтальное сдвигание при сохранении площади поперечного сечения структуры. Б2 и Б3 – последовательное изменение параметров: уменьшение угла наклона осевых плоскостей (Ах) или длинной оси эллипса и увеличение размера сокращения складок (Sh) или соотношения длинной и короткой осей эллипса. Б4 – Б6 – иллюстрация возможного возникновения структур с очень разной величиной сокращения в зависимости от «мощности» той зоны, в которой реализуется сдвиг с определенной линейной амплитудой (сокращение для Б5 – 13%, для Б6- 26%).



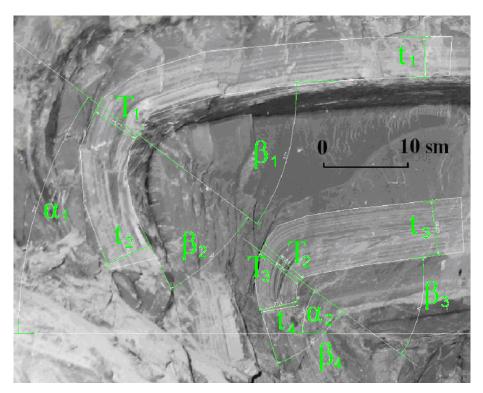
**Рис. 5-10.** Диаграмма рассеяния для сравнения трендов деформации альтернативных кинематических моделей формирования складок Воронцовского покрова [Яковлев и др., 2008; Yakovlev, 2012b] для параметров «величина укорочения» (горизонтальная ось, Sh=(((10-11)/10)\*100) в %) и наклон осевой плоскости (вертикальная ось,  $90^{\circ}$  – вертикальное положение осевой плоскости). 1 – значения параметров наклона осевой плоскости складок и величины укорочения для модели горизонтального укорочения (четыре случая структур с разными начальными параметрами), 2 – модель простого горизонтального сдвигания, 3 – конечные пункты (аттракторы) «пути» развития моделей (цифрами обозначены: 1 – горизонтальное укорочение, 2 – горизонтальный простой сдвиг).

складки с горизонтальным положением осевых плоскостей). Совершенно очевидно, что такие свойства этих двух моделей, а именно, — почти «перпендикулярные» друг другу тренды развития на диагностической диаграмме, — должны позволить очень легко различать их.

# 5. 2. 3. Анализ природных складок в зоне детачмента Воронцовского покрова и принятие решения

Для измерения величины укорочения в складках нами был использован метод анализа складок пачек слоев (номограмма на рис. 4-16, раздел 4. 4. 2, стр. 164). Имевшиеся снимки складчатых структур (рис. 5-7, 5-11) были дешифрированы и в большей части выявленных складок были произведены замеры углов и расстояний (рис 5-11) с использованием программной среды AUTOCAD (табл. 5-1).

В таблице показаны: замеры наклонов осевой поверхности складки относительно горизонта ( $\alpha$  в колонке 2; определялся условно, считая, что фотоаппарат находился горизонтально), угол между осевой плоскостью и крылом складки в месте замера мощности



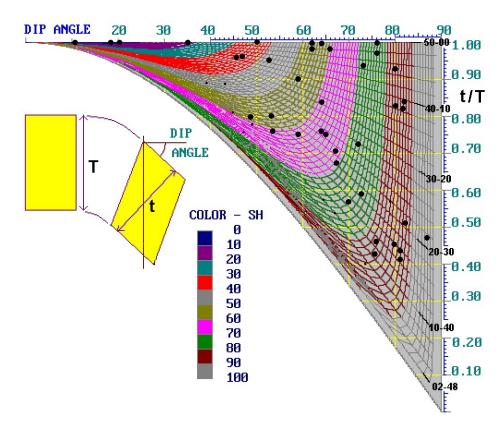
**Рис. 5-11.** Замеры в складках снимка A, им соответствуют строки 1 – 4 таблицы 5-1.

слоя (β, в колонке 3), мощность слоя на крыле складки (t, колонка 5), мощность слоя в замке складки (T, колонка 6). В колонках 4 и 7 даны результаты простых пересчетов угла, соответствующего наклону крыла складки в номограмме (откладывается по горизонтальной оси, см. рис. 5-12) и отношения мощностей (откладывается по вертикальной оси, см. рис. 5-12). На самой диаграмме красными и черными точками показано положение замеров 39 складок из таблицы. По этим точкам с диаграммы сняты параметры величины сокращения пространства (Sh, колонка 8) и «механизм» формирования складки (колонка 9) в виде модельного соотношения итераций изгиба (градус наклона, b20s30 означает 0.20°) и сплющивания (общее сплющивание в процентах, b20s30 означает 0.30%). Последняя колонка показывает привязку к одному из пяти снимков (A – E), номеру складки и крылу северному или южному. Заметим, что в силу разных обстоятельств не каждый замер давал удовлетворительный результат, поэтому в таблицу помещены только успешные замеры. Кроме того, по сравнению с исходной методикой 1978 года [Яковлев, 1981], использовалась только одна номограмма [Яковлев, 2002], поскольку направления исходных диагенетических трещин, как правило, не были выявлены.

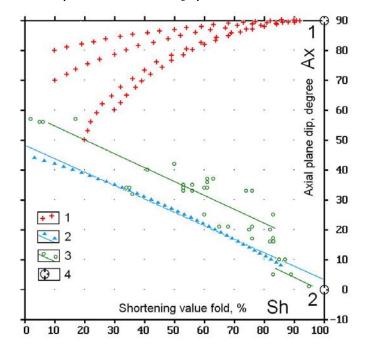
Полученные результаты (колонки 2 и 8 таблицы 5-1) для всех 39 замеров складок были вынесены на ту же диаграмму (рис. 5-13), на которой были показаны тренды развития двух конкурирующих механизмов. Как хорошо видно на рисунке, точки замеров на диагностической диаграмме образовали относительно узкое облако, вытянутое в целом вдоль тренда механизма «простое горизонтальное сдвигание». Обращает на себя внимание, что в среднем облако отклонилось от модельного тренда на 10-15°, в результате чего линия упирается в значения 60°,

**Таблица 5-1.** Замеры параметров складок Воронцовского покрова (пояснения в тексте). По [Яковлев и др., 2008]

		_	1	1	1				1
Номер по порядку	AX (α)	β	Dip angle ( <b>90-</b> β)	мощн. крыла <b>t</b>	мощн. замка <b>Т</b>	Ţ.	Результат <b>Sh</b> в %	Механизм, итерации Buckl/short	Складка, сев.,юг.крыл о
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	35	37	53	36,01	44,79	0,80	56	b20s30	A 1 N
3 4	35	28	62	43,68	44,79	0,98	53	b48s02	A1S
3	34	41	49	50,23	48,65	1,03	34	b50s00	A 2 N
	34	37	53	37,1	48,65	0,76	60	b15s35	A 2 S
5 6	21	23	67	33,38	47,22	0,71	68	b23s27	B3S
	10	10	80	13,25	29,52	0,45	85	b16s34	B 4 N
7	10	9	81	12,24	29,52	0,41	87	b14s36	B 4 S
8	25	no	66	18,05	18,38	0,98	60	b48s02	B 5 N
9	17	14	76	15,5	16	0,97	76	D48S02	B 6 N
10	17	10	80	14,84	16	0,93	83	b45s05	B6S
11	40	37	53	27,74	29,3	0,95	41	b40s10	B7S
12	1	3	87	10,83	23,07	0,47	95	b22s28	B 8 N
13	1	9	81	10,11	23,07	0,44	87	b16s34	B 8 S
14	33	27	63	13,67	24,07	0,57	74	b8s42	C9S
15	34	31	59	38.8'i	43.02	0,90	53	b36s14	C 10 N
18	34	44	46	41,47	43.02	0,96	35	b40s10	C 10 S
17	25	16	74	18,49	45,72	0,40	83	b8s42	D 11 S
18	36	31	59	12,03	16,06	0,75	61	b20s30	D 12 N
19	5	8	82	32,12	63	0,51	89	b21s29	D 13 N
20	5	17	73	25,3	63	0,40	83	b8s42	D 13 S
21	16	14	76	5,18	12,12	0,43	82	b11s39	D 14 N
22	16	11	79	6,9	12,12	0,57	83	b22s28	D 14 S
23	20	20	70	13,08	22,97	0,57	75	b15s35	D 15 N
24	20	14	76	10,56	22,97	0,46	82	b13s37	D 15 S
25	42	30	60	21,87	21,04	1,04	50	b50s00	D 16 S
26	34	31	59	3,63	4,86	0,75	61	b20s30	D 17 N
27	34	41	49	3,79	4,86	0,78	60	b12s38	D 17 S
23	57	79	11	17,17	16,11	1,07	2	b50s00	E 18 N
29	57	56	34	17,82	16,11	1,11	17	b50s00	E 18 S
30	56	72	18	17,15	15,19	1,13	5	b50s00	E 19 N
31	56	70	20	12,97	15,19	0,85	6	b50s00	E 19 S
32	21	23	67 65	6,38	11,81	0,54	76	b10s40	E 20 N
33	21	25	65	8,54	11,81	0,72	65	b25s25	E 20 S
34	32	40	50	18,19	18,14	1,00	36	b40s10	E 21 S
35	33	28	62	8,16	8,08	1,01	53	b50s00	E 22 N
36	33	14	76	8,67	8,08	1,07	76	b50s00	E 22 S
37	33	26	64	7,66	7,47	1,03	56	b50s00	E 23 N
38	37	26	64	5,35	7,01	0,76	63	b25s25	E 24 N
39	37	26	64	3,54	4,22	0,84	61	b32s18	E 25 N



**Рис. 5-12.** Номограмма, использованная для определения величины укорочения в складках Воронцовского покрова. Точками внутри сетки показаны позиции замеров складок.



**Рис. 5-13.** Результаты замеров деформационных параметров складок Воронцовского покрова АХ (величина наклона осевой плоскости или оси удлинения эллипса) и Sh (величина сокращения пространства вдоль оси укорочения эллипса). По [Яковлев и др., 2008; Yakovlev, 2012b]. Показано сравнение природных данных с модельными.

1- модель горизонтального укорочения, 2- модель простого горизонтального сдвигания, 3- позиции замеров природных складок как элементов эллипса деформаций, 4- конечные пункты (аттракторы) «пути» развития моделей

а не 45° слева, а также 15°, а не 0° справа по вертикальной оси. Однако если вспомнить, что все тело покрова имеет в районе прохождения тоннеля общий наклон на север около 20 градусов, то такое отклонение находит естественное объяснение как искажение исходного состояния более поздними тектоническими движениями. Второй интересный момент — явный «отскок» вниз тренда природных складок в районе значений сокращения «Sh» около 85%. Смещение занимает на диаграмме узкую вертикальную полосу, за которым тренд возвращается на «модельный» наклон. Весьма вероятно, что объяснить это явление можно возникновением локальных деформаций другого масштаба. На рисунке 5-7, Б видны две таких складки, приуроченные к субгоризонтальной зоне дробления. Если представить себе, что в данном случае деформация сдвигания связана уже с зоной дробления (которая занимает позицию сколов Риделя «R», см. рис. 5-6Б), а не всей зоны, то тогда все встает на свои места. В этом случае, кстати, можно оценить предел прочности толщи для условий простого сдвигания, т.е. условия, при котором пластическая деформация переходит в хрупкую. В соответствии с расчетной моделью простого сдвигания это сокращение 82% для эллипса деформации или угол простого сдвига 80°.

Таким образом, в первом приближении по параметрам деформаций складок было определено, что они формировались в условиях простого сдвигания, которое соответствует условиям гравитационного оползания тела Воронцовского покрова.

Следов механизма горизонтального (бокового) сокращения в результате давления со стороны структур Большого Кавказа по этим материалам обнаружено не было. Существуют дополнительные аспекты соответствия этого материала геодинамическим условиям гравитационного оползания по времени начала и конца движения покрова и географических условий (наличие бассейна) [Яковлев и др., 2008], а также более детального сравнения с моделями аккреционной призмы. Однако, чтобы не прерывать повествование, направленное в первую очередь на исследование деформаций структур разного размера, эти геодинамические аспекты будут обсуждаться ниже, в главе 8 «Приложение результатов к проблемам тектоники и геодинамики».

# 5. 3. Диагностика механизмов для локальных структур в наклонных зонах пластического простого сдвигания в Северо-Западном Кавказе

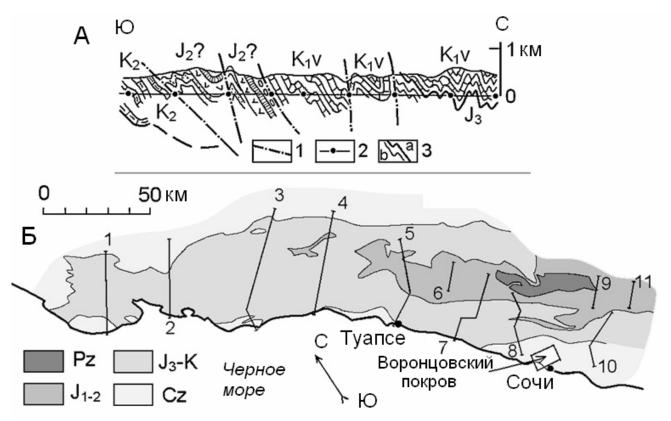
#### 5. 3. 1. Характер материала замеров параметров складчатых доменов в регионе

Складчато-разрывная структура Северо-Западного Кавказа оказалась удачным объектом, на примере которого можно продемонстрировать возможности использования языка описания деформаций в складчатой структуре для диагностики механизмов формирования локальных структур через использование геометрических параметров складчатых доменов. Ранее

(параграф 2. 6, стр. 126) было показано, что структурный материал этой части Большого Кавказа представляет собой 11 структурных профилей [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Шолпо и др., 1993], составленных Т.В.Гиоргобиани (с 1-го по 4-й) и Е.А.Рогожиным (с 5-го по 11-й). Характер структурного материала (рис. 5-14, А) позволял делить профили на достаточные короткие домены; общее число доменов составило 250, разбиение их по профилям показано в таблице 5-2. В обсуждаемой работе [Яковлев, 2003; Yakovlev 2005b] использовался вариант разбиения профилей на домены и замеры в них параметров, выполненные в 1997 году. После сбора материала замеров параметров складчатых доменов (стандартные: Ах — наклон осевых плоскостей, Еп — наклон зеркала складок, Sh или К — величина укорочения пространства), в процессе обычного анализа диагностических диаграмм была обнаружена совокупность замеров, имеющая особые свойства, для объяснения которых привлечена гипотеза существования специфических локальных структур, генезис которых связан с крупными разрывами [Яковлев, 1997].

Таблица 5-2. Число доменов, выделенных в каждом профиле (Северо-Западный Кавказ)

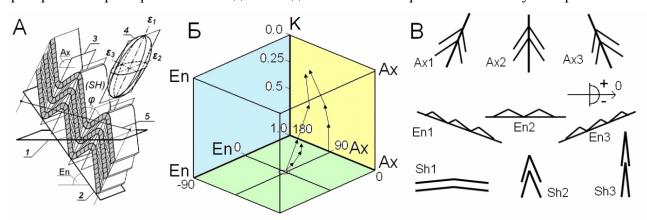
Номер профиля	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N доменов	15	10	29	32	31	15	24	31	21	23	19



**Рис. 5-14.** Пример структурного профиля (A) и схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа (Б) с линиями структурных профилей [Яковлев, 2009б]. Часть профиля 8 дается по [Шолпо и др., 1993].

## 5. 3. 2. Диагностическая диаграмма и выделение на ней ареала специфического механизма

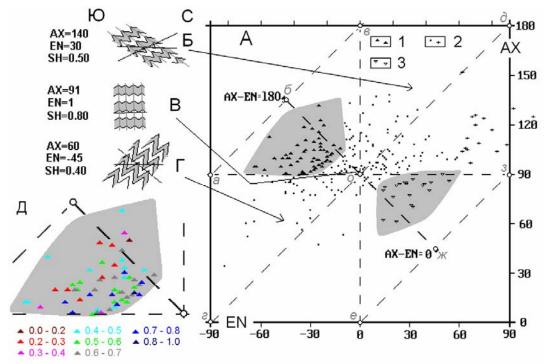
Прежде, чем начинать объяснения, связанные с диагностикой локальных структур, рассмотрим, как могут быть описаны модельные механизмы, получившие численные характеристики, связанные с эллипсоидом деформаций. Указанные выше три параметра (Ах, En, K или Sh) могут быть представлены в виде трех осей декартова пространства, внутри которого любая конкретная структура, модельная или природная, поделенная на домены, в которых были измерены эти параметры, образует некоторое облако точек, имеющее Предполагается, что если исследуется какой-либо механизм специфическую форму. формирования складчатых структур, то он может быть представлен в виде последовательности структур, имеющих разную «амплитуду» механизма, и, соответственно, облака точек, будут смещаться вдоль определенных направлений (трендов). В отличие от представленного выше примера Воронцовского покрова, где механизмы в пространстве двух параметров смещались, соответственно, по траекториям на плоскости (двумерная картина), здесь механизмы могут быть показаны как тренды в трехмерном пространстве (рис. 5-15). Вполне очевидно, что все три параметра (рис. 5-15А) должны быть цифровыми. Тогда точка пространства, в которой складки не существуют (но в которой они зарождаются для обычных условий бокового сжатия) будет иметь параметры  $Ax=90^{\circ}$ ,  $En=0^{\circ}$ , K=1.0 (для K=l1/l0); она показана на нижней грани пространственного куба с осями Ах вправо вниз, Еп влево вниз, К вверх (рис. 5-15Б). На третьей части рисунка для наглядности показаны варианты геометрических элементов домена для варианта, когда отсчет замеров углов делается от нулевого направления вправо. Тогда наклоны осевой поверхности могут быть от 0 до 90 и от 90 до 180, наклоны зеркала складок от -90 до 0 и от 0 до 90, а величина сокращения находится в пределах от 1.0 до 0.0 ( $Ax1 < 90^{\circ}$ ,  $Ax2=90^{\circ}$ ,  $Ax3>90^{\circ}$ ,  $En1<0^{\circ}$ ,  $En2=0^{\circ}$ ,  $En2>0^{\circ}$ , K1<=1.0, K2=0.5 или двукратное, K3=0.2). На второй части рисунка (рис. 5-15Б) схематично изображено смещение условной точки в пространстве трех признаков в виде последовательности стрелок. Поскольку изображение



**Рис. 5-15.** Замеры структурных признаков (A) в домене и их визуализация в трехмерном пространстве (Б), отражающая процесс развития структуры. Показаны варианты структурных параметров (B), пояснения в тексте.

трехмерных облаков точек на плоскости представляет собой технически сложную задачу, в дальнейшем все точки будут изображаться в виде их проекции на три «стороны» этого куба или, что то же самое, на двумерные диаграммы Ах/Еп, К/Ах, К/Еп. Для примера проекции тех же стрелок показаны на боковых диаграммах Ах/Еп и К/Ах. Использование этой техники представления данных для детальной диагностики складчатых структур в масштабе «структурных ячеек» и «тектонических зон» будет показано ниже, в главе 7. Здесь эта техника используется в ограниченном виде в соответствии с решаемыми задачами для характеристики структур локального уровня.

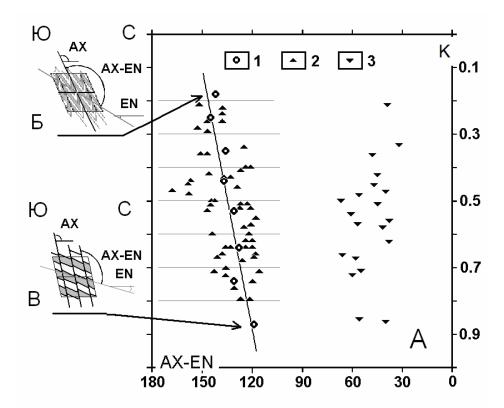
Как уже говорилось выше, в результате разбиения профилей на домены и замеров в них структурных параметров было получено 250 наборов данных. Эти точки были вынесены на диаграмму «наклон осевых плоскостей/наклон зеркала складок», которая является основной диагностической диаграммой (рис. 5-16). На ней не отражаются величины сокращения, поскольку ось К «коэффициент укорочения» направлена на наблюдателя. Частично этот параметр отображен на врезке (рис. 5-16, Д), на которой видно смещение ареалов цветных точек от центра диаграммы к ее периферии, соответственно, от низких значений сокращения к высоким. В поле значений диаграммы выделяются основные зоны параметров: основная диагональ «г-д», на которой лежат



**Рис. 5-16.** Диагностическая диаграмма для выявления доменов, имеющих морфологию локальных структур в наклонных зонах [Яковлев, 2003; 2008г]. А – поле диаграммы «наклон зеркала складок (EN)/(AX) наклон осевой поверхности» (1 – домены с северной вергенцией, 2 – домены с южной вергенцией, 3 – домены основного тренда). Пояснения в тексте; Б –  $\Gamma$  – примеры морфологии доменов и их место на диагностической диаграмме: Б – южное крыло дивергентной крупной антиклинали, В – область ядра крупной антиклинали,  $\Gamma$  – северное крыло крупной антиклинали; Д – часть диаграммы с выделением цветом значений величины укорочения  $K = l_1/l_0$  (цветная шкала значений показана внизу слева).

домены, принадлежащие частям крупных дивергентных складчатых структур, внутри которых угол между осевой плоскостью AX и зеркалом складок EN является прямым, и две ограничительных линии «*a-в*» и «*e-з*», для которых угол АХ-EN равен, соответственно, 180° и 0°. В левом верхнем углу и в правом нижнем за пределами этих линий структуры не могут существовать. Заметим, что региональное перевернутое залегание толщи в доменах будет выражаться попаданием точек за пределы основного поля диаграммы справа и слева (EN > 90° и  $EN < -90^{\circ}$ ), а ныряющие складки – выше и ниже ( $AX > 180^{\circ}$  и  $AX < 0^{\circ}$ ). На диаграмме хорошо видно, что основное количество замеров точек вполне укладывается в схему обычной дивергентной структуры (рис. 5-16, Б, В, Г) и расположена в центре диаграммы вокруг точки «о» и вдоль основной диагонали, точнее – в секторах «а-о-г» и « $\partial$ -о-з». При анализе пространственной конфигурации точек доменов, имеющих синвергентную морфологию и расположенных в секторах «a-o-д» и «e-o-з», было замечено, что коэффициент укорочения доменов увеличивается от центра к периферии диаграммы (рис. 5-16, Д). Эти точки имеют южную и северную вергенцию и оконтурены (рис. 5-16, А) ареалом серого цвета. При общей схожести формы ареалов хорошо видно, что точек с «южной» вергенцией заметно больше (59 против 20). Достаточно очевидно, что такая двойная совокупность доменов имеет общий генезис, который может быть исследован.

Для детального анализа явления была построена диаграмма (AX - EN) / K (рис. 5-17), которая представляет собой «вертикальное» (перпендикулярное плоскости рисунка) сечение диаграммы AX/EN по линии «б-ж». Два облака точек на ней имеют явную вытянутость, при которой для облака южной вергенции при росте величины укорочения (К растет с 0.87 до 0.18) увеличиваются значения разницы осевой плоскости и зеркала складок (AX – EN, с 120° до 145°). Второе облако имеет точно такой же наклон. Для уточнения параметров облака оно было разделено на интервалы коэффициента укорочения по 0.1 (с 0.9 по 0.8; 0.8-0.7 и так далее). В результате осреднения значений всех точек внутри этих интервалов были получены восемь значений (табл. 5-3) с очень высокой корреляцией по параметрам (AX – EN) и K (r= -0,935), которые на диаграмме (рис. 5-17) представлены почти прямой линией. Эта совокупность как раз и отражает тот процесс, который должен быть изучен. Если из таблицы 5-3 убрать первый и последний интервалы, в которых лежит по одной точке, то видно следующее: при этом процессе увеличивается наклон осевых поверхностей от 100° до 110° при увеличении сокращения складок, а наклон зеркала также увеличивается с -25° или -35° до -40°. Такого типа изменения не могут возникнуть в результате механизма сплющивания в горизонтальном направлении, поскольку его последствия должны быть другими – при увеличении сокращения наклон осевых поверхностей будет стремиться к вертикали  $(90^{\circ})$ . Можно предположить, что такие изменения морфологии являются результатом простого сдвига в наклонной зоне, причем



**Рис. 5-17.** Диаграмма рассеивания для геометрии доменов механизма формирования складок в наклонных зонах (А). Слева показана геометрия слабо развитых доменов (В) и наиболее развитых доменов (Б). По [Яковлев, 2003; 2008г]. *1* – усредненные точки, *2* – домены с южной вергенцией, *3* - домены с северной вергенцией.

есть тенденция к увеличению наклона этой зоны при усилении деформации (рис. 5-18). В этом случае имеет смысл рассмотреть подробно два варианта модели: для случая наклона зоны сдвигания 20° и 45°. Первый вариант может соответствовать крупным внутриформационным срывам, создающим поверхности детачментов, формально он основан на зеркале складок в наименее развитом домене. Второй вариант соответствует стандартным наклонам трещин скалывания при горизонтальном сжатии. Кроме собственно простого сдвигания вдоль наклонной зоны можно предусмотреть общее укорочение (сплющивание), которое обеспечит увеличение наклона зоны при развитии процесса.

 Таблица 5-3. Значения природных доменов сектора южной вергенции (усредненные по интервалам K, смотри рис. 5-17)

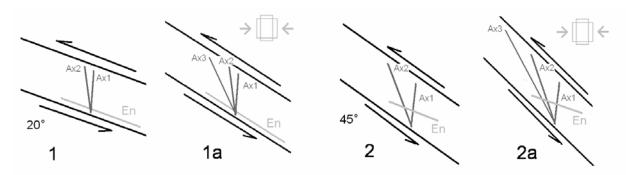
 AX
 EN
 AX-EN
 K
 N знач.

 120
 -22
 142
 0.18
 1

 107
 -38
 145
 0.25
 7

107 -38 145 0.25 7 102 -39 3 136 0.35 13 106 -31 137 0.44 100 0.53 12 -31 131 101 -27 128 13 0.64 9 97 -34 131 0.74 99 119 -20 0.87

Таким образом, должны быть рассчитаны два общих варианта эволюции начального домена (AX= 99° EN= -20° K=0,87) для первоначального наклона зоны сдвигания в 20° и 45°, а внутри этих вариантов следует произвести перебор разных значений приращений двух механизмов по углу сдвигания и по величине общего укорочения (рис. 5-18). Тогда по сопоставлению результатов расчетов с природными данными можно будет судить об основных параметрах природного процесса.



**Рис. 5-18.** Пояснение постановки задачи. Два варианта расчетов: 1 – первоначальный наклон зоны сдвигания 20°, 2 – первоначальный наклон 45°. 1а и 2а – морфология структуры после сдвигания вдоль зоны сдвигания и горизонтального укорочения.

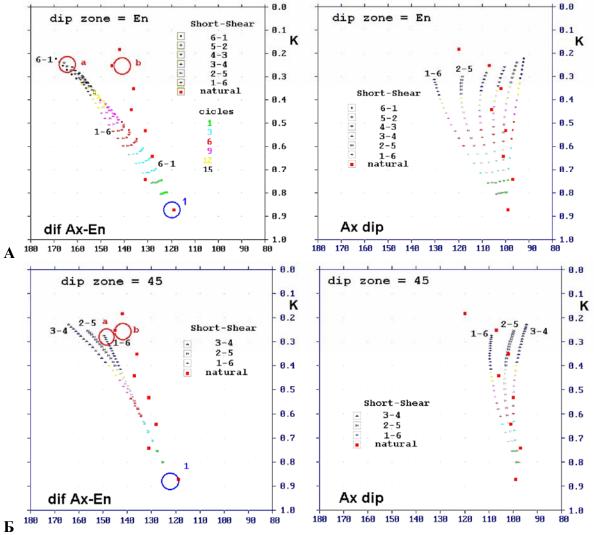
Для расчетов были составлены два варианта компьютерной программы. Конфигурация первоначального состояния домена сначала менялась в результате действия простого сдвигания в зоне, имеющей определенный наклон (20° или 45°). Для этого использовался некоторый угол сдвига (инкремент, приращение от 1° до 6°). В результате отклонялся наклон осевой поверхности, менялся наклон зеркала складок (для версии 45°), изменялся коэффициент укорочения складок. Далее на получившуюся структуру накладывалось общее однородное укорочение (инкремент от 1% до 6%), при котором менялись не только все три параметра (АХ, ЕN, К), но и увеличивался наклон самой зоны (стремился к 90°). При следующем цикле использовалось сдвигание вдоль нового наклона зоны.

В процессе расчетов каждого из вариантов назначенные величины инкрементов сдвига и сплющивания не менялись. Циклические расчеты сопровождались сохранением полученных данных, поэтому можно было проследить «пути» развития всех вариантов процессов на соответствующих диаграммах.

# 5. 3. 3. Сравнение модельных трендов и выявленной природной последовательности доменов

Общее число циклов при моделировании составило около 20 - 25. Результаты были вынесены на диаграммы рассеяния «(Ax-En) / K» и «Ax / K», на которых в виде крупных красных точек были нанесены также усредненные данные природных доменов (рис. 5-19). Для первой версии моделей (с первоначальным наклоном зоны сдвигания 20°) были рассчитан весь спектр вариантов от большого сплющивания и малого сдвига ( $\Delta \varepsilon = 6\%$ ,  $\Delta \gamma = 1°$ ) до большого сдвига и малого сплющивания ( $\Delta \varepsilon = 1\%$ ,  $\Delta \gamma = 6°$ ). Как хорошо видно на диаграмме (рис. 5-19, A), деформационный тренд всех моделей уходит в узкую область значений (Ax-En) = 165° при величине укорочения 0.25 (красный круг с литерой «а»). При этом природный тренд занимает позицию (Ax-En) = 140° при величине укорочения 0.25 (красный круг с литерой «b»). На второй

диаграмме («Ах/К») шесть вариантов модели образуют широкий веер от  $Ax=90^{\circ}$  до  $Ax=130^{\circ}$  при величине укорочения от 0.2 до 0.3, притом, что точки природной последовательности лежат в достаточно узком коридоре значений. Вторая версия моделей (с первоначальным наклоном зоны сдвигания  $45^{\circ}$ ) имела три варианта расчетов от небольшого сплющивания и умеренного сдвига ( $\Delta \varepsilon = 3\%$ ,  $\Delta \gamma = 4^{\circ}$ ) до большого сдвига и малого сплющивания ( $\Delta \varepsilon = 1\%$ ,  $\Delta \gamma = 6^{\circ}$ ). Здесь мы видим небольшой веер трендов на обеих диаграммах. Вариант большого сдвига и малого сплющивания (круг с литерой «а») находится рядом с целевой областью природной последовательности (круг с литерой «b»). На второй диаграмме деформационный тренд этого же варианта также оказался ближе всего к природному тренду. Очевидно, что в первом приближении указанный вариант ( $\Delta \varepsilon = 1\%$ ,  $\Delta \gamma = 6^{\circ}$ ) модели оказался наилучшим, и он достаточно хорошо отражает природный процесс. Заметим, что в этой модели наклон зоны менялся с  $45^{\circ}$  до  $60^{\circ}$  (рис. 5-20), накопленная величина сдвига в конце тренда составила около  $70^{\circ}$ , а накопленная величина сокращения -25% (табл. 5-4).



**Рис. 5-19.** Диаграммы для сопоставления модельных «деформационных трендов» с природными структурами [Яковлев, г]. А – версия с первоначальным наклоном зоны сдвигания  $20^{\circ}$ , Б – версия с первоначальным наклоном зоны сдвигания  $45^{\circ}$ . Пояснения в тексте.

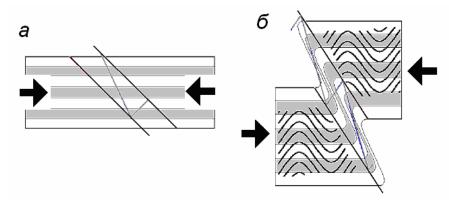


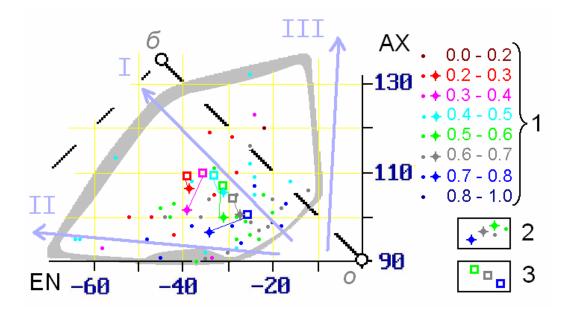
Рис. 5-20. Общая схема развития наклонных структур простого сдвигания

**Таблица 5-4.** Результаты успешного расчета (колонки 5-7), постадийно, в соответствии с природными данными (колонки 1-4, смотри табл. 5-3)

1	2	3	4	5	6	7
Ax En		Ax-En	K	Total	Total	Dip
ΑΛ	Lili	AX-LII	IX	shortening	shearing	of zone
120	-22	142	0.18	Нет данных	нет	нет
107	-38	145	0.25	0.75 (25%)	71.2	60.3
102	-39	136	0.35	0.83	63.4	55.7
106	-31	137	0.44	0.88	53.8	52.4
100	-31	131	0.53	0.92	40.1	49.6
101	-27	128	0.64	0.95	27.2	47.9
97	-34	131	0.75	0.98	11.9	46.2
99	-20	119	0.87	1.00	0	45

Интересно также проследить, как соотносятся друг с другом на основной диагностической диаграмме (рис. 5-16, Д) средние поинтервальные значения параметров природных доменов и модельные данные. Для этого на рис. 5-21 воспроизведена часть этой диаграммы, на которую нанесены соответствующие точки. Несмотря на то, что последовательность природных средних поинтервальных значений не представляет собой прямую линию, определенное сходство последовательности точек явно имеет место. Маркированные соответствующим цветом модельные значения (наилучший вариант  $\Delta \varepsilon = 1\%$ ,  $\Delta \gamma = 6^{\circ}$ ) лежат на определенной линии в непосредственной близости от природных точек и неплохо отражают природный процесс. На этой же диаграмме хорошо видно, что природная совокупность точек для доменов с южной вергенцией (по их средним поинтервальным значениям) имеет тренд, начинающийся не из обычной «стартовой» точки (Ax=90°, En=0°, K=1.0), а из позиции Ax=90°, En=-20°.

Укажем также на два обстоятельства. Первое: определенный начальный наклон зоны сдвигания в 45° – это среднее направление для сектора между направлениями «Ах=90° / любые En» («горизонтальная» ось, уходящая влево) и «En=0° / любые Aх» («вертикальная» ось, направленная вверх), т.е. полученный результат (тренд «I», обозначенный соответствующей стрелкой на рис. 5-21) вполне объясним характером выбранного сектора при соблюдении в нем условия равномерного распределения точек. В этом аспекте точки зон вертикального «простого



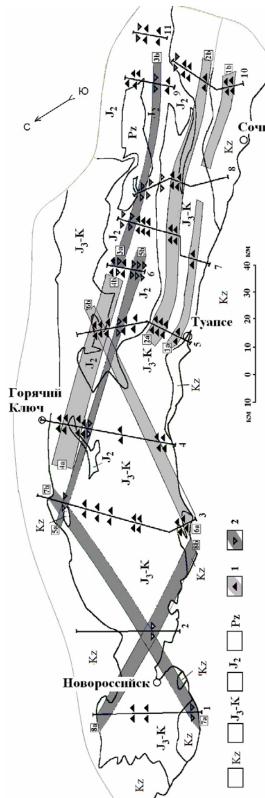
**Рис. 5-21.** Сопоставление природного и модельного деформационных трендов на диаграмме «наклон зеркала складок (EN)/(AX) наклон осевых поверхностей». Три стрелки показывают: I — основной тренд для зоны с наклоном  $45^{\circ}$ , II — возможный тренд с субвертикальной позицией зоны сдвигания, III — возможный тренд с субгоризонтальным положением зоны сдвигания.

1 — шкала коэффициента укорочения, 2 — точки природных доменов и их средние значения, 3 — модельные значения

сдвигания» должны располагаться вдоль «горизонтальной» оси (стрелка тренда «II»), а точки 30H «горизонтального» могут отвергаемого варианта сдвигания встречаться «вертикальной» оси (стрелка тренда «III»). Как мы видим, субвертикальные зоны сдвигания в природе встречаются. Отвергнутый вариант модели, имевший первоначальный наклон зоны в -20°, должен иметь направление на диаграмме между трендами «I» и «III», таких точек почти нет. Второе обстоятельство связано частично с этим же моментом – точки зон «горизонтального» сдвигания существуют (слева от направления «в-о» и левая часть сектора (8-0-0)» за пределами центральной части диаграммы на рис. 5-16), но их слишком мало (15-20), чтобы они могли сформировать выраженную особенность складчато-разрывной структуры Северо-Западного Кавказа. Заметим также, что анализируемый процесс имеет северную и южную вергенцию, и контуры секторов очень похожи. В то же время зоны субгоризонтального сдвигания имеют резкую асимметрию - структур в зонах с северной вергенцией (вдоль направления «o-e») не существуют. Кроме того, есть явный «пустой» интервал между анализируемым процессом и зонами субгоризонтального сдвигания (центральная треть сектора «б-о-в» на рис. 5-16). В этом смысле домены, имеющие морфологию субгоризонтального сдвигания, могут представлять интерес для исследования как отдельное явление. В связи с этим они не были включены в исследование.

## <u>5. 3. 4. Некоторые закономерности локализации наклонных зон сдвигания в пределах</u> Северо-Западного Кавказа

Рассмотрим распределение доменов северной и южной вергенции вдоль профилей и по площади региона. Все домены были вынесены на геологическую схему в виде треугольников двух видов (рис. 5-22). В первом приближении оказалось, что большая их часть группируется рядом с крупными разломами и может быть прослежена по простиранию или вдоль некоторых



структур. «Родственные» домены были объединены в относительно узкие полосы, которые образуют закономерные структуры. Часть доменов «простого сдвигания» остались вне зон таких полос.

Прежде всего, по общим свойствам доменов регион делится на две почти равные части. В восточной половине региона, восточнее меридиана г. Туапсе, субширотные полосы вытягиваются вдоль простирания и тяготеют к крупным разломам. В западной половине такие полосы скорее диагональны к общему простиранию. На востоке наиболее надежно выявляются две полосы южной вергенции («1a-1b» и «2a-2b») в южной части мегантиклинория. Севернее, в пределах распространения среднеюрских отложений можно полосы северной вергенции, выделить лве подставляющие друг друга кулисообразно по простиранию – («3a-3b» и «5a-5b»). При этом полоса «3» переходит к западу в широкую полосу

Рис. 5-22. Геологическая схема Северо-Западного Кавказа [Яковлев, 2003] с линиями структурных пересечений (1-4 – по ГГиоргобиани, Закарая, 1989], 5-11 - по [Шолпо и др., 1993], показаны главные стратиграфические подразделения (Рz, J2, J3-K, Kz). Треугольниками и плотностей серым цветом ДВУХ отмечено распространение доменов южной и северной вергенции, а также предположительные полосы их распространения.

1 — домены и зоны распространения доменов с южной вергенцией; 2 — домены и зоны распространения доменов с южной вергенцией.

южной вергенции («4а-4b»), а структура «5» продолжается на запад в виде узкой полосы. Заметим, что полосы «4» и «5», не меняя простирания, оказываются диагональными к общему простиранию уже в западной половине региона. Диагональная полоса северо-восточного простирания («6а-6b») имеет хорошее структурное обоснование — заметный разлом, выраженный контурами стратиграфических подразделений на карте. Последние две полосы («7а-7b» и «8а-8b») являются диагональными и имеют северную вергенцию. На геологических картах они имеют подтверждение в виде разломов, но слабое. Однако на пересечении номер два они скорее определяют стиль структуры — именно этот профиль является единственным, который имеет общую северную вергенцию. Заметим также, что схема диагональных полос (наклонных зон простого сдвигания) в западной половине региона хорошо подчеркивает расширения и пережимы горного сооружения, что может говорить о развитии этой структуры на поздних стадиях эволюции региона.

Вероятно, не всегда выявленные наклонные зоны простого сдвигания имеют близость к разломам. Возможно, часть доменов связана с дисгармонией на крыльях крупных складок (например, в средней части профилей 1, 3, 5 на рис. 5-22), в структуре, возникающей в результате проскальзывания толщи между двух крупных компетентных литологических подразделений, подобно показанной на рис. 5-2Г.

Таким образом, детальное исследование морфологии складчатых структур на иерархическом уровне доменов в Северо-Западном Кавказе позволило выявить наклонные зоны пластического простого сдвигания, которые отвечают реальному природному процессу и которые не могли быть найдены при проведении геологического картирования или при составлении детальных структурных профилей. Наилучшим образом этим природным структурам отвечает модель первоначального наклона зоны простого сдвигания в 45° и пропорций приращений большого сдвига и малого сплющивания ( $\Delta \varepsilon = 1\%$ ,  $\Delta \gamma = 6$ °). Распределение этих структур по площади является вполне закономерным, что подтверждает реальность обнаруженного и исследованного процесса.

#### Выволы по главе 5.

В главе на конкретных примерах показаны возможности анализа деформаций складчатых структур, возникающих рядом с крупными разломами с целью выбора механизма их формирования из двух возможных (альтернативных) моделей, связанных с характеристикой геодинамической обстановки. Структуры такого рода не входят в предложенную иерархическую систему структур складчатых и относятся к «локальным». Для такого анализа использованы параметры геометрии складчатого домена, которые сопоставляются с эллипсоидом деформации. К этим параметрам относятся: наклон осевых поверхностей складок

(наклон длинной оси эллипсоида), угол схождения слоев при вершине складок, который пересчитывается в величину укорочения (длина короткой оси эллипса, длинная ось эллипса рассчитывается исходя из постоянства объема и двухмерности деформаций), наклон зеркала складок (ориентация исходной слоистости). Использование параметров складчатого домена (эллипсоида деформаций) в качестве языка описания деформаций структур модельных и природных вошло в пункты 2 и 4 научной новизны и в защищаемое положение 1 (в котором предлагаются к защите наборы кинематических моделей, методы исследования и методические приемы). Показаны основные правила выделения границ доменов в природных структурах.

Для анализа структур в подошве Воронцовского покрова были использованы замеры параметров единичных складок – наклоны осевых плоскостей и величина их укорочения (с использованием метода для складок пачек слоев) в фотографиях обнажений в зоне детачмента покрова. В качестве двух альтернативных моделей были рассмотрены механизмы горизонтального укорочения и горизонтального простого сдвигания (в рамках кинематики). Было показано, что в поле признаков домена «наклон осевой плоскости/величина укорочения» эти модели резко отличаются по тренду смещения параметров при увеличении «амплитуды» механизма. На диаграмме сопоставления моделей в поле указанных двух параметров точки 39-и природных складок образовали облако, явно тяготеющее к модели простого сдвигания, которая в геодинамическом отношении сопоставлялась с моделью гравитационного оползания покрова. Альтернативная модель бокового давления не подтвердилась. Материал этой части главы вошел в пункт 2 защищаемых положений (механизмы формирования локальных приразломных структур) и в пункт 12 научной новизны (гравитационная природа Воронцовского покрова).

Массив замеров геометрии 250 доменов в структуре Северо-Западного Кавказа показал на трехмерных диаграммах основных параметров доменов две совокупности (59 и 20 точек), предположительно связанные с наклонными зонами простого сдвигания. Были рассчитаны две кинематические модели таких структур, комбинирующие простое сдвигание вдоль наклонной плоскости с горизонтальным однородным укорочением. Использовались два варианта исходного наклона такой плоскости в модели – 20° (субгоризонтальные надвиги вдоль слоистости) и 45° (надвиги вдоль угла скалывания). Было показано, что вариант 45° в версии большого сдвигания и малого укорочения хорошо удовлетворяет природным структурам. Этот материал также вошел в пункт 2 защищаемых положений (механизмы формирования локальных приразломных структур) и в пункт 13 научной новизны (наклонные зоны пластического простого сдвигания).

# ГЛАВА 6. ДОМЕНЫ, СТРУКТУРНЫЕ ЯЧЕЙКИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ – ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ

#### 6. 1. Метод построения разрезов, сбалансированных по объему осадочного чехла

#### 6. 1. 1 Методы определения величин деформаций в складчатой структуре

В отличие от структур небольшого размера (отдельных складок), а также структур в пределах форланда, состоящих из крупных складок, методическая основа для определения величины укорочения в сложных складчатых сооружениях, состоящих из мелких складок «подобного» типа практически отсутствовала. В данном случае речь идет о структурах в ранге иерархических уровней «тектоническая зона» и «складчатая система». Как уже говорилось выше, модели такого типа структур, как расчетные, в рамках механики, так и экспериментальные (на эквивалентных материалах) либо отсутствовали, либо их соотношение (подобие) с природными сооружениями оставалось неясным, поскольку не было разработано методов сравнения.

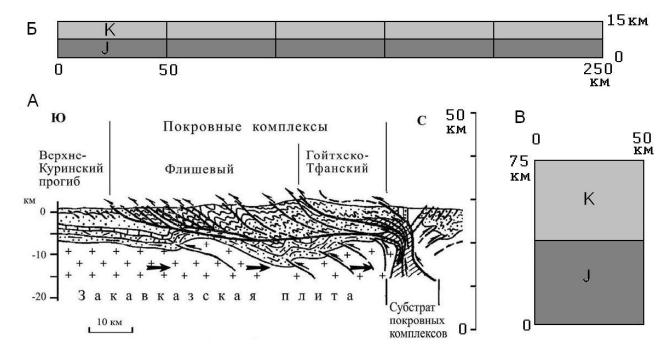
В связи с этим основная часть литературы во второй половине XX века при рассмотрении вопросов строения и развития складчатых сооружений была заполнена моделями, которые опирались на «внешние» по отношению к исследуемому объекту теоретические разработки. Для Большого Кавказа здесь можно указать на работы С.И. Дотдуева [1986] и В.Н. Шолпо [1978] как на наиболее яркие примеры.

В первом случае, автор, опираясь на схемы тектоники плит и соответствующие интерпретации фактов структуры и истории развития (см. параграф 2. 2, стр. 86 «Основные модели формирования мегантиклинория Большого Кавказа»), подсчитывает укорочение по методу избыточной длины слоя, а также учитывает укорочение по надвигам южного склона, предполагаемое по данным П.Д. Гамкрелидзе и И.П. Гамкрелидзе [1977]. В результате С.И. Дотдуев получает амплитуду укорочения в 200 км. Очень характерно, что при таких построениях давать обоснование использованного метода, или хотя бы рассматривать точность исходных структурных данных не было принято. Подобные цифры называют В.Е.Хаин, Л.М.Расцветаев и другие исследователи. Как правило, в конечном счете в таких работах (и, видимо, как окончательное теоретическое обоснование) упоминается цифра 900-1000 км, (в т.ч. со ссылкой на палеомагнитные данные М.Л. Баженова и В.С. Буртмана [1990]), а также по расчетам, связанным с раскрытием Атлантического океана в мезозое и кайнозое и с соответствующим закрытием Палеотетиса [Зоненшайн, 1988].

В.Н.Шолпо [1978] имел другую задачу. В соответствии с тем, что по ряду данных развитие каждой конкретной структуры связывалось с глубокими горизонтами коры и мантии, в рамках «фиксизма» считалось, что значительных перемещений блоков континентальной коры

нет, а значит и нет заметного укорочения складчатых структур. Поэтому требовалось показать, в результате какого процесса (и обязательно без укорочения пространства) могла сформироваться складчатость. Таким процессом считался глубинный метаморфогенный диапиризм осадочного чехла, он же — «адвекция». В соответствии с этой концепцией укорочение пространства в каждой складке признавалось, но значимое укорочение всего Большого Кавказа отрицалось.

Заметим, что в методическом отношении оба случая являются идентичными – реальная величина поперечного укорочения структуры (а также проблема возможно более точного ее определения) исследователей не интересует, она задается «извне» теоретической концепцией. В настоящий момент утверждать, что сокращения пространства при складчатости нет, очень сложно. С другой стороны, можно легко показать полную несостоятельность оценок даже минимального в 200 км сокращения пространства в рамках «плитных» моделей (рис. 6-1). Для этого проведем мысленный эксперимент. Обычная мощность осадочного чехла Большого Кавказа, определяемая по мощностям толщ на крыльях складок, составляет от 10 до 20 км, в связи с чем мы примем ее в размере 15 км в среднем. По утверждениям вышеуказанных сторонников аккреционных схем строения Большого Кавказа, амплитуда сокращения пространства



**Рис. 6-1.** Проверка баланса объемов осадков в одну из моделей, предложенных в рамках тектоники плит. А — модель С.И. Дотдуева ([1986], часть рисунка), Б — линза осадочного чехла в соответствии с моделью (200 км сокращения + 50 км современной ширины = 250 км, мощность чехла 15 км), В — модель того же объема осадков (площади в поперечном сечении) после 5-кратного сокращения; новая мощность 75 км. Масштаб модели С.И. Дотдуева (А) дан в 2 раза крупнее, чем масштаб схем Б и В.

здесь составляет 200 км минимум. Учитывая, что в среднем современная ширина зон наиболее интенсивной складчатости составляет около 50 км, исходная ширина этого пространства будет составлять 250 км. То есть надо проследить изменение формы линзы осадков поперечным сечением (на вертикальном разрезе вкрест простирания) 250 × 15 км. Совершенно очевидно, что величина поперечного сокращения составляет 5 раз (80%). При сохранении объема пород (и площади поперечного сечения) для современной структуры новая мощность составит 15 км × 5 = 75 км. Если авторы схем именно это имели в виду, то при условии позиции общего детачмента на глубине 10 км, это будет означать, что 65 км осадочной толщи было размыто. Таким образом, эта наша попытка сбалансировать предполагаемую структуру типа субдукционную «аккреционная призма» ИЛИ модель показала ee геометрическую несостоятельность. Заметим также, что любые предположения о перемещении материала вдоль простирания при удлинении структуры, как фактора уменьшения указанной выше мощности чехла, о чем говорит, например, Л.М. Расцветаев [2002], нельзя рассматривать как серьезные, поскольку обычный метод подсчета мощностей осадков путем измерения их на крыльях складок использует идею отсутствия перемещений и деформаций вдоль простирания структуры Большого Кавказа, а указанный автор такие оценки мощности слоев не опровергает.

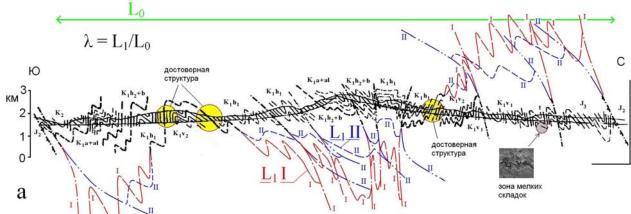
Полагаем, что приведенный выше пример широко используемой в литературе структуры, которая оказалась несбалансированной и далекой от реальности, следует рассматривать, прежде всего, как свидетельство существования крупных методических проблем в тех работах по тектонике и геодинамике, которые используют «интерпретационный» подход к решению задач.

Одним из очень простых и широко используемых методов определения величины поперечного укорочения складчатой структуры является метод «избыточной длины слоя» или (он же) «метод  $\lambda$  (лямбды)». Его суть проста. Берется полное структурное пересечение через исследуемый регион, в нем выделяется какой-то один слой, он дорисовывается, по возможности тщательно, на всю глубину структуры и в размытую часть разреза. Затем длина этого слоя измеряется (обычно курвиметром), а также измеряется длина профиля вдоль горизонтальной линии. Отношение этих двух величин даст степень укорочения структуры. Этот метод достаточно эффективен в случае структуры, состоящей из простых крупных складок, в которой дорисовать какой-либо слой не является сложной проблемой. Однако, если осадочный чехол имеет тонкую флишевую слоистость, морфология которой быстро меняется вверх и вниз по литологическому разрезу, количество уровней складок является большим (например, сочетаются складки сантиметровые, метровые, десятки метров, сотни метров и километровые), структура является резко дивергентной, и так далее, то найти однозначную (единственную) версию дорисовки разреза будет задачей неразрешимой. Заметим также, что именно для таких структур исследователи обычно предлагают такие варианты строения, которые диктуются их

теоретическими предпочтениями. Связано это, как уже говорилось один раз выше (параграф 1.3 «Морфологические типы...», стр. 23), с тем что для складок «подобного» морфологического типа не существуют метода формальной и строгой их дорисовки. Вполне очевидно, что в таких структурах параметр величины укорочения будет измеряться не для самих природных структур (точная морфология которых останется неизвестной), а для их индивидуально-авторской модели. Для примера укажем еще раз на природный разрез, для которого нами были сделаны два варианта дорисовки (рис. 6-2, см. также рис. 1-5, стр. 27) — с большим количеством складок (I) и с их минимальным числом (II). К тому же в некоторых местах там есть много мелких складок, которые в принципе нельзя точно отразить на профиле. Из этого следует, что метод избыточной длины слоя не является точным для случаев сложных структур.

Некоторое распространение имеет метод Дж.Рэмзи для определения величины укорочения в разрезах с учетом F-фактора ([Ramsay, Huber, 1987], с.549). Суть метода можно свести к вычислениям поправок к мощности и длине слоя, которые делаются по результатам стрейн-анализа пород какого-то одного слоя (рис. 6-3). Для этого, разумеется, сначала должны быть отобраны образцы пород и проведен стрейн-анализ, результатами которого должны быть величина удлинения эллипса деформаций (R = 2.0, 2.4, 4.0 на рис. 6-3), а также его ориентировка относительно слоя ( $\emptyset = 79^\circ$ ,  $75^\circ$ ,  $85^\circ$  там же). Специальная номограмма, в которой по осям координат откладываются эти две величины, показывает поправку (F-фактор), которую нужно вводить в измеренную длину слоя для получения его доскладчатой длины (слой в верхней части рис. 6-3). Совершенно очевидна чрезвычайная трудоемкость метода и его ограниченность короткими разрезами, поскольку не существует сложных структур, в которых можно на всем их протяжении видеть какой-то один слой, смятый в складки и удобный для проведения стрейн-анализа. Примеры использования этого метода есть в русскоязычных публикациях А.К. Худолея [Худолей, Семилеткин, 1992] (см. также [Khudoley, 1993]) и В.Н. Войтенко [2007] по складчатым каледонским структурам в Таласском Алатау в Северном Тянь-Шане. Близким по идеологии к обсуждаемому методу является направление работ по составлению сбалансированных пересечений в структурах форланда (т.е. для «параллельных» складок, а не для обсуждаемых в данной работе «подобных»), в рамках которого также делаются поправки по результатам стрейн-анализа (например, [Woodward et al., 1986]).

Недавно была опубликована интересная работа [Lechmann et al., 2010], которая представляет собой отдельное новое направление исследований. В этой работе восстанавливается доскладчатая морфология слоистой толщи ограниченного объема (первые метры и сотни метров в поперечнике) с использованием методов механики сплошной среды. Неожиданной особенностью работы является то, что расчеты делаются не в рамках прямой задачи (как обычно), а для задачи обратной (рис. 6-4). Не задаваясь целью детально описать



**Рис. 6-2.** Метод избыточной длины слоя. Измеряется длина слоя главным образом в «авторской» дорисованной части структуры. Показанные два варианта (I и II) будут резко отличаться по величине сокращения  $\lambda$  (повтор рис. 1-5).

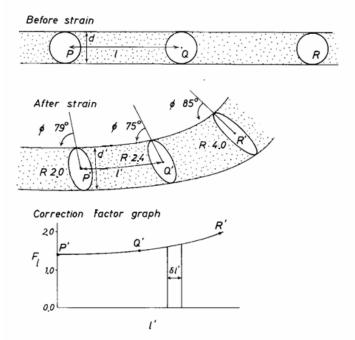
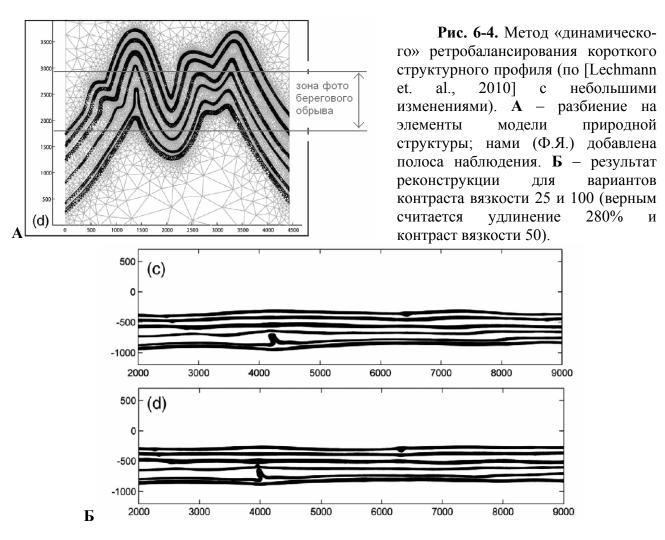


Figure 24.10. The method of producing a bed length correction graph from three observation points P', Q' and R' along a folded surface.

Рис. 6-3. (Слева) Метод поправок ([Ramsay, Huber, 1987] стр. 551) для определения величины сокращения пространства. Вдоль одного слоя в профиле изменяются мощности слоя и его наклоны, в этих же местах отбираются ориентированные образцы пород. По результатам стрейн-анализа этих образцов (смотри параграф 1. 6. 1, стр. 64) в восстановленную длину слоев вводятся поправки. Метод использовать онжом только ДЛЯ ограниченных по размеру структур (первые километры В удачных кроме случаях), того, ОН очень трудоемок. Случаи применения этого метода поправок очень ограничены.

метод, полученное авторами решение и его надежность, отметим, как и в предыдущем случае, значительную его трудоемкость (было выделено 50000-60000 треугольных элементов в расчетной модели), а также большие ограничения по масштабу структуры — исследуется (рассчитывается) деформация около десяти пар слоев в чередовании компетентных и некомпетентных пород. Для конкретного примера (серии складок в обнажении длиной около 50 метров вдоль берегового обрыва во флишевых толщах в Португалии, рис. 6-4, А) удалось подобрать эффективное решение для величины растяжения 280% и контраста вязкости 50 (показаны два варианта — для контраста вязкости 25 и 100, рис. 6-4, Б).



Таким образом, краткий обзор методов восстановления доскладчатого состояния складчатых толщ в пределах структур хинтерланда (при большом количестве складок «подобного» типа, имеющих очень разные размеры, и при мощном, до 10-20 км, осадочном чехле) показывает существование значительных методических трудностей, связанных с большим размером структуры и сочетанием в ней нескольких иерархических уровней. Для крупных складчатых структур не существует надежных методов дорисовки (восстановления) структуры на глубину и в размытую часть разреза, а известные и относительно надежные методы восстановления структуры охватывают только небольшие по размеру объекты, сопоставимые по масштабу с доменами (III уровень иерархии) и по ряду причин используются очень ограниченно.

# 6. 1. 2 Восстановление доскладчатого состояния домена по трем кинематическим операциям

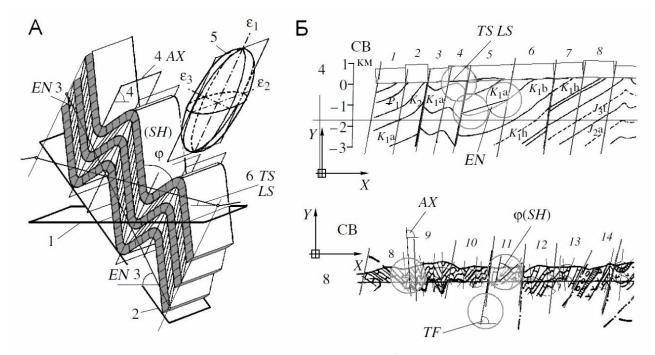
Для ликвидации указанного выше методического пробела нами был предложен метод определения величины укорочения и восстановления структуры в масштабе всего осадочного чехла, использующий уже упоминавшиеся выше параметры доменов в складчатой структуре (первая публикация [Яковлев, 1987а]). Он носит название «балансирование структуры по

геометрии складчатых доменов», при этом понятие *балансирование* относится к использованию деформаций в домене и стратиграфической модели для прогноза общей структуры разреза.

Как и любой другой метод, предлагаемые процедуры могут успешно применяться к объектам, имеющим некоторые ограничения. Природные структуры в этом отношении должны быть мощными толщами с тонкой слоистостью, которая формирует большое число складок подобного типа (не параллельные), в основном – с узкими замками. Крупные складки, близкие по форме к параллельным, могут вызывать сложности в восстановлении исходной структуры (устное сообщение А.Г. Коннова, [Коннов, Войтенко, 2013]). Другими основными условиями являются сохранение длины слоя на крыльях складок и отсутствие перемещений вдоль шарниров складок (условие плоской деформации). Существенные ограничения возникают при восстановлении плоскости разрывов между доменами - структуры типа «дуплексов», имеющие такой наклон сместителя, который параллелен или близок общей слоистости надвинутого домена, покажет некорректную амплитуду смещения (бесконечную величину). Общим условием также является отсутствие общего детачмента или структурной дисгармонии в подошве осадочного чехла, хотя это условие касается скорее возможностей корректной большую глубину интерпретации результатов на структуры, чем ограничением вычислительных процедур. Таким образом, по основным параметрам структуры предлагаемый метод не может быть применен для обычных складчато-надвиговых структур форланда (сочетание параллельных складок в масштабе всего чехла с дуплексами), которые могут быть восстановлены обычными методами балансирования разрезов (ограничения этих методов показаны в [Прокопьев и др., 2004]). Заметим, что свойства структур флишевых осадочных комплексов Большого Кавказа таковы, что в свою очередь препятсвуют использованию для них обычных методов балансирования разрезов.

К настоящему моменту метод представляет собой свод детальных правил выделения доменов, а также описание всего алгоритма в виде ряда шагов [Яковлев, 2009а, Яковлев, 2012а].

Шаг «1». Первым действием, разумеется, является выделение доменов внутри детальных структурных профилей и измерение их параметров (смотри детальное описание в параграфе 5. 1. 2. «Границы складчатых доменов...», стр. 193). В качестве доменов выделяются по возможности однородные структуры с несколькими складками, имеющими примерно одинаковый угол схождения крыльев, находящихся в сходной тектонической позиции и принадлежащие, в общем случае, к одному литологическому подразделению. Разрывы, имеющие значимые смещения, всегда принимаются за границы доменов. Для измерения ряда параметров внутри доменов используются следующие операции (рис. 6-5). На рисунок разреза наносится линия профиля и точки на ней, принятые по тем или иным критериям за границы соседних доменов. Длина отрезка профиля и наклон отрезка (TS, LS) измеряются на рисунке

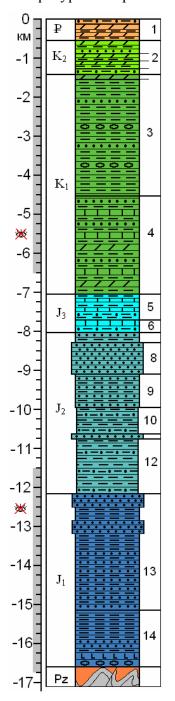


**Рис. 6-5.** Основные параметры геометрии и деформаций домена как совокупности нескольких складок (A) и их измерения в профилях (Б) (по [Яковлев, 2009а]). Для **A**: *1* – горизонтальная плоскость, *2* – поверхность зеркала складок, *3* – линия первичного наклона слоистости и угол ее падения En (по одному из слов), *4* – осевая плоскость и угол ее падения Ax, *5* – эллипсоид деформаций, величина сокращения которого (К – коэффициент укорочения), может быть измерен через угол схождения крыльев складки ф, *6* – часть линии профиля в границах домена, измеряются ее длина LS и угол падения TS. **Б** – показаны измерения параметров природных доменов в программной среде ACAD на примере профилей Северо-Западного Кавказа: вверху профиль 4, автор – Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989], внизу – профиль 8, автор – Е.А. Рогожин [Шолпо и др., 1993]. Серые линии и серые цифры – выделенные домены и их границы. На сером фоне в доменах 4 и 5 профиля 4 показаны замеры параметров TS, LS, EN, в доменах 9 и 11 профиля 8 – АХ, ф (К), между доменами 10 и 11 – наклон плоскости сместителя TF.

(вручную или в программной среде ACAD). Из этих точек (от границ домена) проводятся линии, в целом параллельные осевым поверхностям складок. Внутри каждого домена выбирается один из слоев, который достраивается вверх и/или вниз до пересечения с этими границами (линиями, параллельными осевым поверхностям). Образовавшиеся две точки на пересечении слоя и двух линий соединяются прямой, наклон которой измеряется; это наклон линии исходной слоистости (EN). Внутри профиля выбираются все или около 10-15 представительных складок, в которых измеряются наклоны осевых поверхностей. Полученные замеры усредняются, это – величина наклона осевой поверхности (АХ). По возможности в тех же складках измеряются углы между крыльями складок. По формуле K=sin(ф/2) определяется величина укорочения каждой складки, и только после этого через усреднение полученных величин определяется укорочение в домене (К), которое используется в расчетах. Если граница между доменами является разрывом, измеряется наклон плоскости разрыва на входной точке домена (ТF). Все замеры наклонов производятся от горизонтали, направленной в определенную

сторону (в случае Большого Кавказа — на юг или на север). Если наклон измеряется от направления на север, то вергенция осевых поверхностей на север имеет величины  $0^{\circ}$  —  $90^{\circ}$ , а на юг —  $90^{\circ}$  —  $180^{\circ}$ ; падение зеркала складок на юг имеет положительные значения ( $0^{\circ}$  —  $90^{\circ}$ ), а на север — отрицательные ( $0^{\circ}$  —  $0^{\circ}$ ). Перевернутые залегания толщи (зеркала складок) будут выходить за девяносто градусов ( $0^{\circ}$  —  $0^{\circ}$  для перевернутого падения на север).

<u>Шаг «2».</u> Отдельно и независимо (т.е. это можно делать и раньше шага «1») создается стратиграфическая модель для исследуемого региона. В первую очередь это делается по литературным и региональным данным, т.е. используются известные стратиграфические



колонки. В стандартной стратиграфической колонке не всегда могут быть показаны все толщи выше фундамента и все размытые толщи. Для целей восстановления структуры всего осадочного чехла, в отличие от стандартного случая, необходимо принять какую-то модель, в которой обязательно надо указать все мощности толщ выше и ниже обнаженной (наблюдаемой) части стратиграфической (рис. 6-6). Материалы колонки региональных исследований Большого Кавказа обычно дают возможности принять некоторые решения. После этого такой первичный материал детализируется на основании дополнительных данных, в том числе - по измерениям мощностей толщ на крыльях складок непосредственно на профилях. В идеале стратиграфическая колонка с некоторой точностью может быть принята для каждого домена. Далее, используя таблицу Excel, собираются все данные о мощностях всех подразделений и выясняется глубина кровли и подошвы каждой стратиграфической единицы (принимая кровлю самой верхней пачки за 0). Обычная глубина подошвы чехла (мощность всего чехла) для структур Большого Кавказа составляла от -7000 м до -18000 м (таблица 6-1, колонки 1). На базе таких детальных колонок необходимо определить глубину слоя на входной точке первого домена профиля, а также каждого домена, который начинается с разрыва (таблица 6-2, колонка 9). Для доменов, которые не имеют разрыва на входной точке, глубина слоев на входной и выходной точках будет получаться в результате вычислений. Таким образом, глубина слоя

**Рис. 6-6.** Стратиграфическая колонка Тфанской тектонической зоны (повторение рисунка; условные знаки и описание смотри на рис. 2-9, 2-10, стр. 110-111).

Таблица 6-1. Стратиграфические модели трех ячеек профилей Тфанской (проф. 4, ячейки центральная и северная) и Шахдагской зон (проф. 9) и расчеты вертикальной позиции стратиграфических подразделений (левая колонка 0, 1 – 20, индексы стандартные). По [Яковлев 2012а]. Парные цифры в строках означают: колонка 1 – исходная мощность и накопленная глубина подошвы, колонка 2 – мощность после укорочения К и накопленная глубина, одинарная цифра в колонке 3 показывает позицию подошвы после смещения на  $\Delta$  Н в

пезультате	неотектонического	полнятия
pesymbiane	Hedren dini ieendi d	подплити.

результате не					Пт. 4 а	1 -	0.5	<b>π</b> Λ	0.5
C	4 ц	Яч 4 ц	4 ц	4 c	Яч 4 с	4 c	9c	Яч 9с	9c
Стратигр.	Исх.	0.42	24406	Исх.	0.60	12260	Исх.	0.62	7161
горизонты	Мощн.	K	ΔΗ	Мощн.	K	ΔΗ	Мощн.	K	ΔΗ
0	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	50	119		50	83		50	81	
P <sub>1-2</sub> - P <sub>2</sub>	-50	-119	24287	-50	-83	12177	-50	-81	7080
	50			50	83		50	81	
P <sub>1-1</sub>	-100		24168	-100	-167	12093	-100	-161	7000
3	500	1190		500	833		0	0	
$P_1d$	-600	-1429	22977	-600	-1000	11260	-100	-161	7000
4	300	714		300	500		0	0	
$K_2 km_2 - m$	-900	-2143	22263	-900	-1500	10760	-100	-161	7000
5	200	476		100	167		0	0	
K <sub>2</sub> st-km <sub>1</sub>	-1100	-2619	21787	-1000	-1667	10593	-100	-161	7000
6	200	476		100	167		0	0	
$K_2 t_2$ -k	-1300	-3095	21311	-1100	-1833	10427	-100	-161	7000
7	150	357		150	250		0	0	
$K_2$ s- $t_1$	-1450	-3452	20954	-1250	-2083	10177	-100	-161	7000
8	150	357		150	250		0	0	
K <sub>1</sub> a-al	-1600	-3810	20596	-1400	-2333	9927	-100	-161	7000
9	3000			1000	1667		700	1129	
K <sub>1</sub> g-br	-4600	-10952	13454	-2400	-4000	8260	-800	-1290	5871
10	2500	5952		1000	1667		0	0	
$J_3$ tt <sub>2</sub> - $K_1$ v	-7100		7501	-3400	-5667	6593	-800	-1290	5871
11	600	1429		500	833		100	161	
$J_3$ km -tt <sub>1</sub>	-7700		6073	-3900	-6500	5760	-900	-1452	5709
12	350	833		250	417		0	0	
$J_2 k - J_3 o$	-8050		5239	-4150	-6917	5343	-900	-1452	5709
13	300			300	500		0	0	
$J_2$ bt	-8350	-19881	4525	-4450	-7417	4843	-900	-1452	5709
14	800		1020	700	1167	1015	800	1290	2,07
$J_2$ b	-9150		2620	-5150	-8583	3677	-1700	-2742	4419
15	750			750	1250	3011	1000	1613	1117
$J_2 a_2^2$	-9900		835	-5900	-9833	2427	-2700	-4355	2806
16	750		033	500	833	2127	1000	1613	2000
$J_2 a_2^1$	-10650		-951	-6400	-10667	1593	-3700	-5968	1193
Аташк. гор.	100	238	-731	100	167	1373	500	806	1173
$J_2 a_1^2$	-10750		-1189	-6500	-10833	1427	-4200	-6774	387
18	1400		-1109	900	1500	144/	600	968	307
$J_{2 al}^{1}$	-12150		-4523	-7400	-12333	-73	-4800	-7742	-581
	-		<del>-4</del> 343			-/3			-361
19	3000	7143	11665	3000	5000	5072	3500	5645	6226
$\frac{J_1 t}{20}$	-15150		-11665	-10400	-17333	-5073	-8300	-13387	-6226
20	1500		15005	1500	2500	====	1500	2419	0.54
$J_1 p + s$	-16650	-39643	-15237	-11900	-19833	-7573	-9800	-15806	-864

**Таблица 6-2.** Расчеты доскладчатой длины отрезков профиля для доменов (сечение 4, Кудиалчай, с юга на север) и смещений по разрывам. По [Яковлев, 2012а]. Линейные размеры — в метрах. Углы наклонов плоскостей отсчитываются от направления на север, вверх — положительные значения. Показаны входные (измеряемые) параметры в столбцах 2 — 7 и 9 (при наличии разрыва), а также результаты вычислений — в столбцах 9 — 13. Домены 1 — 26 относятся к Тфанской зоне, 27 — 29 — к Шахдагской зоне.

ктф	анскои	30HC	, 21 – 2	7 – K I	пахдаг	ской зо	HE.						
Домен номер	Длина отрезка проф. домена	отрезка	Наклон осевой плоскости	зеркала складок	Укорочение в домене, К	Наклон плоск. разрыва	Длина досклад. отрезка	Глубина на входе	Глубина на выходе	Смещение гор. по разрыву	у корочение накопл. с разр.	Длина профиля	Стратиграфи- ческий индекс
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	908	18	124	70	0.64		1364	-6500	-7066		0.63	1364	J3tt
2	264	22	117	-11	0.64	133	411	-9000	-8883	1745	0.31	3520	J2b
3	279	24	115	8	0.50	125	558	-9200	-9160	236	0.32	4314	J2b
4	492	25	112	20	0.71		702	-9160	-9130		0.36	5016	J2b
5	661	-13	103	6	0.46	100	1292	-7800	-7900	327	0.37	6634	J3km
6	409	-11	110	50	0.38	93	923	-8250	-8407	-901	0.43	6656	J2bt
7	313	-5	105	70	0.26		1131	-8407	-8544		0.41	7788	J2b
8	363	-6	98	-15	0.32	103	1101	-9300	-9280	671	0.37	9559	aa2-2
9	246	-6	109	-13	0.41		544	-9280	-9266		0.37	10103	aa2-2
10	436	-3	103	-24	0.38		1103	-9266	-9191		0.38	11206	aa2-2
11	340	-5	89	-52	0.31		1094	-9191	-9069		0.37	12300	J2b
12	298	-4	97	50	0.49		597	-9069	-9230		0.38	12897	J2b
13	267	-4	104	32	0.76		339	-9230	-9354		0.39	13236	aa2-2
14	360	-2	91	-26	0.42		856	-9254	-9285		0.39	14092	aa2-2
15	303	-3	87	18	0.52		583	-9285	-9346		0.39	14674	aa2-2
16	378	-4	90	-3	0.79		477	-9346	-9351		0.41	15152	aa2-2
17	303	-3	80	27	0.58		519	-9351	-9461		0.41	15670	aa2-1
18	405	-2	81	-27	0.79	85	509	-6500	-6358	-340	0.43	15839	aa1-1
19	583	-2	83	19	0.57		1019	-6358	-6490		0.44	16858	aa1-1
20	577	-3	54	-53	0.85	90	569	-6800	-6407	400	0.45	17828	aa1-1
21	589	-1	28	-42	0.58		492	-6407	-6169		0.47	18320	aa1-1
22	577	-1	86	-74	0.38		1516	-6169	-5556		0.46	19837	aa1-2
23	294	-2	86	-64	0.38	98	773	-5850	-5653	686	0.44	21296	aa2-2
24	562	-3	71	-30	0.81		667	-5653	-5442		0.46	21963	aa2-1
25	625	1	92	-21	0.69		906	-5442	-5267		0.47	22869	aa2-2
26	453	10	88	44	0.71		624	-5267	-5526		0.47	23493	aa2-2
27	604	10	60	12	0.75	75	617	-6200	-6221	259	0.48	24368	aa2-1
28	681	12	76	30	0.54		1133	-6221	-6379		0.48	25502	aa1-2
29	444	11	77	-60	0.52	92	780	-6200	-5880	-249	0.49	26033	aa2-1

(точнее – глубины слоя на входе и выходе домена) является шестым параметром домена, если считать уже упомянутые параметры LS, TS, AX, EN, K. В результате действий внутри «шага 2» составляется таблица всех шести параметров для всех доменов профиля (таблица 6-2).

<u>Шаг «3».</u> Прежде чем объяснить действия по предварительным вычислениям для составления сбалансированного профиля, обсудим ядро метода – кинематические преобразования по восстановлению доскладчатого состояния домена. Приведение складчатой структуры домена к доскладчатому состоянию при горизонтальной слоистости может быть представлено как преобразование эллипса деформаций (который описывает деформированное состояние домена) в круг равной площади. Для этого у нас есть три параметра домена, имеющие отношение к эллипсоиду деформации (наклон осевой плоскости, наклон зеркала складок и величина укорочения складок), а восстановление эллипса в круг требует трех кинематических операций (считая, что складки возникают в горизонтальных слоях при вертикальной позиции осевой плоскости). В связи с этим можно сказать, что мы имеем три уравнения с тремя неизвестными; и это означает, что система имеет единственное решение. Это следующие операции: поворот эллипсоида, простой сдвиг и чистый сдвиг. В каждом преобразовании есть вполне определенное «количество» кинематического механизма, но его величина связана с последовательностью таких операций – при другом порядке величины «механизмов» будут другими. В методике и расчетной программе используется следующая последовательность кинематических операций: 1) поворот домена как единого целого до горизонтального положения линии исходной слоистости, 2) простой горизонтальный сдвиг до вертикального положения осевой плоскости и 3) растяжение (чистый сдвиг) до исчезновения складок (рис. 6-7). Обращаем внимание, что все операции совершаются с отрезками линий и с эллипсом, но не касаются морфологии складчатой структуры в смысле формы слоя в складах, которые могут «наполнять» домен. Если такая структура изучена на предыдущем иерархическом уровне

Эти операции могут быть описаны следующими выражениями, не выходящими за пределы геометрии. Исходные параметры обозначим как:  $AX_0$  – наклон осевой плоскости;  $EN_0$  – наклон линии исходной слоистости;  $K_0$  – коэффициент укорочения складок в направлении перпендикуляра к осевой плоскости;  $LS_0$  – длина отрезка профиля;  $TS_0$  – наклон отрезка профиля;  $D_1$  – глубина слоя во входной точке домена (остается неизменной, вычисляется глубина «выходной точки»  $D_2$ ).

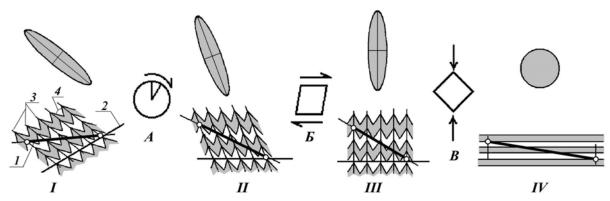
Проследим изменения параметров при последовательности указанных выше трех кинематических операций [Яковлев, 2009а]:

Операция поворота (рис. 6-7, A) для угла поворота  $\Delta \alpha = -EN_0$ :

$$AX_1 = AX_0 + \Delta \alpha$$

$$TS_1 = TS_0 + \Delta \alpha$$
(2)

Укорочение складок и длина отрезка профиля остаются неизменными:  $K_1 = K_0$  и  $LS_1 = LS_0$ . Операция простого горизонтального сдвигания (рис. 6-7, Б) для угла сдвигания  $\Delta \gamma = 90$  -  $AX_1$ :



**Рис. 6-7.** Операции восстановления доскладчатого состояния домена, по [Яковлев, 2008б]. Показаны символические изображения складчатой структуры домена (1–4) для состояний от современного (I) к доскладчатому (IV), эллипсы деформаций, соответствующие тем же состояниям домена и виды операций: А – поворот (от состояния I к состоянию II), Б – горизонтальный простой сдвиг (от II к III), B – растяжение (вертикальный чистый сдвиг, от III к IV)

Условные знаки геометрических параметров домена (в I): I – отрезок линии профиля (измеряются длина и наклон); 2 – линия зеркала складок (измеряется наклон); 3 – осевые поверхности складок (измеряется наклон); 4 – угол схождения крыльев (соответствует коэффициенту сокращения складок)

$$K_2 = K_1 / \sin(AX_1) \tag{3}$$

$$tg(TS_2) = tg(AX_1) \cdot tg(TS_1) / (tg(AX_1) + tg(TS_1))$$
(4)

$$LS_2 = (LS_1 \cdot \sin(TS_1)) / \sin(TS_2)$$
(5)

Операция растяжения или «чистого сдвига» (рис. 6-7, В) для величины растяжения (укорочение складок)  $K_2$ :

$$tg(TS_3) = tg(TS_2) \cdot K_2^2 \tag{6}$$

$$LS_3 = LS_2 \cdot K_2 \cdot \sin(TS_2) / \sin(TS_3)$$
(7)

Отрезок профиля в доскладчатой среде тогда занимает позицию:

горизонтальное проложение 
$$L_h = LS_3 \cdot \cos(TS_3)$$
 (8)

вертикальное проложение 
$$L_{\nu} = LS_3 \cdot \sin(TS_3)$$
 (9)

Соответственно, глубина слоя в выходной точке составит:

$$D_2 = D_1 + L_y (10)$$

Выбранная последовательность операций не является единственно возможной. Другие варианты могут отличаться величинами поворота, сдвигания и растяжения, а также ориентировками этих движений. Например, возможен вариант поворота до вертикального положения осевой поверхности, простого сдвига по вертикали до горизонтального положения зеркала складок и затем — растяжение. Но при любой последовательности результат будет неизменным: для горизонтальной слоистости и отсутствия складок доскладчатые наклон и

длина отрезка профиля будут теми же, что и в приведенном выше варианте, поскольку возвращение эллипса деформации к состоянию круга является операцией однозначной.

Частная операция внутри шага «3»: восстановление наклона и амплитуды смещения по разрывам. Если входная точка домена совпадает с разрывом, то измеренный наклон разрыва ТF подвергается преобразованиям. Если TF < 90°, то рабочее значение наклона F равно TF, а если  $TF > 90^{\circ}$ , то  $F=TF-180^{\circ}$ . После этого наклон плоскости сместителя разрыва будет выражен так же как наклон отрезка линии профиля. Соответственно, все три кинематические операции могут быть повторены для ориентировки сместителя по формулам (2, 4, 6), в которых TSзаменяется на *F*. В результате вычисляется исходный доскладчатый наклон сместителя. Вертикальное смещение задается глубиной слоя в выходной точке предыдущего домена и глубиной слоя во входной точке текущего, затем через тангенс наклона определяется горизонтальное смещение. Внутри этой операции обязательно есть один из элементов балансирования разреза: линия профиля в следующих доменах (для границ без разрывов) будет обязательно пересекать какую-либо стратиграфическую границу с известной глубиной по стратиграфической модели. Если текущая рассчитанная глубина границы не совпадает с модельной, значит надо вернуться к разрыву и дать начальную глубину первого домена с такой поправкой, чтобы новый вариант расчетной глубины совпал с модельной глубиной. При этом, разумеется, меняется и вертикальная, и горизонтальная амплитуды смещения по разрыву.

Элементы балансирования доскладчатой структуры. Основной целью составления сбалансированных (реконструированных) разрезов в структурах форланда является получение такой структуры, в которой современное и доскладчатое состояние в пределах наблюдаемой части осадочной толщи не имеют зияний или перекрытий [Прокопьев и др., 2004]. На практике это обеспечивает, например, надежный выбор структур для бурения в пределах месторождений углеводородного сырья. Подобно этому в предлагаемом методе существуют некоторые элементы балансирования. Прежде всего, необходимо, чтобы последовательность доменов, нарушаемая сбросами и надвигами, в доскладчатом профиле не образовывала перекрытий доменов. Появление такой ситуации означает, что объективно сложная структура была неправильно понята и ошибочно зарисована или же в процессе замеров параметров были приняты некорректные решения. Обычно удается незначительными мотивированными по структурной ситуации коррекциями исходных замеров (конечно, с внесением исправлений в таблицы и в расчеты) привести структуру в сбалансированный вид. Для рассмотренных районов наблюдались единичные случаи, когда это не удалось сделать, в результате несколько доменов (на краю профилей) были просто исключены из рассмотрения. Второй тип операции балансирования связан с большими амплитудами смещений по разрывам, ориентировка плоскости смещения которых близка к ориентировке исходной слоистости. В соотвествии с

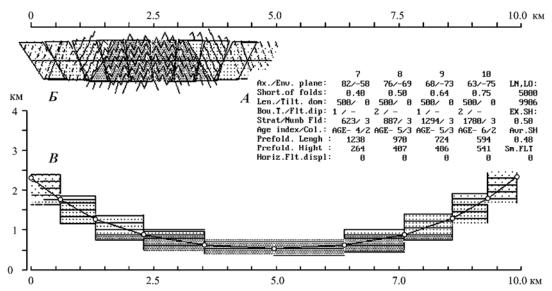
похожим правилом в методах для структур форланда, в этих случаях считалось, что общее сокращение структуры в соседних профилях, в которых не было таких разрывов, являлось корректным и такому разрыву приписывалась разумная амплитуда с целью сохранить общее сокращение структуры единообразным. Основанием для такой «волевой» корректировки является тот факт, что у разрывов с большой амплитудой смещения (1 - 5 - 15 км) обязательно будут иметь место значительные отклонения поверхности смещения от плоского состояния, поэтому перенос замера в конкретном месте профиля на всю плоскость всегда очень условен. Такого рода корректировки имели место в трех-четырех случаях только. Таким образом, в предлагаемом методе восстановления (реставрации) структурного профиля есть некоторые элементы балансирования, которые влияют на определение величины укорочения структур.

#### 6. 1. 3 Операции восстановления складчатой структуры в масштабах всего осадочного чехла

В результате <u>Шага «4»</u> объединяются доскладчатые состояний доменов для всего профиля. Имея отдельные доскладчатые состояния всех доменов, и учитывая смещения по плоскостям разрывов, несложно осуществить их последовательную стыковку, что создает специфическую структуру – горизонтально слоистую среду, в которой вполне определенное положение занимают отрезки линии профиля для каждого домена. Соответственно, можно подсчитать величину горизонтального укорочения К<sub>sec</sub> всего профиля (или его частей) как отношение проложения современного профиля LF к доскладчатому LP.

$$K_{\rm sec} = LF/LP$$
 (11),   
где  $LF = \sum LS_{0i} \cdot \cos(TS_{0i})$ , a  $LP = \sum L_{hi}$ 

Для построения исходной структуры по замерам геометрии доменов, а также для визуализации результатов реконструкции нами используется компьютерная программа, работающая в среде DOS (рис. 6-8). Общая картина современной и доскладчатой структуры может быть скомпилирована в графическом редакторе из соответствующих «копий экрана». В данном случае показана специальная модельдля тестирования программы, которая имела два этапа формирования: 1) конвективный, образовавший крупную структуру и 2) однородное 2-х кратное укорочение. Результат восстановления для 10 доменов (рис. 6-8) показал вычислительную ошибку около 1% относительно правильного решения – полученная условная длина разреза составила 9906 м против верного решения 10000 м. Заметим, что на этапе вычислений можно вносить некоторые поправки в исходные параметры для большего соответствия получаемых глубин слоев относительно принятой «стратиграфической модели», поскольку отклонения от природных значений ориентировок в 3-5° (или до 5% для укорочения) могут существовать по самым разным причинам: от неточностей при замерах в поле до

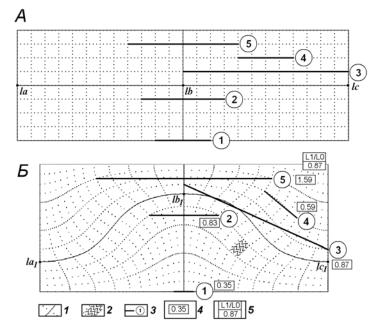


**Рис. 6-8.** Операции восстановления доскладчатого профиля целиком с использованием компьютерной программы (по [Яковлев,  $2008\delta$ ]). Показаны результаты совмещения копий экрана. А – табличное изображение исходных параметров и основных результатов вычислений по доменам и текущие суммарные параметры, Б – символические изображения современной складчатой структуры в доменах (все 10 доменов), В – доскладчатая структура для 10 доменов. Вертикальный и горизонтальный масштабы указаны, масштабы совпадают.

погрешностей при осреднениях. Такие уточнения напоминают подбор вариантов структуры при стандартном балансировании структурных пересечений в пределах форланда.

Имея результаты для каждого домена по отдельности и для всех вместе, можно получить величину укорочения соответственно для всех доменов отдельно или для профиля целиком. Укорочения для всех доменов подряд не представляют большого интереса, поскольку они обычно явно подвержены влиянию дисгармонии — отклонения от среднего могут быть большими, в некоторых случаях фиксируется даже растяжение. Величина сокращения для всего профиля не позволит восстановить структуру в деталях. Поэтому надо выбрать такой размер блоков, для которых определяется укорочение, чтобы он отражал тектоническую природу, т.е. надо найти минимально разумный блок для осреднения.

Целью <u>шага «5»</u> является определение «тектонического» сокращения пространства (рис. 6-9). Модель «квазиизгиба» (она подробно описана в параграфе 7. 2. 7) на рисунке показывает возможные деформации в масштабах всего осадочного чехла при продольном изгибе и проскальзывании слоев вдоль подошвы чехла. Данная модель имеет хорошее приближение к продольному изгибу, поскольку длина среднего слоя остается постоянной (*la1-lb1-lc1=la-lb-lc*). Таким образом, величина «тектонического» или внешнего сокращения структуры равна 0.87 или 13%. Для анализа дисгармонии в первоначальной конфигурации модели (рис. 6-9, A) отмечены пять отрезков разной длины и в разных местах. По изменению горизонтального



**Рис. 6-9.** Дисгармония деформаций в структурной ячейке [Яковлев, 2008а]. А — две смежные ячейки в первоначальном состоянии, Б — те же две ячейки после действия комбинации конвективных движений (этап 1) и сплющивания (этап 2). I — первоначальная сетка и ее искажение, сплошная линия сохранила свою длину, 2 — символическое изображение складок в пределах условного домена, 3 — исследуемый отрезок и его номер, 4 — первоначальная величина горизонтального укорочения для отрезка, 5 — величина общего укорочения для ячеек. Показана неоднородность деформации горизонтального сокращения для разных структур в пределах ячеек; сокращение совпадает с общим укорочением только для отрезка 3.

проложения этих отрезков (рис. 6-9, Б) были определены коэффициенты сокращения, которые показаны рядом с этими отрезками на рисунке второй стадии. Как видно из рисунка, значения меняются в широком диапазоне от растяжения над антиклиналью (1.59) до сокращения 0.35 или 65% в ядре антиклинали. Здесь же видно, что изменение расстояния от осевой плоскости антиклинали до осевой плоскости синклинали соответствует внешнему сокращению пространства. В связи с этим в дальнейшем для характеристики тектонической составляющей сокращения структуры («очищенной» от «дисгармоничной» части общей деформации) будет использоваться разбиения структуры на структурные ячейки. Для этого последовательно собирается вместе такое число доменов в доскладчатом состоянии, которое по ширине (вкрест простирания) структуры будет примерно соответствовать мощности осадочного чехла.

#### 6. 1. 4 Формирование квазитрехмерной модели осадочного чехла

Задача <u>шага «6»</u> — определение новой мощности осадочного чехла в структурной ячейке; определение ее вертикальной современной позиции. После того, как в структурном разрезе были выделены ячейки и определены величины укорочения пространства для них, следующий шаг вполне очевиден — можно определить новую мощность осадочного чехла. Для этого используются уже оговоренные выше принципы — постоянство объема пород и постоянство

площади поперечного сечения. В этом случае исходная мощность каждой стратиграфической единицы просто делится на коэффициент укорочения ( $Th_1=Th_0/K$ , где  $Th_1$  – новая мощность толщи после укорочения,  $Th_0$  – исходная мощность, K=11/10 – величина укорочения как отношение современной ширины структуры к доскладчатой). Это показано в табл. 6-1 в колонках 2 для соответствующих величин коэффициента укорочения. Кроме новой мощности толщи там же показана накопленная мощность или глубина подошвы структурной единицы, в том числе и всего осадочного чехла по подошве нижней стратиграфической единицы.

Следующая операция (шаг «7») – это определение «поправки за поднятие». В соответствии с трехстадийной моделью развития Большого Кавказа можно считать, что после реализации всего объема сокращения при складчатости (время события – предположительно олигоцен) подошва чехла опустилась на ту глубину, которая определяется исходной мощностью осадочного чехла и коэффициента укорочения (рис. 6-10, стадии 1 и 2). Это показано также для примера в таблице 6-1. Однако мы видим на определенной гипсометрической высоте по линии разреза те отложения, которые имели некоторую новую глубины после реализации всего сокращения (эллипс в ячейке "С" на стадиях 2 и 3). Это означает, что вся колонна осадков должна была быть поднята вверх с вполне определенной амплитудой в течение этапа горообразования и размыва верхней части осадочного чехла (эта амплитуда обозначена стрелками, указывающими на разность позиций подошвы чехла в ячейках "С" и "D" рис. 6-10). В первом приближении эта амплитуда поднятия может считаться неотектонической; при этом мы пока будем игнорировать возможный размыв осадочной толщи в процессе образования складчатости. Амплитуда поднятия рассчитывается относительно просто. Для данной структурной ячейки рассчитывается средняя гипсометрическая высота по всем доменам (табл. 6-3). Для каждого домена вычисляется постскладчатая глубина как средняя между глубинами входной и выходной точек, после чего находится средняя глубина ячейки как среднее из этого параметра для всех доменов. Затем вычисляется новая позиция найденного стратиграфического уровня для величины укорочения ячейки (новая глубина = -8386/0.41= -20452 м.) Амплитуда поднятия вычисляется вычитанием средней глубины доменов из средней гипсометрической высоты ячейки (амплитуда = 2443 - (-20452) = 22895). Эти величины показаны в табл. 6-1 в первой строке колонок 3, ( $\Delta$  H= 24406, 12260, 7161). Вводя эти поправки в глубины подошвы стратиграфических единиц, получаем их глубину (усредненную для ячейки, разумеется) в современной структуре (табл. 6-1, колонка 3).

На этом основная последовательность операций завершается. Если полученные в результате описанных выше семи шагов данные относятся к нескольким структурным ячейкам в пересечениях одной или нескольких тектонических зон, то можно и нужно рассматривать характер распределения полученных параметров по простиранию и вкрест простирания

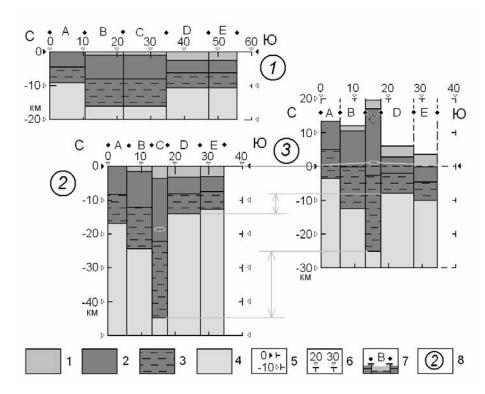


Рис. 6-10. Определение амплитуды «неотектонического поднятия» на примере профиля номер 8 СЗК (по материалам [Яковлев, 2008в]). Показаны расстояния и глубины в километрах, границы ячеек (ромбы) и позиции подошвы отложений палеогена, мела и юры. Три профиля показывают условные (технические) три стадии развития структуры: 1 — постседиментационный доскладчатый (доолигоценовый), 2 — постскладчатый доорогенный (от олигоцена до сармата), 3 — современный посторогенный. Профили стадий 2 и 3 помещены на один уровень; линиями и стрелками между ними показаны амплитуды «неотектонического поднятия» для ячеек "С" и "D".

1 — отложения палеоцена и эоцена, 2 — меловые отложения, 3 — юрские отложения, 4 — палеозойский фундамент, 5 — отметки глубин, 6 — отметки горизонтальных расстояний, 7 — границы и индексы структурных ячеек, 8 — стадии развития.

**Таблица 6-3.** Определение средних для структурной ячейки величин «стратиграфической глубины» (для исходной мощности чехла) и гипсометрической высоты линии профиля. В качестве примера использованы данные профиля 4 ЮВК, южная ячейка.

Определение глубины слоев ячейки в применении к исходной колонке						_	еделен оты до	_			етричес	кой
домен	вход- ная	смещ	выход -ная	средн.		домен	Вход- ная	длина	угол	смещ верт	выход -ная	средн.
1	2	3	4	5		6	7	8	9	10	11	12
1	-6500	-556	-7056	-6778		1	2000	908	18	281	2281	2140
2	-9000	117	-8883	-8942		2	2281	264	22	99	2379	2330
3	-9200	40	-9160	-9180		3	2379	279	24	113	2493	2436
4	-9160	30	-9130	-9145		4	2493	492	25	208	2701	2597
5	-7800	-100	-7900	-7850		5	2701	661	-13	-149	2552	2627
6	-8250	-157	-8407	-8329		6	2552	409	-11	-78	2474	2513
7	-8407	-137	-8544	-8476		7	2474	313	-5	-27	2447	2461
Средн.= -8386 Средн.=								2443				

структуры. В этом случае это распределение позволяет понять рельеф кровли фундамента, объем размытых отложений и другие важные характеристики складчатой структуры. Обобщение (усреднение) этой информации в рамках тектонических зон позволяет получить величину деформации для всей коры, что дает возможность оценить смещения границ (например — Мохо) внутри консолидированной части уже всей коры («гранитный» плюс «базальтовый» слои) в процессе образования складчатости и формирования горного сооружения. Эти аспекты будут рассмотрены ниже, в параграфе 8.2.

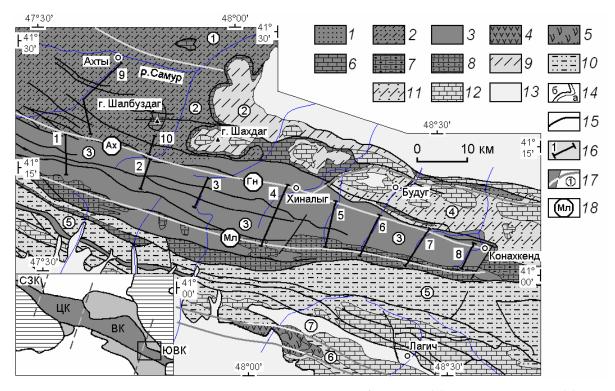
## 6. 2. Квазитрехмерная модель трехстадийного развития осадочного чехла Юго-Восточного Кавказа (Тфанская и Шахдахская зоны)

#### 6. 2. 1 Характер структурного материала

В качестве первого примера реализации приведенного выше алгоритма исследований приведем исходные данные, особенности их обработки и основные результаты для двух соседних тектонических зон Юго-Восточного Кавказа — Тфанской и Шахдагской. Повторим кратко основные структурные черты региона.

Эти две зоны являются наиболее поднятыми в этой части Большого Кавказа — здесь обнажаются толщи аргиллитов и глинистых сланцев нижней и средней юры, чередующихся с алевролитами и песчаниками (рис. 6-11). Складчатость здесь может быть охарактеризована как одна из наиболее сильно развитых. Очень важным преимуществом этого региона для решения поставленной задачи является хорошая обнаженность и наличие детального структурного материала [Рогожин, Яковлев, 1983; Шолпо и др., 1993]. Относительное неудобство региона заключается в неполноте обнаженного стратиграфического разреза: толщи ниже тоара в Шахдагской зоне и глубже нижнего аалена в Тфанской зоне не обнажаются. Верхняя часть разреза представлена относительно полно в Шахдагской зоне, но в Тфанской зоне о весьма значительной размытой части чехла можно судить только предположительно по отдельным обнажениям в районе с. Будуг, по южному флангу структуры в ее восточной части и по меловому разрезу соседней Ковдагской зоны, который предположительно совпадает с Тфанским (рис. 6-11).

Несмотря на то, что только некоторые крупные синклинали в структуре Тфанской зоны могут быть прослежены по нескольким соседним профилям, а более мелкие складки на соседних профилях сопоставить сложно, надо отметить достаточно стабильный характер структуры. В самом общем виде Тфанская зона представляет собой антиклинорий, в котором есть две крупных округлых синклинали на южном и на северном флангах, шириной от 1-2 до 3-4 км [Рогожин, Яковлев, 1983]. В восточной части зоны на ее южном фланге можно выделить две-три крупных складки. Широкая центральная часть антиклинория состоит из большого



**Рис. 6-11.** Схематическая геологическая карта Тфанской (3) и Шахдагской (2) зон (по [Яковлев, 2012а], повторено, полное описание условных знаков см. на рис. 2-8). I – отложения нижней и средней юры; 2 – нижняя и средняя юра в дельтовых фациях; 3 – средняя юра глубоководных фаций; 4 – средняя юра вулканогенных фаций; 5 – массив габбро, средняя юра; 6 – верхняя юра параплатформенных карбонатных фаций; 7 – верхняя юра терригенная мелководная, 8 – верхняя юра, терригенно-карбонатный флиш; 9 – нижний мел параплатформенный; 10 – нижнемеловой терригенно-карбонатный нерасчлененный флиш; 11 – нижний мел, терригенные фации Хизинской зоны, флиш, грубый флиш; 12 – верхний мел; 13 – палеоген и неоген, 14 – геологические границы (а – согласные, 6 – с угловым несогласием); 15 – разрывы без разделения на кинематические типы; 16 – линии структурных профилей и их номера; 17 – границы тектонических зон и их номера; 18 – крупнейшие разрывные структуры и их названия.

числа мелких складок, а кроме них могут наблюдаться две — три крупных синклинали или антиклинали (рис. 6-12). Характерным является дивергентный характер Тфанской зоны — есть несомненная южная вергенция синклинали и мелких складок в ее южной части и, соответственно, северная вергенция ближе к границе с Шахдагской зоной. В центральной части зоны можно выделить крупный субвертикальный разрыв (ЦР), по которому контактируют существенно более древние толщи северного блока (нижний аален) и более молодые породы блока южного (верхний аален и байос). В северном блоке структура становится более спокойной, чем в южной части зоны. Заметим, что ГКР (Ахтычайский разлом) на границе с Шахдагской зоной в западной части района имеет наклон сместителя на юг (что соответствует северной вергенции складок этой части структуры) при более древних отложениях в северном блоке, т.е. формально является сбросом, хотя кинематически представляет собой надвиг. Восточнее этот разлом не всегда ярко выражен в виде одной плоскости сместителя, не имеет заметной амплитуды и не обладает определенным наклоном — есть и крутые северные и южные

падения его плоскости. Это отражает сложную историю развития соседней Шахдагской зоны: здесь имела место поздневарисцийская складчатость на границе средней и поздней юры. При накоплении относительно маломощных карбонатных толщ верхней юры и мела Шахдагская зона представляла собой карбонатную платформу (рис. 6-11, 6-13), в южной части которой

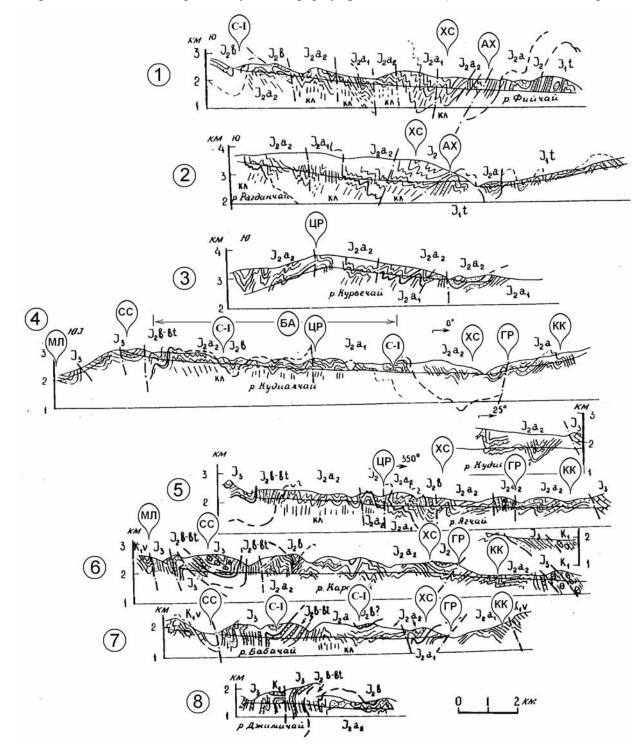


Рис. 6-12. Обобщенные профили Тфанской зоны (по [Шолпо и др., 1993], с небольшими изменениями). Добавлены номера профилей и обозначения основных складчатых и разрывных структур: Хиналыкская синклиналь (ХС), Сарыдашская синклиналь (СС), Базардюзинский антиклинорий (БА), Куруш-Конахкендский антиклинорий (КК), разрывы: Главный Кавказский разлом (ГР), он же — Ахтычайский разлом (АХ), Малкамудский разлом (МЛ), центральный разлом в Тфанской зоне (ЦР). Обозначены также крупные складки (С-I).

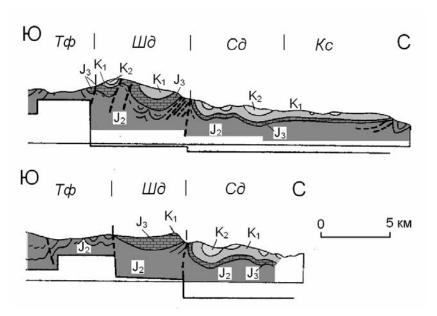


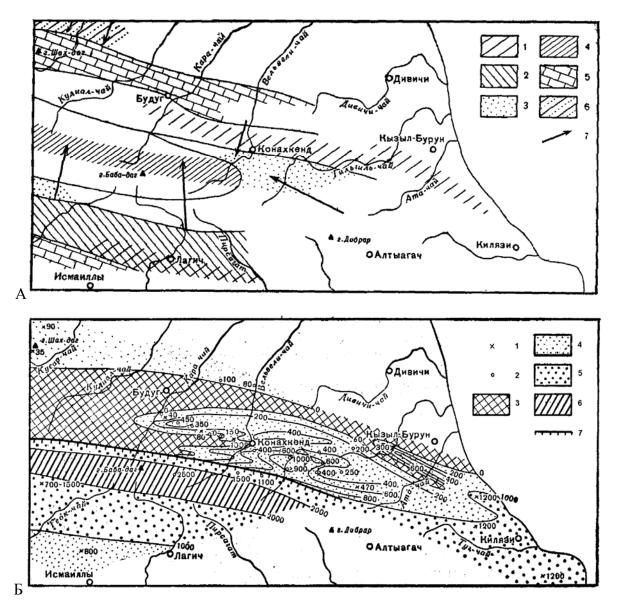
Рис. 6-13. Структурные профили 30H К северу Тфанской (по рис. 5 [Вихерт и др., 1966], с изменениями). Верхний профиль ПО меридиану г. Шахдаг, нижний – в районе с. Хиналыг. Τф Тфанская ступень, Шд -Шахдагская ступень, Сд – Судурская ступень, Кс Кусарская ступень. Кусарская и Судурская ступени нами включаются в Шахдагскую 30HV.

(г. Шахдаг и г. Шалбуздаг) в титонское время сформировался крупный рифовый массив (до 1 км мощности). Все эти толщи ложатся с угловым несогласием на аален, байос и бат, при этом в постолигоценовое время они испытали относительно слабую складчатость - наблюдается тесносжатая антиклиналь севернее массива Шахдага и пологие складки в Судурской ступени (рис. 6-13). Южнее Шахдагской зоны несомненно накапливались мощные карбонатные флишевые толщи верхней юры и мела, что частично фиксируется прилеганиями этих толщ к титонскому рифу в районе с. Будуг [Шурыгин, 1962]. Интенсивная складчатость Тфанской зоны предположительно предолигоценового времени как раз и сформировала значительное воздымание структуры, которое выразилось в надвигании ее на север на ГКР. Заметим, что разница в строении двух блоков и значение разделяющего их разлома как ГКР в литературе уже отмечалось [Исаев и др., 1981; Хаин, Шарданов, 1957] История развития блоков восточнее с. Будуг имеет ряд сложных моментов: несколько эпизодов складчатости и размыва в конце средней юры, в поздней юре и в раннем меле, отсутствие толщ верхней юры в Хизинской зоне, угловые несогласия и прилегания толщ от байоса до валанжина. В районе окончательного погружения толщ средней юры Тфанской зоны под породы мела еще восточнее (около с. Конахкенд) встречаются верхнеюрские красноцветные конгломераты, песчано-глинистые толщи (восточнее с. Конахкенд) и нормальный карбонатный пестроцветный флиш с развитым кливажом (южнее с. Конахкенд, в верховьях р. Джимичай). В южной части Тфанской зоны по направлению к периклинали (профили 6, 7, 8) наблюдается несколько разновозрастных верхнеюрских толщ, которые не всегда встречаются вместе, поскольку здесь также отмечены нескольких перерывов в осадконакоплении. Все вместе это означает, что полноценные достоверные стратиграфические модели всего мезокайнозойского осадочного чехла любой части региона не могут быть составлены по прямым замерам мощностей толщ, и необходимые решения могли быть приняты только на основании некоторых интерполяций и экстраполяций данных по соседним районам. Значительная часть информации для таких решений была получена, разумеется, из работ предшественников [Шурыгин, 1962; Вихерт и др., 1966]. В этих публикациях были представлены подробные описания стратиграфических разрезов основных возрастных подразделений и приведены карты фаций и мощностей (рис. 6-14).

Для характеристики отложений самой нижней части разреза — синемюра, плинсбаха и тоара — были использованы описания низов юры Д.И.Панова [1962, 1988] в обрамлении палеозойского ядра Центрального Кавказа, а также по стратиграфии наиболее поднятых частей Сланцевого Дагестана [Панов, Гущин, 1987]. Мы исходили из того, что в процессе осадконакопления в раннеюрское время базальные конгломераты снизу вверх быстро сменились глубоководными отложениями (там, где они обнажены), и существование широкого и глубокого бассейна на территории всего Большого Кавказа в раннеюрское время достаточно достоверно. Это означает, что данные указанных выше наблюдений в пределах центральной и западной частей Восточного Кавказа в целом могут быть экстраполированы на восток, и использованы для характеристики Тфанской и Шахдагской зон (таблица 6-4, толщи номер 19-20).

#### 6. 2. 2 Стратиграфические модели Тфанской и Шахдагской зон

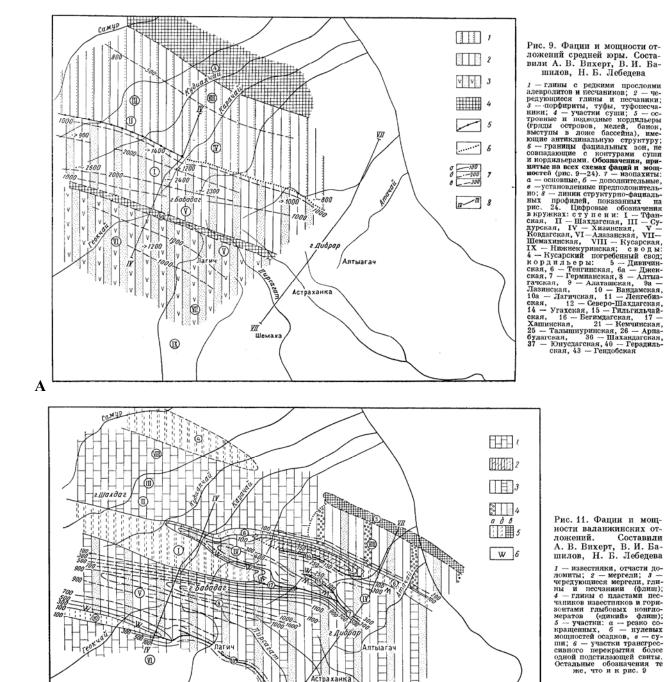
характеристики Тфанской зоны были разработаны ПЯТЬ модификаций стратиграфической модели (таблица 6-4). Они базировались в основном на двух типах данных: на литературных [Шурыгин, 1962; Вихерт и др., 1966] и на собственных исследованиях [Рогожин, Яковлев, 1983; Яковлев, 1997]. Как уже упоминалось выше, в результате детальных работ середины XX века были составлены принципиальные карты фаций и мощностей отложений основных стратиграфических подразделений Юго-Восточного Кавказа (рис. 6-14, 6-15), которые показали, прежде всего, фациальные отличия отложений Шахдагской и Тфанской зон, а внутри Тфанской зоны для верхней юры и мела – существенное уменьшение прогибания флишевого прогиба к Шахдагской зоне, которая представляла собой в это время карбонатную платформу. Заметим, что показанный на этих картах на пространстве Тфанской зоны знак отсутствия отложений для многих подразделений верхней юры и вышележащих толщ говорит о позднейшем их размыве, а не об отсутствии бассейна осадконакопления. В частности, в разрезе флишевой верхней юры по профилю 6 (р. Карачай) встречен горизонт крупных глыб рифовых известняков нижних горизонтов верхней юры, которые могли попасть сюда только с оползневыми массами с севера и только в водной среде (рис. 6-16). Для характеристики толщ 10 – 18 использовались собственные данные, в том числе – подтвержденные при построении сбалансированной структуры. Наиболее распространенным является разрез мощностью 11.9 км – по принятому решению он использовался в профилях 1-3



**Рис. 6-14.** Некоторые карты фаций и мощностей Юго-Восточного Кавказа, по ([Шурыгин, 1962], стр.34 и 44). А – литофации кимериджа и нижнего титона. 1 – области отсутствия отложений, 2 – области размыва, 3 – песчано-глинистый флиш; конгломераты; 4 – алеврито-глинистый флиш; 5 – известняки; 6 – пески, глины; 7 – направление приноса обломочного материала. Б – мощности титона и валанжина. 1 – по литературным данным; 2 – по данным автора (А.М. Шурыгина); 3 – области отсутствия отложений; 4 – 0-1000 м; 5 – 1000-2000 м; 6 – 2000-3000 м; 7 – полосы резкого изменения мощностей.

и в северных блоках профилей 4 и 5. Эта уменьшенная мощность считалась характерной для северной половины Тфанской зоны, где следовало ожидать малых мощностей всех верхнеюрских и меловых отложений. Для западной части структуры (профили 1 – 3) составленные пересечения не выходили на южный край зоны, ими не охватывался ареал распространения верхнеюрских и вышележащих отложений. В связи с этим не было уверенности, что увеличенные мощности меловых пород характерны здесь для южной половины Тфанской зоны. Наиболее полный разрез мощностью 16.7 км предполагался на южном фланге Тфанской зоны для профилей 4 и 5. В этих профилях ярко выражен

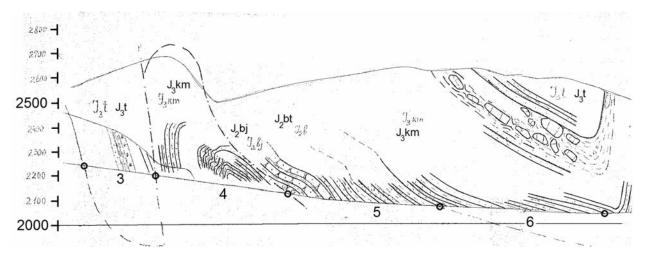
«центральный разлом» (рис. 6-12, знак ЦР) с масштабным относительным поднятием северного блока, что давало основание приписывать двум блокам разные мощности разрезов. Все отличия разрезов от наиболее распространенного варианта показаны в таблице полужирными цифрами (таблица 6-4). Для трех периферических профилей (номера 6 – 8) отмечалось наблюдаемое в



**Рис. 6-15.** Примеры карт фаций и мощностей мезозойских отложений (по [Вихерт и др., 1966]). А – фации и мощности отложений средней юры, Б – фации и мощности отложений валанжина. Исходные условные знаки и подрисуночные подписи на рисунках приведены.

**Таблица 6-4.** Типичные стратиграфические модели, использованные для восстановления структуры Тфанской зоны (по материалам [Яковлев, 2012а]). Для каждой толщи показаны ее мощность (верхняя строка) и глубина ее подошвы (нижняя строка). Отличия моделей от наиболее распространенной (профили 1-3) показаны полужирным шрифтом.

	профиль	Фийчай 1	Рагданчай -2	Курвечай -3	кудиалча Й -4	кудиалча й -4	Агчай -5	Агчай -5	Карачай -6	Бабачай -7	джимича й -8
Толща N	Ячейки / Индекс толщи	три ячейки	0бе яч.	0бе яч.	юг-А-Б	cesB	KOL	север	0бе яч.	обе яч.	0бе яч.
	Мощн.	50	0	50	50	50	50	50	50	50	50
1	<b>P</b> <sub>1-2</sub> - <b>P</b> <sub>2</sub>	-50	0	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50
		50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
2	<b>P</b> 1-1	-100	-50	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100
		500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
3	$\mathbf{P}_{1}\mathbf{d}$	-600	-550	-600	-600	-600	-600	-600	-600	-600	-600
		300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
4	K <sub>2</sub> km <sub>2</sub> -m	-900	-850	-900	-900	-900	-900	-900	-900	-900	-900
		100	100	100	200	100	200	100	200	200	200
5	K <sub>2</sub> st-km <sub>1</sub>	-1000	-950	-1000	-1100	-1000	-1100	-1000	-1100	-1100	-1100
		100	100	100	200	100	200	100	200	200	200
6	K <sub>2</sub> t <sub>2</sub> -cn	-1100	-1050	-1100	-1300	-1100	-1300	-1100	-1300	-1300	-1300
		150	150	150	150	150	150	150	150	150	150
7	$K_2$ s- $t_1$	-1250	-1200	-1250	-1450	-1250	-1450	-1250	-1450	-1450	-1450
		150	150	150	150	150	150	150	150	150	150
8	K <sub>1</sub> a-al	-1400	-1350	-1400	-1600	-1400	-1600	-1400	-1600	-1600	-1600
		1000	1000	1000	3000	1000	3000	1000	3000	3000	3000
9	K <sub>1</sub> h-br	-2400	-2350	-2400	-4600	-2400	-4600	-2400	-4600	-4600	-4600
		1000	1000	1000	2500	1000	2500	1000	2500	2500	2500
10	$J_3tt_2 - K_1v$	-3400	-3350	-3400	-7100	-3400	-7100	-3400	-7100	-7100	-7100
		500	500	500	600	500	600	500	650	500	500
11	$J_3$ km -tt <sub>1</sub>	-3900	-3850	-3900	-7700	-3900	-7700	-3900	-7750	-7600	-7600
		250	250	250	350	250	350	250	0	800	800
12	$J_2$ k - $J_3$ o	-4150	-4100	-4150	-8050	-4150	-8050	-4150	-7750	-8400	-8400
		300	300	300	300	300	300	300	0	300	600
13	J <sub>2</sub> bt	-4450	-4400	-4450	-8350	-4450	-8350	-4450	-7750	-8700	-9000
		700	700	700	800	700	800	700	250	250	500
14	$J_2$ b	-5150	-5100	-5150	-9150	-5150	-9150	-5150	-8000	-8950	-9500
1.5	- 2	750	750	750	750	750	750	750	750	400	150
15	$J_2 a_2^2$	-5900	-5850	-5900	-9900	-5900	-9900	-5900	-8750	-9350	-9650
1.6	<b>T</b> 1	500	500	500	750	500	750	500	750	500	250
16	$J_2 a_2^1$	-6400	-6350	-6400	-10650	-6400	-10650	-6400	-9500	-9850	-9900
17	Аташк. Мощ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	50
17	$J_2 a_1^2$ -аташк.	-6500	-6450	-6500	-10750	-6500	-10750	-6500	-9600 1400	-9950	-9950
1.0	T - 1	900	900	900	1400	900	1400	900	1400	500	300
18	$J_2 a_1^1$	-7400 2000	-7350 2000	<del>-7400</del>	-12150	-7400	-12150	-7400	-11000	-10450	-10250
10	I +	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	1500	1000
19	$J_1 t$	-10400	-10350	-10400	-15150	-10400	-15150	-10400	-14000	-11950	-11250
20	I n ± c	1500 -11900	1500 -11850	1500 -11900	1500	1500 -11900	1500 -16650	1500 -11900	1500 -15500	1500	1500
∠0	$J_1 p + s$	-11900	-11000	-11900	-10030	-11900	-10030	-11900	-13300	-13450	-12750



**Рис. 6-16.** Часть структуры профиля 6 (р. Карачай) в исходном масштабе 1:10000, содержащая в ядре крупной Сарыдашской синклинали горизонт крупноглыбовых рифовых верхнеюрских известняков, предположительно попавших сюда из Шахдагской зоны в результате подводных оползневых процессов. (Рисунок приводится с разрешения Е.А. Рогожина, добавлены границы доменов)

структурных разрезах общее уменьшение мощностей аалена, в соответствии с этим мощность разреза составляла 15.5, 13.5 и 12.8 км. Кроме этого, здесь наблюдаются явные следы резких изменений мощностей и, отчасти, фаций отложений выше аалена, что также отражено в модели (таблица 6-4). В связи с этим было принято решение уменьшить также относительно большую мощность тоара нижней юры в общем разрезе. Поскольку для этой части структуры не было возможности предполагать существенные изменения мощностей стратиграфических подразделений вкрест простирания (здесь в современной структуре отсутствует «центральный разлом»), то для каждого профиля была принята одна модель и для северного, и для южного блоков (таблица 6-4, рис. 6-12). Заметим, что на стадии интерпретации результатов эта особенность будет учтена.

Стратиграфическая модель Шахдагской зоны имеет значительные отличия от моделей Тфанской зоны. Прежде всего, отличается характер литологии толщ средней юры этих двух тектонических зон — в восточной части Сланцевого Дагестана и в Шахдагской зоне преобладают алевриты, а не аргиллиты, существенно возрастает доля песчаников в разрезе, сам разрез (по [Панов, Гущин, 1993]) представляет собой дельтовые, а не глубоководные флишоидные толщи, поэтому он имеет заметные вариации фаций и мощностей одновозрастных толщ от места к месту. В связи с этим здесь выделяются свои местные свиты, сопоставление которых с разрезом Тфанской зоны весьма затруднительно. Тем не менее, в результате проведенного анализа литературных источников оказалось, что общая мощность ааленских отложений здесь оказалась вполне сопоставимой с разрезом Тфанской зоны (таблица 6-5). В этой же таблице отражены данные по мощностям ряда свит нижней части разреза, относящихся к нижней юре. Эти данные легли также в основу представлений о нижней части разреза

Таблица 6-5. Стратиграфические подразделения нижней и средней юры и

их мощности (по материалам [Панов, Гущин, 1993])

		Мощность	Общая	Мощность	Общая
Ярус	свита	мин.	Мин.	макс.	макс.
Аален	кимихурская	500	-500	500	-500
Аален	гепцайская	500	-1000	500	-1000
Аален	ялахкамская	0	-1000	0	-1000
Аален	заинкамская	250	-1250	450	-1450
Аален	михрекская	2000	-3250	2100	-3550
тоар-верх	ногабская	800	-4050	1000	-4550
тоар-верх	цейлахканская	500	-4550	900	-5450
тоар-верх	камилухская	0	-4550	0	-5450
тоар-нижн	махисская	1500	-6050	2000	-7450
плинс-верх	хваршинская	1500	-7550	2000	-9450

Тфанской зоны, о чем уже было сказано выше. Верхняя часть разреза средней юры представлена терригенной толщей байоса (аргиллиты, алевролиты, переслаивания аргиллитов и песчаников) мощностью около 800 метров.

Вышележащие карбонатные толщи верхней юры ложатся на поверхность размыва и, местами, углового несогласия, в связи с чем под ними могут находиться как ааленские, так и

	лица 6-6.	
	атиграфическа	
мод	ель Шахдагско	й зоны
(про	ф. 9) (по [Яков	влев,
2012	2a])	
	Мощн.	50
1	P <sub>1-2</sub> - P <sub>2</sub>	-50
		50
2	P <sub>1-1</sub>	-100
		700
3	K <sub>1</sub> h-br	-800
		100
4	J <sub>3</sub> km -tt <sub>1</sub>	-900
		800
5	J <sub>2</sub> b	-1700
		1000
6	$J_2 a_2^2$	-2700
		1000
7	$J_2 a_2^1$	-3700
		500
8	$J_2 a_1^2$	-4200
		600
9	$J_2 a_1^{1}$	-4800
		3500
10	J <sub>1</sub> t	-8300
	•	1500
11	$J_1 p + s$	-9800
	1	

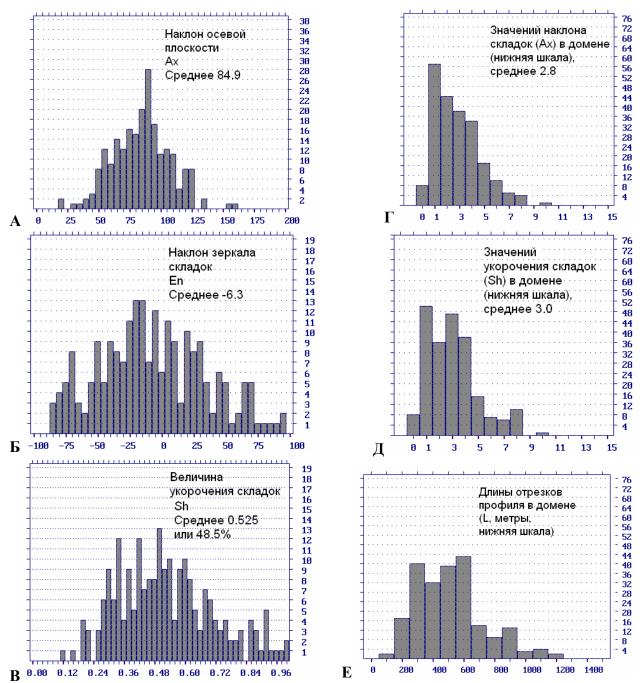
байосские толщи. Это дало право многим исследователям говорить о предпозднеюрской складчатости. Напомним, что в массиве г. Шахдаг в южной части одноименной зоны верхняя юра представлена массивными рифовыми известняками мощностью около 1 км, но сразу севернее, в части зоны верхняя юра представлена Судурской маломощной (0.1 км) карбонатной толщей, выше которой располагаются меловые карбонатные отложения, главным образом - органогенно-обломочные известняки и мергели, имеющие многочисленные следы размывов. Эта верхняя часть разреза смята в относительно пологие складки (рис. 6-13). Поскольку на простирании этих пологих складок к западу толщи средней юры смяты достаточно интенсивные складки, то это дает возможность говорить об имевшем место значительном укорочении пространства в момент раннекиммерийской фазы складкообразования. При разработке стратиграфической модели (таблица 6-6) были использованы все указанные выше данные. Из двух

возможных вариантов мощности верхней юры (1 км и 0.1 км) был использован «Судурский» тип разреза, как наиболее распространенный. Это связано с тем, что пока нет уверенности, что на пространствах профилей 9 (его южная часть) и 10 был распространен именно тип разреза с рифовым титоном и, что отличие в мощностях двух разрезов (около 1 км) не является слишком большим. Кроме того, если использовать обе модели внутри одного структурного пересечения, то надо найти ту структуру (или разрыв между структурами), за которой можно использовать другой тип разреза. Это сделать было сложно, поэтому «Шахдагский» тип разреза не был использован.

#### 6. 2. 3 Замеры и построение сбалансированной модели структуры

Общая длина исследованных десяти профилей составила 97.5 км, в которые не были включены те участки профилей Тфанской зоны, которые оказались севернее ГКН, и были отнесены к Шахдагской зоне (в связи с чем они полноценно не анализировались). Эта часть структуры обеих зон была разделена на 196 доменов (156 в Тфанской и 40 – в Шахдагской), средней длиной в современной структуре 515 м (482 м для Тфанской и 665 м для Шахдагской в среднем). Примерно в 70% случаев длина отрезка профиля для домена лежит в пределах 300 – 600 м (рис. 6-17), около 10% - от 100 до 200 м, а остальные относятся к диапазонам 700-900 м(15%) и редко – 1 - 1.2 км. Вполне очевидно, что крупные складки (рис. 6-16; 6-18 B) могли быть охвачены только большими отрезками профиля, а домены малого размера выделялись только для небольших блоков между разломов (рис 6-18 В) или для мест резких изменений структуры. Выделение доменов на небольшой длине линии профиля обеспечивает высокую детальность описания складчато-разрывной структуры. Это стало возможным, поскольку анализировались исходные профили масштаба 1:10000. Надо заметить, что основные три параметра структуры (наклон осевых плоскостей складок, наклон зеркала складок, величина укорочения) менялись в весьма широких пределах. Так, наклоны осевых поверхностей (рис. 6-17, А) образовали на гистограмме картину в целом нормального распределения с крайними значениями 20° и 155° с медианой и средним значением, близким к вертикальной позиции (85°). Это совпадает с выводом (качественным) о дивергентности структуры Тфанской зоны. Значения наклона первоначальной слоистости (зеркала складок) также показывают дивергентность структуры, но диапазон оказался очень широким – встречаются почти вертикальные и даже опрокинутые позиции зеркала складок, хотя среднее значение близко к горизонтальному (-6°) при сохранении перпендикуляра к осевой плоскости. Картина самого распределения значений на гистограмме отличается от нормального, образуя ряд аномалий. Распределение значений величины укорочения далеко от нормального и формирует несколько максимумов, а средняя величина близка к двукратному (48%). При этом диапазон значений оказался очень широким – от десятка значений, близких к 0% (от 0 до 10%) до двух значений с

6-8 кратным (84-88%) и 7 значений около 5 кратного (80%). Такой разброс указывает на наличие очень сильной дисгармонии, поскольку, забегая вперед, «тектоническое» сокращение структур в ранге структурных ячеек показало существенно меньшее максимальное и большее минимальное сокращение.



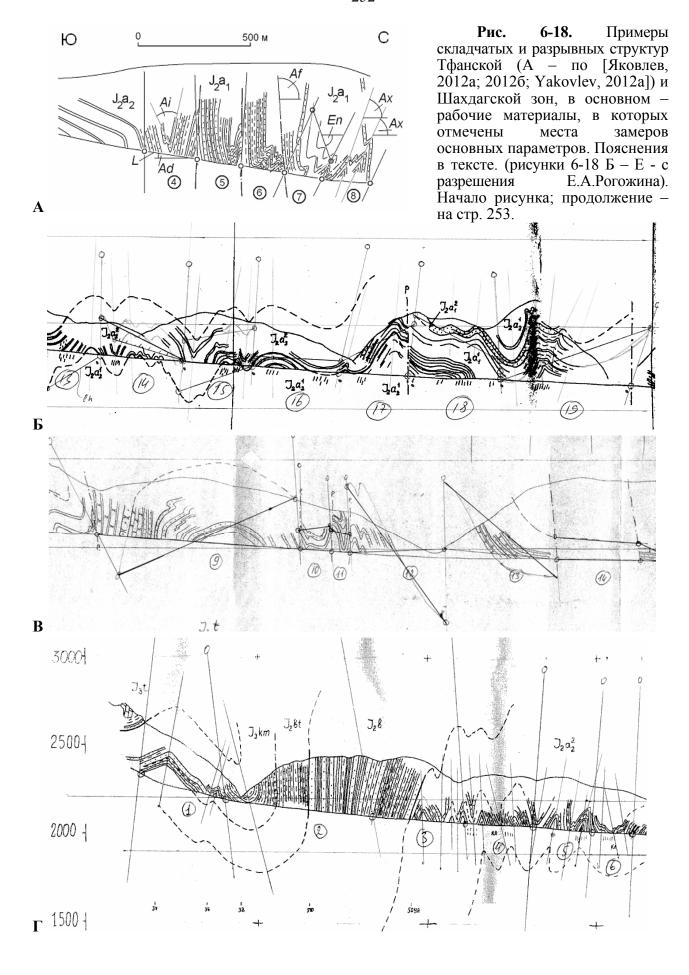
**Рис. 6-17.** Гистограммы распределения числа замеров параметров доменов по интервалам параметров в Тфанской и Шахдагской зонах (218 значений): А – гистограмма значений наклона АХ (среднее 84.9), Б – гистограмма значений наклона EN (среднее -6.3), В – гистограмма значений укорочений (среднее K=0.525 или Sh=48%). Количество сделанных замеров параметров внутри одного домена по параметрам в целях усреднения: Г – гистограмма числа замеров значений наклона АХ в домене (среднее 2.8), Д – гистограмма числа замеров значений укорочений Sh (среднее 3.0), Е – гистограмма длин отрезков профиля, охватывающих домены.

Если рассматривать характер материала измерений тех параметров, которые требовали усреднения («наклон осевой поверхности» и «угол при вершине»), то в среднем в каждом домене измерялось от 2 до 4 складок (рис. 6-17, Д, Е). Довольно часто в домен попадала одна относительно крупная складка, но в некоторых случаях (11 случаев или 5%) таких складок набиралось 8-10. Иногда плохая обнаженность, близость крупных разрывов и другие обстоятельства приводили к тому, что пригодных для измерения складок внутри домена не находилось, хотя наклон зеркала складок чаще всего можно было оценить. В этих случаях (8 из 218) этим доменам приписывались значения параметров, средние от двух соседних доменов.

Для 75 доменов (34%) были измерены наклоны плоскости сместителя. Чаще всего угол наклона был вертикален (27 значений около 90°), но большая часть других показала дивергентное распределение, также, как и параметры наклон осевой поверхности и наклон зеркала складок (15 значений от 60° до 85°, наклон на юг; 20 значений в диапазоне 95-115°, наклон на север). Остальные единичные наклоны имели значения от 60° до 20° (9) и от 125° до 150° (4).

Здесь надо отметить одну проблему, которая на настоящий момент остается не разрешенной — это вопрос о возрасте разрывных структур, которые могут быть как соскладчатыми, так и неотектоническими. Разумеется, при сборе полевого материала в 1979-1981 гг, в том числе и падений плоскостей разрывов, о фиксации этого параметра никто не задумывался. Кроме того, если рассматривать проблему шире, то следовало бы научиться различать «внутри» одного разрыва амплитуду смещения соскладчатую и неотектоническую. На настоящий момент пока не появилось никакой идеи по поводу того, на основании каких данных это можно было бы делать.

Для формирования у читателя более точного представления о характере исходного структурного материала и об особенностях процедур измерения указанных выше параметров, приведем копии рабочих материалов, на которых поверх структурного разреза наносились линии различного назначения, ставились точки на границах доменов и производились замеры параметров. Результаты замеров записывались непосредственно на свободное пространство бумажной копии профиля. С целью не перегружать профиль служебными линиями, две группы замеров делались на двух идентичных вариантах рисунков (рис. 6-18). Из соображений экономии места примеры для рисунка 6-18 брались из тех структур, которые были либо типичными, либо, наоборот, имели какие-то важные особенности. На первом рисунке показана часть профиля 2 (по [Яковлев, 2012а]), охватывающая 5 доменов, в которых хорошо видна серия небольших надвигов. Здесь же показан порядок замеров всех пяти параметров и наклона плоскости разрывов. Следующий рисунок на примере части профиля 4 (рабочий материал) показаны границы нескольких доменов (14-19), для которых измерялись длина отрезка



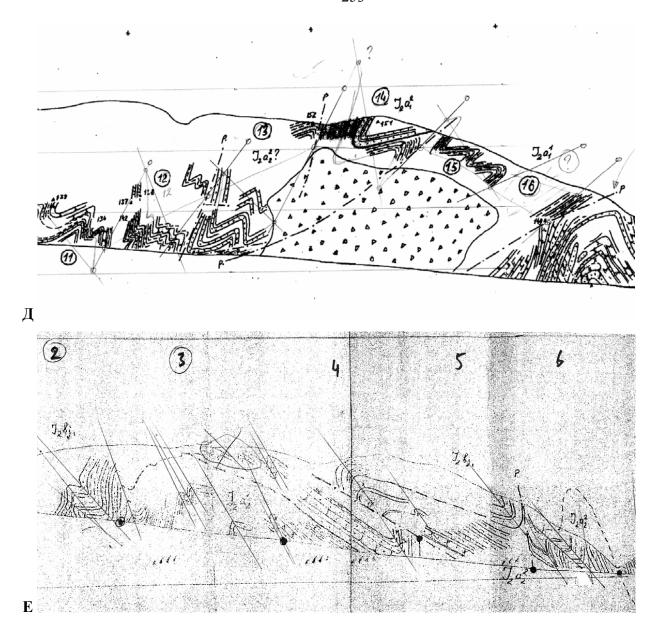


Рис. 6-18. Примеры складчатых и разрывных структур (продолжение, начало – на стр. 252).

профиля, наклон отрезка профиля и наклон зеркала складок. Граница между доменами 17 и 18 является центральным разломом, по которому происходит смена стратиграфической модели. В структурном смысле — это пример обычной структуры, имеющей складки среднего размера, в которой выделены домены примерно одинаковой ширины. Ниже (рис. 6-18 В) представлена часть профиля 9 (Шахдагская зона), в которой соседствуют крупные складки и несколько небольших складок, зажатых в узких блоках между разрывами. Это пример резкой дисгармонии, в которой для характеристики структуры приходится выделять домены существенно разной ширины. На этом рисунке показаны замеры длин отрезков профиля. Заметим, что особенно крупные складки иногда разбивались на несколько доменов (рис. 6-16). В следующей структуре (рис. 6-18 Г) резкая дисгармония обусловлена существенно разными «механическими» свойствами литологического разреза — здесь есть крупная синклинальная складка в породах карбонатной флишевой верхней юры и песчано-сланцевого байоса (с

преобладанием песчаников), которая переходит в серию мелких тесно сжатых складок верхней пачки верхнего аалена (преобладание аргиллитов в песчано-сланцевом чередовании). В данном рисунке в каждом домене показаны несколько складок, в которых измерялись наклоны осевых поверхностей (даны осевые линии) и, в них же, углы между крыльями складок. Похожая структура была приведена также ранее (рис. 2-21). В некоторых случаях линию профиля приходилось проводить выше нижней части обнажений в обход неясных мест в структуре. Пример такого места (крупный оползень) дан на (рис. 6-18Д). В этой же структуре хорошо видны несколько пологих надвигов северной вергенции непосредственно к югу от Ахтычайского разлома. В последнем примере показан надвиг противоположной южной вергенции (рис. 6-18Е), имеющий небольшую амплитуду и соседствующий с субвертикальным разрывом.

Собранные данные были внесены в файлы, по которым построены доскладчатые профили согласно методике (пункты, «шаги» 3, 4, параграфы 6. 1. 2, 6. 1. 3). Часть замеров показана в табл. 6-7.

**Таблица 6-7.** Материалы для расчета восстановленных структурных профилей Тфанской и Шахдагской зон в варианте после проведенного балансирования. Использовалась программа **CROSS-B2.EXE** 

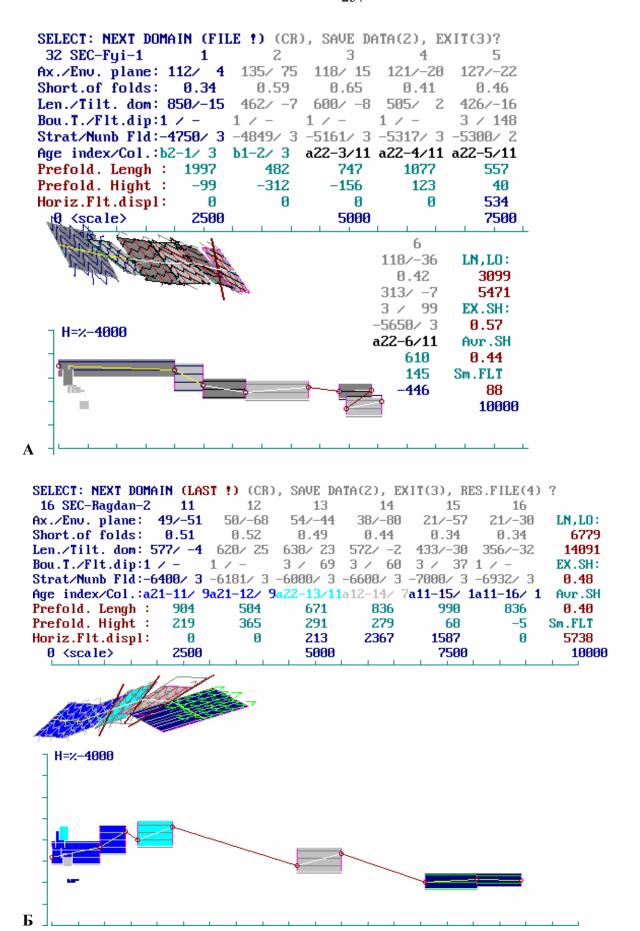
Обозначения: AX — наклон осевой плоскости, EN — наклон зеркала складок, K — коэффициент укорочения, DLEN — длина отрезка профиля для домена в метрах, DTl — наклон отрезка профиля, Cл1 — служебный параметр (наличие разрыва), Flt наклон плоскости разрыва, Str-D — глубина входной точки домена по стратиграфической модели (за разрывом всегда значения глубины заданы, остальные получены в результате расчетов), Cл2 и Cл3 — служебные параметры (сколько складок нарисовать, каким цветом), Cл4 — служебный комментарий (возраст толщи и номер домена; «ш» означает принадлежность к Шахдагской зоне)

AX	EN	K	DLEN	DTl	Сл1	Flt	Str-D	Сл2	СлЗ	Сл4
SEC-Fy	ichai	-1								
112	4	0.34	850	-15	1	0	-4750	3	3	b2-1
135	75	0.59	462	-7	1	0	-4849	3	3	b1-2
118	15	0.65	600	-8	1	0	-5161	3	11	a22-3
121	-20	0.41	505	2	1	0	-5317	3	11	a22-4
127	-22	0.46	426	-16	3	148	-5300	2	11	a22-5
118	-36	0.42	313	-7	3	99	-5650	3	11	a22-6
95	-8	0.29	288	-7	1	0	-5505	3	11	a22-7
93	6	0.28	303	-7	1	0	-5503	3	11	a22-8
86	-57	0.53	280	-7	1	0	-5522	3	11	a22-9
99	-45	0.41	271	-7	1	0	-5333	3	11	a22-10
85	7	0.60	171	-6	1	0	-5217	3	11	a22-11
86	-38	0.22	105	-7	3	91	-5350	3	11	a22-12
98	-16	0.46	219	-7	3	107	-5850	3	11	a22-13
78	-51	0.48	333	-7	3	111	-5850	3	11	a22-14
90	-64	0.33	406	-7	1	0	-5707	3	11	a22-15
88	-68	0.33	321	-4	3	90	-5850	3	11	a22-16
80	-57	0.91	208	-8	3	89	-6400	3	9	a21-17
91	3	0.59	297	<b>-</b> 7	3	106	-6400	3	9	a21-18
80	-38	0.49	266	-6	1	0	-6430	3	9	a21-19
87	16	0.34	189	-6	3	97	-6500	3	7	a12-20

72	-28	0.38	276	-5	3	81	-6900	3	1	a11-21
67	-87	0.34	189	<del>-</del> 5	3	68	-6900	3		a11-22
58	-80	0.43	280	-6	3	70	-6600	3		a21-23
60	-86	0.34	250	-6	1	0	-6427	3	9	a21-24
54	-46	0.53	300	<del>-</del> 5	3	90	-6300	3	9	a21-25
43	-68	0.47	198	<b>-</b> 5	3	78	-5800	3	11	a22-26
67	-10	0.41	273	-4	1	0	-5961	3	11	a22-27
66	27	0.46	307	-6	1	0	-5949	3	11	a22-28
67	45	0.50	265	-5	3	63	-5700	3	11	a22-29
67	48	0.50	198	-3	3	55	-6050	3	9	a21-30
51	-15	0.34	250	-3	3	31	-6100	3	9	a21-31
67	44	0.50	205	-3	3	22	-6150	3	9	a21-32
SEC-Ra										
72	-16	0.59	600	-11	1	0	-6300	3		a21-1
66	-38	0.63	623	-11	1	0	-6269	3	9	a21-2
35	-37	0.92	523	-10	1	0	-6085	3		a21-3
90	28	0.20	231	-8	1	0	-5856	3		a21-4
87	-74	0.15	215	-10	3	86	-7000	3		a11-5
62	-81	0.49	213	-10	3	89	-7000	3		a11-6
51	-74	0.47	180	<b>-</b> 9	3	93	-7000	3		a11-7
66	-29	0.32	233	-7	1	0	-6906	3		a11-8
70	-87	0.28	602	-7	1	0	-6878	3		a11-9
71	-19	0.48	434	-4	1	0	-6454	3	7	a12-10
49	-51	0.51	577	-4	1	0	-6400	3		a21-11
50	-68	0.52	620	25	1	0	-6181	3		a21-12
54	-44	0.49	638	23	3	69	-6000	3		a22-13
38	-80	0.44	572	<del>-</del> 2	3	60	-6600 7000	3		a12-14
21 21	-57 -30	0.34	433 356	-30	3 1	37	-7000 -6932	3		a11-15 a11-16
SEC-Ku			330	-32	Τ	0	-0932	3	1	all-10
124	70	0.64	908	18	1	0	-6500	3	11	J3tt-1
117	-11	0.64	264	22	3	133	-9000	3		J2b-2
115		0.50	279	24	3	125		3		J2b-3
112	20	0.70	492	25	1	0	-9160	3	3	J2b-4
103	6	0.46	661	-13	3	100	-7800	3	14	
110	50	0.38	409	-11	3	93	-8250	3	5	J2bt-6
105	70	0.26	313	<del>-</del> 5	1	0	-8407	3	3	J2b-7
98	-15	0.32	363	-6	3	103	-9300	3	11	
109	-13	0.41	246	-6	1	0	-9280	3		a22-9
103	-24	0.38	436	-3	1	0	-9266	3	11	a22-10
89	-52	0.31	340	-5	1	0	-9191	3	3	J2b-11
97	50	0.49	298	-4	1	0	-9069	3	3	J2b-12
104	32	0.75	267	-4	1	0	-9230	3	11	a22-13
91	-26	0.42	360	-2	1	0	-9354	3	11	a22-14
87	18	0.52	303	-3	1	0	-9285	3	11	a22-15
90	-3	0.79	378	<del>-</del> 4	1	0	-9346	3	11	a22-16
80	27	0.58	303	-3	1	0	-9351	3	9	a21-17
81	-27	0.79	405	-2	3	85	-6500	3	1	a11-18
83	19	0.57	583	-2	1	0	-6358	3	1	a11-19
54	-53	0.85	577	-3	3	90	-6800	3	1	a11-20
28	-42	0.58	589	-1	1	0	-6407	3	1	a11-21
86	-74	0.38	577	-1	1	0	-6169	3	7	a12-22
86	-64	0.38	294	-2	3	98	-5850	3	9	a21-23

71	-30	0.81	562	-3	1	0	-5653	3	9	a21-24
92	-21	0.69	625	1	1	0	-5442	3	11	a22-25
88	44	0.71	453	10	1	0	-5267	3	11	a22-26
60	12	0.75	604	10	3	75	-6200	3	9	а21-27ш
76	30	0.54	681	12	1	0	-6221	3	7	а12-28ш
77	-60	0.52	444	11	3	92	-6200	3	9	а21-29ш
SEC-Sh	albuz	dag-10								
67	25	0.74	943	-5	1	0	-5000	3	6	J1t-1
45	-66	0.52	455	-1	1	0	-5521	3	6	J1t-2
73	52	0.68	500	5	3	60	-3000	3	9	Ja2-3
73	2	0.68	517	8	3	68	-3000	3	9	Ja2-4
83	10	0.62	307	8	3	70	-3000	3	9	Ja2-5
82	-78	0.26	379	9	3	92	-3000	3	9	Ja2-6
70	7	0.11	390	11	3	92	-2750	3	9	Ja2-7
80	-18	0.41	808	13	3	85	-2750	3	9	Ja2-8
125	28	0.92	618	9	1	0	-2578	3	9	Ja2-9
118	29	0.92	554	10	1	0	-2764	3	9	Ja2-10
105	31	0.89	607	14	1	0	-2930	3	9	Ja2-11
90	-35	0.87	672	16	1	0	-3094	3	9	Ja2-12

После выполнения балансирования с экрана компьютера снимались копии по 6 доменов, которые затем компилировались в общий профиль. Проиллюстрируем этом материал двумя примерами (рис. 6-19А, Б). На первом линия профиля постепенно понижается по стратиграфической модели от верхнего байоса (-4750) до верхней пачки верхнего аалена (-5650), пройдя по пути через небольшой надвиг и сброс, показанные также на рис. 6-18Е. Эта восстановленная структура показана в нижней части рисунка. В средней части рисунков представлена визуализация современной складчатой структуры, которую легко сопоставить с соответствующим рисунком. Исходные и конечные параметры для каждого домена даны в таблицах в верхней части экрана. На втором рисунке (рис. 6-19Б) показан интересный результат реконструкции серии надвигов (см. рис. 6-18Д) по профилю 2, Рагданчай. В современной структуре имеющиеся пологие разрывы с наклоном на юг воспринимаются как надвиги южных структур на север, хотя верхний блок всегда содержит более молодые стратиграфические подразделения. Кроме того, более крутое залегание разрывов и более пологий наклон к югу осевых поверхностей не воспринимаются как что-то странное. Однако результат реконструкции показал, что это серия надвигов, первоначально надвинутых с севера на юг, а затем испытавших поворот в плоскости разреза по часовой стрелке на 50 - 70° (или, возможно, соответствующий простой сдвиг?) и опрокидывание на север, вероятно, с надвиганием. В этой структуре, непосредственно примыкающей к Ахтычайскому разлому, очень точно отразилась непростая история ее развития – сначала возникла предпозднеюрская складчатость Шахдагского блока (проявленная, вероятно, в надвигании на юг доменов в соседней структуре Тфанской зоны, профиль 2) и предолигоценовая складчатость Тфанской зоны (поворот доменов



**Рис. 6-19.** Примеры восстановленных частей пересечений. А — начало профиля 1 (см. рис. 6-18, Е и табл. 6-7), Б — последние домены профиля 2 (см. рис. 6-18, Д).

и их надвигание на север). В верхней части этих рисунков (на копии экрана) в табличном виде в верхних шести строках даны входные данные по доменам для расчетов (результаты замеров природной структуры), а в нижних трех строках отражены основные результаты расчетов для линии профиля в доскладчатой структуре: длина, смещение по высоте и горизонтальное смещение по разрыву. Поскольку в таблице для каждого домена есть глубина входной точки и смещение по высоте, то легко находится глубина выходной точки каждого домена. Это позволяет также определять при необходимости и высоту смещения по разрыву, поскольку новый домен после разрыва имеет некоторую «заданную» высоту входной точки.

Такой компактный вид информации позволил использовать эти копии экрана при сборе материала для последующих операций восстановления структуры.

Действия по расчету величины сокращения в структурных ячейках удобно показать на таблице 6-8, в которой собраны материалы по профилю 4 Тфанской зоны. В первых трех колонках собраны данные о сокращении или удлинении структуры по разрыву (колонка 2) и длина доскладчатого отрезка профиля (кол. 3). В колонке 4 подсчитывается суммарная (вместе с разрывом) длина текущего домена и добавляется к предыдущему значению, т.е. находится текущая суммарная длина доскладчатого профиля. В следующих четырех колонках подсчитывается современная длина профиля: по современной длине отрезка профиля (кол. 5) и его наклону (кол. 6) вычисляется его горизонтальное проложение (кол. 7), которая добавляется к предыдущему значению (кол. 8). В данном профиле между доменами 17 и 18 находится крупный разрыв, по которому проводится граница между двумя стратиграфическими моделями: южная 16650 м мощностью и северная 11900 м мощность. Ахтычайский разлом, ограничивающий Тфанскую зону, проходит между доменами 26 и 27 (последний не показан). Если применять правило, что структурная ячейка должна выделяться для доскладчатой длины профиля, примерно соответствующей мощности осадочного чехла, то такое разделение вполне разумно (доскладчатая длина ячеек будет 15672 и 7821). Однако с целью понять внутреннюю структуру большой южной ячейки и, имея в виду, что крупных перепадов в уровне стратиграфии вдоль профиля не наблюдается, было принято решение южную ячейку разбить на две половины. Тогда границы между ячейками проходят между доменами 7/8, 17/18, 26/27. В служебных колонках 1 и 2 показаны длины этих структур в доскладчатом состоянии (кол. 9) и современном (кол. 10). Так, длина второй ячейки вычислялась как разница значений в колонке 4 между доменами 17 и 7. В колонке 9 ниже под каждым из трех значений даны величины укорочения в долях ( $K = l_1/l_0$ ) и то же самое, но в процентах ( $\varepsilon = (l_0 - l_1) * 100$ ).

Надо отметить, что профиль 4 особенно важен тем, что здесь не наблюдается крупных надвигов, и тем, что он опирается на обе границы тектонической зоны. То есть эта структура определяет наиболее точно примерную доскладчатую ширину Тфанской тектонической зоны. В

Таблица 6-8. Материалы для расчета величины укорочения в структурных ячейках,

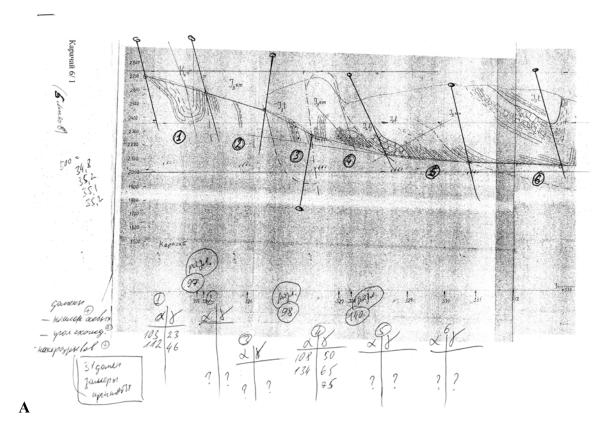
профиль 4, нумерация доменов с юга на север. Пояснения в тексте.

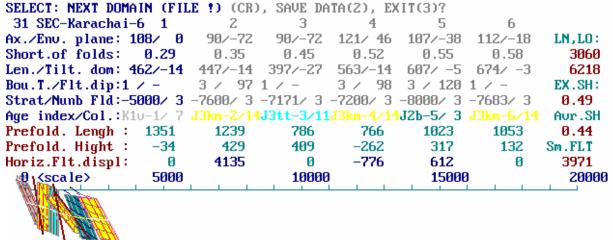
профиль 4, нумерация доменов с юга на север. Пояснения в тексте.									
домен	дистанция разрыв	доскладч. расстояние домен	сумма	Домен соврем.	Домен наклон	домен длина	кумулятив. длина	Сл.1	Сл.2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	0	1364	1364	908	18	864	864		
2	1745	411	3520	264	22	245	1108		
3	236	558	4314	279	24	255	1363		
4	0	702	5016	492	25	446	1809		
5	327	1292	6635	661	-13	644	2453		
6	-901	923	6657	409	-11	401	2855		
7	0	1131	7788	313	-5	312	3166	7788	3166
8	671	1101	9560	363	-6	361	3527	0.41 (59%)	
9	0	544	10104	246	-6	245	3772		
10	0	1103	11207	436	-3	435	4208		
11	0	1094	12301	340	-5	339	4546		
12	0	597	12898	298	-4	297	4844		
13	0	339	13237	267	-4	266	5110		
14	0	856	14093	360	-2	360	5470		
15	0	583	14676	303	-3	303	5772		
16	0	477	15153	378	-4	377	6149		
17	0	519	15672	303	-3	303	6452	7884	3285
18	-340	509	15841	405	-2	405	6857	0.42 (58%)	
19	0	1019	16860	583	-2	583	7439		
20	400	569	17829	577	-3	576	8016		
21	0	492	18321	589	-1	589	8604		
22	0	1516	19837	577	-1	577	9181		
23	686	773	21296	294	-2	294	9475		
24	0	667	21963	562	-3	561	10036		
25	0	906	22869	625	1	625	10661		
26	0	624	23493	453	10	446	11107	7821	4656
								0.60 (40%)	

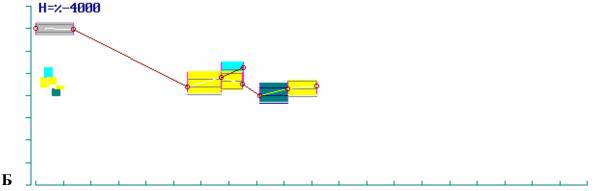
соответствии с принципами стандартных процедур балансирования серии пересечений в предгорных складчатых прогибах обычно стремятся получить доскладчатую тектоническую структуру относительно стабильной ширины [Прокопьев и др., 2004]. Это в целом понятно – сложно ожидать, что из четырех соседних профилей, ограниченных одними и теми же линейными в целом реперами (крупными разрывами, например), три имеют восстановленную доскладчатую длину, например, по 32 км, а один между ними – 44 км. Очевидно, что для этой аномалии надо искать объяснение в деталях процедур и необходимо стремиться получить

цифру, близкую к первой. В соответствии с этим принципом при балансировании тех профилей, в которых есть крупные надвиги, в сложных случаях производились поиски вариантов, которые не давали экстремальных значений. Покажем эту особенность на примере одного из самых сложных случаев —серии южных доменов профиля 6, Карачай (рис. 6-20). На эту структуру попала половина из всех «неопределенных» доменов — 4 из 8.

В этой структуре на первые 7 доменов приходится всего три складки и три разрыва, а разброс уровней в стратиграфической модели достигает более 3 км – от валанжина до байоса. Замеры наклона осевых поверхностей в складках дали следующие значения и средние по ним: домен 1 (103, 112, ср. 108), домен 4 (108, 134, ср. 121), домен 7 (110). Для доменов 2, 3, 5, 6 первоначально было принято решение дать равномерное изменение значений этого параметра (см. таблицу 6 - 8, левая часть). Замеры угла между крыльями в этих же складках дали углы для домена  $1-23^{\circ}$ ,  $46^{\circ}$  ( сокращение 0.199, 0.391, среднее 0.295), домен  $4-50^{\circ}$ ,  $65^{\circ}$ ,  $75^{\circ}$  (0.423, 0.538, 0.609, ср. 0.523), домен  $5-82^{\circ}$ ,  $69^{\circ}$  (0.656, 0.567, ср. 0.611). Для других доменов были приняты также промежуточные значения на основе интерполяции. При первой попытке балансирования оказалось, что интерполяция данных в доменах 2 и 3 была ошибкой – ориентировки осевых поверхностей и зеркала складок попали в «запрещенный» квадрант, поскольку угол между ними превысил 180°. Соответственно, доскладчатый разрез для доменов 2 и 3 оказался перевернутым, что вызвало появление надвига (домены 3/4) вместо реального сброса. Второе обстоятельство также указывало на ошибку – все три разрыва (домены 1/2, 3/4, 4/5) оказались надвигами с амплитудами 1958, 6128 и 30658 м, причем второй надвиг имел движение не с севера на юг, а с юга на север. Амплитуда более 30 км являлась вполне ожидаемой - послойный или почти послойный надвиг будет давать положение сместителя близкое к горизонтальному, а в этом случае даже небольшая вертикальная амплитуда даст очень большое смещение. Однако, например, при балансировании складчатых структур предгорных прогибов послойный срыв не считается бесконечным, а является частью структуры типа «дуплекс» (рис 6-21), в которой обязательно есть смыкающее крыло [Прокопьев и др., 2004]. Поэтому послойные разрывы необходимо считать ограниченными по амплитуде и при ее определении опираться надо на соседние профили. То есть фактически, послойные срывы позволяют исследователю назначать любую амплитуду. В данном случае для профиля 6 Карачай нельзя предполагать значительную суммарную амплитуду укорочения по разрывам, поскольку в соседних профилях 5 и 7 нет сколько-нибудь значимых надвигов (рис. 6-12). Поэтому в исходные данные доменов 1 – 7 были внесены корректировки (табл. 6-9). Были назначены нейтральные наклоны осевых плоскостей 90° в домены 2 и 3, а для нового значения наклона разрыва между доменами 4 и 5 был использован факт его изменения ближе к вертикальному вверх по рельефу, и его угол наклона был назначен в 120° (а не 140°, как







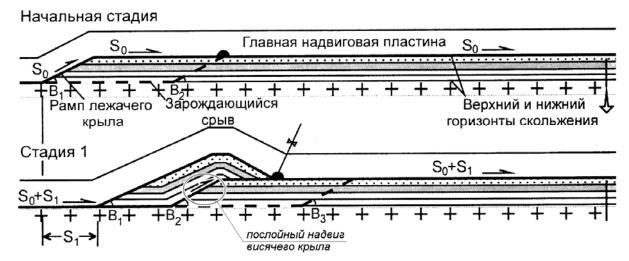
**Рис. 6-20.** Восстановление структуры южной части профиля 6 Карачай. А – копия первичных замеров параметров АХ, EN и DF на бланке профиля. Б – результат балансирования профиля (копия экрана работы программы CROSSB2.EXE) после коррекции замеров. (Рис. 6-20 А приведен с разрешения Е.А. Рогожина)

первоначально). Новая сбалансированная структура (рис. 6-20, Б) показала комбинацию надвига на юг 4135 м, сброса 776 м и небольшого надвига на юг 612 метров. Заметим, что сброс между доменами 4 и 5 имеет максимально возможное пологое залегание (близкое к ориентировке линии профиля на восстановленном разрезе), которое почти совместило эти домены. Если бы разрыв оказался более пологим и один домен оказался бы расположенным поверх другого, это было бы ошибочной структурой. Общая длина восстановленного доскладчатого профиля составила 22603 м, что было сопоставимо с соседними профилями 5 и 7, имевшими 21016 м и 22772 м, соответственно. (ссылки на таблицы проверить)

Заметим, что при балансировании разрезов варьирование параметрами должно учитывать особенности конкретной структуры. Например, в домене есть несколько складок, которые заметно отличаются друг от друга по наклонам осевых поверхностей и по углу между крыльями складок. Это дает возможность менять в небольшом коридоре значений эти два параметра, имея в виду именно этот аспект природной дисгармонии. Часть разрывов, наличие которых сомнению не подлежит, реально в поле не были видны достоверно, поскольку либо были закрыты осыпями, либо по ним прошли водотоки. В таких местах наклоны плоскостей на профиле давались по аналогии с другими структурами. В этих случаях при балансировании предпочтительнее подбирать этот параметр, т.е. наклон плоскости разрыва. Еще один сложный случай связан с профилем № 8 (р. Джимичай) Тфанской тектонической зоны. Здесь между третьим и четвертым доменом на профиле был показан субвертикальный разрыв. Однако неоднократные попытки менять параметры соседних доменов не привели к появлению скольконибудь разумной доскладчатой структуры. Поэтому при дальнейших расчетах использовались отдельно две части профиля – с 1 по 3 и с 4 по 10, т.е. фактически этот разрыв был проигнорирован. Можно дать два объяснения этому случаю. Первый касается соотношения соскладчатых и неотектонических разрывов. Если обсуждаемый случай относится к неотектоническому разрыву, который имеет наложенный характер и его ориентировка не связана со складчатой структурой, то он может дать «неверный» результат, поскольку в

**Таблица 6-9.** Замеры структурных параметров доменов в южной части профиля 6 Карачай (домены 1-7); левая часть – исходный вариант, правая часть – после коррекции. DF – наклон плоскости разрыва на входной точке домена. (первая публикация).

D	AX	EN	K	DF	D	AX1	EN1	K1	DF1
1	108	0	0,29		1	108	0	0,29	
2	112	-72	0,35	97	2	90	-72	0,35	97
3	118	-72	0,45		3	90	-72	0,45	
4	121	46	0,52	98	4	121	46	0,52	98
5	107	-38	0,55	140	5	107	-38	0,55	120
6	112	-18	0,58		6	112	-18	0,58	
7	110	54	0,61		7	110	54	0,61	



**Рис. 6-21.** Принципиальная модель формирования дуплексов (по [Boyer, Elliot, 1982]), из работы [Прокопьев и др., 2004], с изменениями). Дана только стадия 1 из рисунка 1.15; наша добавленная подпись «послойный надвиг висячего крыла» указывает на интересующую нас структуру. В этом месте послойный срыв переместился на смыкающее крыло дуплекса.

методике такие разрывы не учитываются. Второе возможное объяснение — это то, что при работе в поле не были замечены какие-то аспекты структуры, и обсуждаемое место было неверно интерпретировано. Последнее предположение имеет важный методический аспект — это означает, что работу по сбору структурного материала в поле организационно правильнее строить таким образом, чтобы, находясь непосредственно на структурном разрезе, перед завершением работ уже провести все расчеты и иметь его восстановленную доскладчатую версию, поскольку это будет свидетельствовать, что структура понята правильно и профиль составлен корректно.

При построении сбалансированных профилей было отмечено небольшое число сложных случаев, когда производилось изменение первоначально измеренных параметров. Остальные манипуляции сводились к почти обязательной корректировке глубины «входной» точки домена после разлома. Основанием обычно являлось смещение ближайшей стратиграфической границы, построенной при первоначальном балансировании, относительно принятой модели. Получившаяся разница позиций между построенной и модельной как раз и использовалась для коррекции глубины «входной» точки домена.

## 6. 2. 4 Сбалансированная модель структуры - результаты

После проведения всех операций по балансировке профилей и выделения структурных ячеек были получены следующие результаты по доскладчатой ширине этих структур и величинам укорочения (табл. 6-10).

Анализируя полученные результаты, обратим внимание прежде всего на доскладчатую ширину структуры Тфанской зоны. Ее максимальная величина (не беря в расчет профиль 6,

ширина которого определялась по соседним структурам) составила 23.5 км по профилю 4. Профиль 8 (ширина 13.3 км) на самой периклинали зоны, вероятнее всего, имеет неполную ширину, поскольку граница Тфанской и Ковдагской зон здесь не вполне определенна. Остальные профили (чаще всего тоже не полные) имеют ширину, близкую к 21 – 22 км.

**Таблица 6-10.** Результаты восстановления доскладчатой ширины структур Тфанской и Щахдагской зон (ячейки и профили целиком, в метрах) и величины их укорочения, с учетов перемещения по разрывам (по [Яковлев, 2012а]).

их укорочения, с учетов перемещения по разрывам (по [Яковлев, 20]							012a]).
ячейки, профили	число доменов	доскладч. длина ${\rm L}_0$	соврем. длина L	укороч. по надвигам	общ. укороч. по разрывам	Величина укорочения К=L/L <sub>0</sub> и (%)	Доля укороч. по разрывам n= 6/(3 - 4)
1	2	3	4	5	6	7	8
1 сев.	16	8115	3933	1997	-120	0.48 (51%)	
1 ц.	10	8152	2679	866	866	0.33 (67%)	
1 юг	6	5558	3099	534	88	0.56 (44%)	
sum 1	32	21825	9711	3397	834	0.44 (56%)	0.07
2 сев.	8	11876	4004	4167	4167	0.34 (66%)	
2 юг	8	7953	2775	2392	1570	0.35 (65%)	
sum 2	16	19829	6779	6559	5737	0.34 (66%)	0.44
3 сев.	8	9273	3500	1891	1845	0.38 (62%)	
3 юг	6	9017	3502	1988	1988	0.39 (61%)	
sum 3	14	18290	7002	3879	3833	0.38 (62%)	0.34
4 сев.	9	7821	4656	1086	746	0.60 (40%)	
4 ц.	10	7884	3285	671	671	0.42 (58%)	
4 юг	7	7788	3166	2308	1407	0.41 (59%)	
sum 4	26	23493	11107	4065	2824	0.47 (53%)	0.23
5 сев.	11	9863	5072	1188	-1849	0.51 (49%)	
5 юг	10	11153	4316	0	0	0.39 (61%)	
sum 5	21	21016	9388	1188	-1849	0.45 (55%)	-0.16
6 сев.	10	7902	5062	0	0	0.64 (36%)	
6 юг	12	14701	5517	4747	3711	0.38 (62%)	
sum 6	22	22603	10579	4747	3711	0.47 (53%)	0.31
7 сев.	8	11601	6166	763	714	0.53 (47%)	
7 юг	7	11171	4848	733	733	0.43 (57%)	
sum 7	15	22772	11014	1496	1447	0.48 (52%)	0.12
8 сев.	5	5067	2628	208	208	0.52 (48%)	
8 юг	5	8270	2903	0	0	0.35 (65%)	
sum 8	10	13337	5530	208	208	0.41 (59%)	0.03
9 сев.	11	14741	9210	46	-147	0.62(38%)	
9 ц.	9	10183	5203	128	-41	0.52(49%)	
9 юг	8	8346	5275	0	0	0.63(37%)	
sum 9	28	32270	19688	174	-188	0.59 (41%)	-0.01
10 сев.	6	8500	3561	1046	1046	0.42(58%)	
10 юг	6	8030	3083	3006	2946	0.38(62%)	
sum 10	12	16530	6644	4050	3992	0.40 (60%)	0.40

В таблице 6-10, кроме ширины структурных ячеек (колонки 3 и 4), даются величины укорочения по надвигам (кол. 5) и суммарное сокращение по надвигам и сбросам (кол. 6), которое, разумеется, учитывалось при определении доскладчатой ширины ячеек (L<sub>0</sub>). В последней колонке вычислена доля укорочения по разрывам в общем укорочении по складкам и разрывам. На фоне достаточно однородных результатов по доскладчатой ширине всей структуры Тфанской зоны обращает на себя внимание заметный разброс этого параметра — от удлинения 0.16 (профиль 5 Агчай) до почти половинного 0.44 для профиля 2 Рагданчай (в последнем случае это означает, что общее укорочение обеспечивалось почти наполовину именно по надвигам). Важным аспектом, относящимся уже к тектоническому районированию, является территориальная близость структур с наиболее высокой долей надвигов — это находящиеся рядом профили 2 и 3, а также профиль 10 в пределах Шахдагской зоны на продолжении профиля 2. Сочетание однородного результата и разнообразной доли участия надвигов в общем укорочении структуры свидетельствует о высокой надежности использованного метода построения сбалансированных профилей в части определения амплитуды смещения по разрывам.

Полученных результатов (доскладчатая ширина структурных ячеек) в сочетании со стратиграфическими моделями (табл. 6-4, 6-6) достаточно для того, чтобы построить квазитрехмерную постседиментационную доскладчатую модель структуры двух зон (стадия 1). Эти данные представлены в табл. 6-10, колонках 1-5. Но разумнее будет вернуться к этой операции после описания подготовки данных о позициях всех границ на стадиях 2 (постскладчатая доорогенная) и 3 (посторогенная современная).

Расчеты модели стадии 2 связаны с получением новой мощности для каждого стратиграфического подразделения в каждой структурной ячейке (табл. 6-4, 6-6) на основании величины ее укорочения (табл. 6-9, кол. 7) и вычисления их новых глубин, в том числе – подошвы всего осадочного чехла (она же – кровля палеозойского фундамента). Такая операция показана в таблице 6-1, в колонке 7. Полученные данные в сочетании с современными координатами структурных ячеек позволяют построить квазитрехмерную постскладчатую доорогенную модель структуры двух зон (стадия 2). Эти глубины отражены в табл. 6-11, кол. 6-10, а для подошвы чехла – в табл. 6-11, кол. 3.

Для того, чтобы перейти к построению модели современной стадии развития (стадия 3, посторогенная), необходимо для каждой ячейки вычислить две величины — среднюю стратиграфическую глубину тех отложений, которые в настоящий момент находятся на линии разреза и среднюю гипсометрическую высоту линии разреза. Порядок вычисления показан выше, в таблице 6-3. Для всех ячеек во всех 10 структурных пересечениях были вычислены, они представлены в таблице 6-12, в колонках 4 и 6. После того, как была получена средняя стратиграфическая глубина, относящаяся к стадии 1, можно определить глубину этих

**Таблица 6-11.** Глубина (высота) подошвы подразделений указанного возраста в км для трех стадий развития (колонки 1-15). Показаны материалы Тфанской (профили 1-8) и Шахдагской зон (профили 9, 10). (по [Яковлев, 2012a], с изменениями)

Стадии	1. до	склад	цчата	Я		2. по	ст-ск.	тадча	гая		3. современная				
Ячейка	$J_1$	$J_2$	$J_3$	K	₽	$J_1$	$J_2$	$J_3$	K	₽	$J_1$	$J_2$	$J_3$	K	₽
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1 сев.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-24.8	-15.4	-8.1	-5.0	-0.2	-10.3	-0.9	6.4	9.5	14.3
1 цен.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-36.1	-22.4	-11.8	-7.3	-0.3	-17.4	-3.7	6.9	11.4	18.4
1 юж.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-21.3	-13.2	-7.0	-4.3	-0.2	-9.7	-1.7	4.6	7.3	11.4
2 сев.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-34.9	-21.7	-11.3	-6.9	-0.2	-13.0	0.2	10.5	14.9	21.7
2 юж.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-33.9	-21.0	-11.0	-6.7	-0.2	-12.3	0.6	10.5	14.8	21.4
3 сев.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-31.3	-19.4	-10.3	-6.3	-0.3	-10.9	1.0	10.2	14.1	20.2
3 юж.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-30.5	-18.9	-10.0	-6.2	-0.3	-11.2	0.3	9.3	13.1	19.0
4 сев.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-19.8	-12.3	-6.5	-4.0	-0.2	-7.6	-0.1	5.8	8.3	12.1
4 цен.	-16.7	-12.2	-7.7	-4.6	-0.1	-39.6	-28.9	-18.3	-10.9	-0.2	-15.2	-4.5	6.1	13.5	24.2
4 юж.	-16.7	-12.2	-7.7	-4.6	-0.1	-40.6	-29.6	-18.8	-11.2	-0.2	-17.7	-6.7	4.1	11.7	22.7
5 сев.	-11.9	-7.4	-3.9	-2.4	-0.1	-23.3	-14.5	-7.6	-4.7	-0.2	-9.0	-0.2	6.7	9.6	14.1
5 юж.	-16.7	-12.2	-7.7	-4.6	-0.1	-42.7	-31.2	-19.7	-11.8	-0.3	-19.4	-7.9	3.5	11.5	23.0
6 сев.	-15.5	-11.0	-7.8	-4.6	-0.1	-24.2	-17.2	-12.1	-7.2	-0.2	-8.7	-1.7	3.4	8.3	15.4
6 юж.	-15.5	-11.0	-7.8	-4.6	-0.1	-40.8	-28.9	-20.4	-12.1	-0.3	-18.2	-6.3	2.2	10.5	22.3
7 сев.	-13.5	-10.5	-7.6	-4.6	-0.1	-25.4	-19.7	-14.3	-8.7	-0.2	-6.6	-0.9	4.4	10.1	18.6
7 юж.	-13.5	-10.5	-7.6	-4.6	-0.1	-31.3	-24.3	-17.7	-10.7	-0.2	-10.8	-3.8	2.8	9.8	20.3
8 сев.	-12.8	-10.3	-7.6	-4.6	-0.1	-24.5	-19.7	-14.6	-8.8	-0.2	-4.4	-0.4	5.5	11.2	19.9
8 юж.	-12.8	-10.3	-7.6	-4.6	-0.1	-36.4	-29.3	-21.7	-13.1	-0.3	-13.6	-6.5	1.1	9.6	22.6
9 сев.	-9.8	-4.8	-0.9	-0.8	-0.1	-15.8	-7.7	-1.5	-1.3	-0.2	-8.6	-0.6	5.7	5.8	7.0
9 цен.	-9.8	-4.8	-0.9	-0.8	-0.1	-18.8	-9.2	-1.7	-1.5	-0.2	-7.8	1.8	9.3	9.5	10.8
9 юж.	-9.8	-4.8	-0.9	-0.8	-0.1	-15.6	-7.6	-1.4	-1.3	-0.2	-7.6	0.3	6.5	6.6	7.7
10 сев.	-9.8	-4.8	-0.9	-0.8	-0.1	-23.3	-11.4	-2.1	-1.9	-0.2	-13.7	-1.8	7.5	7.7	9.4
10 юж.	-9.8	-4.8	-0.9	-0.8	-0.1	-25.8	-12.6	-2.4	-2.1	-0.3	-13.3	-0.1	10.1	10.4	12.3

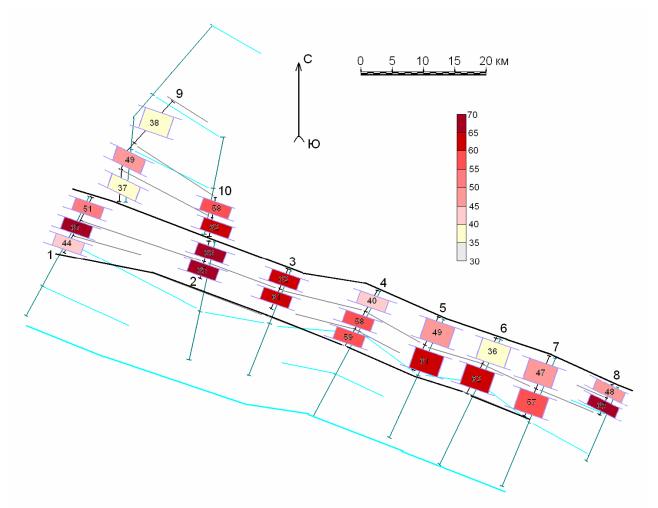
отложений для стадии 2 (постскладчатое погружение без размыва), учитывая величину укорочения ячейки. В таблице 6-12 это отражено следующим образом — из данных колонок 4 и 2 были получены данные, представленные в колонке 5. Суммируя стратиграфическую глубину для стадии 2 (кол. 5) и гипсометрическую высоту линии профиля (кол. 6), получаем величину «неотектонического» поднятия (колонка 9) в предположении, что вся величина укорочения при складчатости не сопровождалась поднятием и размывом. Однако более точное ее определение — величина неотектонического размыва колонны осадков. Эта величина добавляется позициям всех стратиграфических горизонтов на стадии 2, в результате получаются их современные позиции для стадии 3, т.е. глубины или высоты (табл. 6-10 кол. 11-15, табл. 6-11, кол. 8). Эти величины в сочетании с современными координатами ячеек представляют собой материал для построения прогнозной (восстановленной) квазитрехмерной модели современной структуры Тфанской и Шахдагской тектонических зон, включая размытые толщи.

**Таблица 6-12.** Вычисление глубины (высоты) подошвы осадочного чехла для трех стадий развития и двух дополнительных параметров («неотектоническое поднятие» и «разница глубин

фундамента»).

фундамен	11α// ).								,
ячейка	величина укорочения %	глубина фундамента стадия 1	Ст. стратиграфическая	Стадии 1 и 2)	гипсометрическая высота ячейки	глубина фундамента стадия 2	глубина фундамента стадия 3	«неотектоническое» поднятие (разн. стад. 3-2)	разница глубин фундамента (разн. стад. 3-1)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1 сев.	51	-11.9	-6.2	-12.9	1.7	-24.8	-10.3	14.5	1.6
1 цен.	67	-11.9	-5.5	-16.7	1.9	-36.1	-17.4	18.7	-5.5
1 юж.	44	-11.9	-5.2	-9.3	2.3	-21.3	-9.7	11.6	2.2
2 сев	66	-11.9	-6.5	-18.9	2.9	-34.9	-13	21.9	-1.1
2 юж.	65	-11.9	-6.5	-18.6	3.0	-33.9	-12.3	21.6	-0.4
3 сев.	62	-11.9	-6.6	-17.4	3.0	-31.3	-10.9	20.4	1
3 юж.	61	-11.9	-6.4	-16.3	2.9	-30.5	-11.2	19.3	0.7
4 сев.	40	-11.9	-6.1	-10.1	2.2	-19.8	-7.6	12.2	4.3
4 цен.	58	-16.7	-9.3	-22.1	2.3	-39.6	-15.2	24.4	1.5
4 юж.	59	-16.7	-8.4	-20.5	2.4	-40.6	-17.7	22.9	-1
5 сев.	49	-11.9	-6.4	-12.5	1.9	-23.3	-9	14.3	2.9
5 юж.	61	-16.7	-8.3	-21.2	2.1	-42.7	-19.4	23.3	-2.7
6 сев.	36	-15.5	-8.7	-13.6	1.9	-24.2	-8.7	15.5	6.8
6 юж.	62	-15.5	-7.7	-20.4	2.3	-40.8	-18.2	22.6	-2.7
7 сев.	47	-13.5	-9.2	-17.4	1.4	-25.4	-6.6	18.8	6.9
7 юж.	57	-13.5	-8.1	-18.9	1.6	-31.3	-10.8	20.5	2.7
8 сев.	48	-12.8	-9.8	-18.7	1.3	-24.5	-4.4	20.1	8.4
8 юж	65	-12.8	-7.5	-21.3	1.5	-36.4	-13.6	22.3	-0.8
9 сев.	38	-9.8	-3.8	-8.0	1.1	-15.8	-8.6	7.2	1.2
9 цен.	49	-9.8	-5.0	-15.1	1.2	-18.8	-7.8	11	2
9 юж	37	-9.8	-3.8	-6.8	1.5	-15.6	-7.6	7.9	2.2
10 сев.	58	-9.8	-2.8	-6.7	3.0	-23.3	-13.7	9.6	-3.9
10 юж.	62	-9.8	-3.8	-10.0	2.5	-25.8	-13.3	12.5	-3.5

Рассмотрим последовательно все материалы по строению, развитию и деформациям Тфанской и Шахдагской зон, представленные в виде карт и блок-схем. Карта, показывающая распределение величин укорочения (рис. 6-22), имеет совмещенный план двух координат структурных ячеек — доскладчатый и современный. На ней хорошо видно, что в Тфанской зоне максимумы деформаций приурочены (с запада на восток) к центральной ячейке профиля 1,



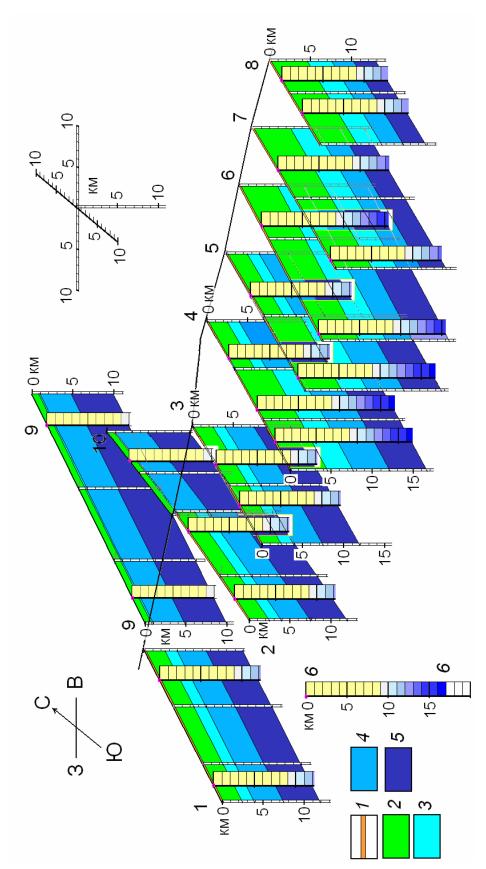
**Рис. 6-22.** Совмещенные схематические карты доскладчатой (стадия 1, бирюзовые границы доменов) и современной структур (стадии 2 и 3) Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа (по ячейкам) с показом величин сокращения в процентах (цветная шкала правее центра рисунка).

профилям 2 и 3, далее – к южным ячейкам профилей 4 – 8. В Шахдагской зоне в целом уровень величин укорочения явно ниже, чем в Тфанской, но профиль 9 и профиль 10 напоминают соответствующие профили 1 и 2: центральная ячейка профиля 9 так же имеет большее сокращение, а профиль 10 имеет те же величины укорочения, что и профиль 2. Явная приуроченность максимальных укорочений к районам массивов г. Шалбуздаг и г. Шахдаг может быть связана с предполагаемыми минимальными укорочениями под этими массивами. Косвенно об этом можно судить по примерным структурным пересечениям (рис. 6-13) и по наблюдениями за структурой по космическим снимкам (Google-Earth).

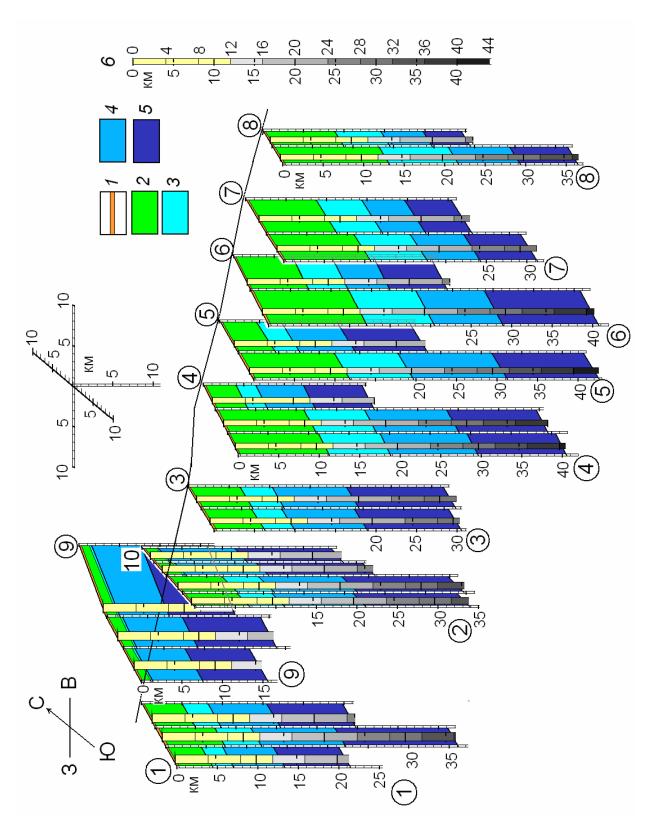
Квазитрехмерная структура для постседиментационной, доскладчатой стадии Тфанской и Шахдагской зон (стадия 1, предолигоценовая) показана в блок-диаграмме (рис. 6-23) с использованием доскладчатых длин структурных ячеек (табл. 6-9, колонка 3) и их стратиграфических моделей (табл. 6-4, 6-6, 6-10, кол. 1-5). Хорошо видна принятая исходная структура региона — наибольшую глубину осадочного чехла район имеет в южных ячейках

профилей 4 и 5, профиле 6; глубина уменьшается к профилю 8. Относительно малая глубина предполагается в западной части зоны (профили 1-3), а наименьшая мощность чехла встречается в Шахдагской зоне. Глубина подошвы чехла подчеркивается специальной цветной колонкой, показанной рядом с ячейками.

Стадия 2, постскладчатая доорогенная, рассчитывалась, исходя из предположений о том, что до сармата (начало сводчато-глыбового воздымания горного сооружения) была реализована вся амплитуда сокращения структуры, но при этом не существовало размыва, т.е. структура сформировалась в результате дифференцированного погружения подошвы осадочного чехла (кровли фундамента). Указанные предположения являются скорее техническими (позволяющими легко произвести необходимые расчеты), чем отражением реальных природных процессов. С другой стороны, в настоящий момент не существует достоверной информации, которая позволила бы скорректировать модель развития (для стадии 2), имея в виду возможный одновременный со складкообразованием размыв некоторой части колонны осадочного чехла. Квазитрехмерная структура этой стадии (рис. 6-24) получена с использованием современных длин профилей для структурных ячеек (табл. 6-9, кол.4) и новых, постскладчатых мощностей всех стратиграфических единиц (табл. 6-10, кол. 6-10). Обращает на себя внимание, что глубина погружения на этой стадии больше всего зависит от величины укорочения: наибольшие ее значения распространены в южной части Тфанской зоны в средней ее части (профили 4, 5, 6). Эта же черта – резкое погружение южных ячеек, хотя и на меньшую глубину (30 – 35 км), наблюдалась также и на восток в профилях 7, 8. Северные ячейки имели глубину кровли фундамента существенно меньшую – 20-25 км. На такую конфигурацию, безусловно, влияло также принятое исходное распределение мощностей осадочного чехла (см. рис. 6-23) с увеличенными цифрами в южных ячейках, однако, поскольку в профилях 6, 7, 8 мощности осадочного чехла северных и южных ячеек были одинаковы, значение этого обстоятельства нельзя считать решающим. В западной части Тфанской зоны глубины кровли фундамента в районе профилей 2 и 3 находятся в пределах значений 30-35 км и не отличаются для южной и северных ячеек, а конфигурация этой поверхности для профиля 1 имеет явный провал в центральной ячейке (35 км) относительно соседних (20-25 км). В Шахдагской зоне в западной части ее изученной структуры погружение составило небольшие величины и имело несколько большее значение в центральной ячейке (16 – 19 – 16 км). В районе г. Шалбуздаг (профиль 10) глубина кровли фундамента была существенно выше – 23-26 км. Чтобы подчеркнуть разницы в глубинах кровли фундамента (подошвы осадочного чехла) рядом со структурными ячейками помещены масштабные линейки с градациями серого цвета в соответствии с глубиной.



**Рис. 6-23.** Доскладчатая постседиментационная структура Юго-Восточного Кавказа, показанная по 23-м структурным ячейкам с мощностями основных стратиграфических подразделений (стадия 1). Блок-диаграмма в аксонометрической проекции. I — нижняя юра, 2 — средняя юра, 3 — верхняя юра, 4 — мел, 5 — палеоген, 6 —величина погружения в цветной шкале (шкалы помещены справа от каждого домена).

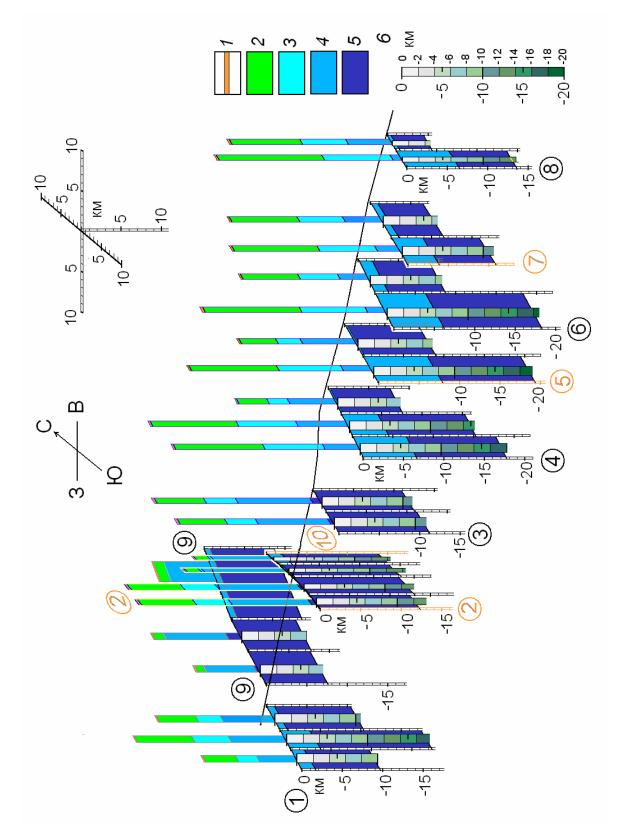


**Рис. 6-24.** Постскладчатая доорогенная структура Юго-Восточного Кавказа, показанная по 23-м структурным ячейкам с новыми мощностями основных стратиграфических подразделений, увеличенными в результате укорочения (стадия 2). Блок-диаграмма в аксонометрической проекции. 1 — нижняя юра, 2 — средняя юра, 3 — верхняя юра, 4 — мел, 5 — палеоген, 6 — величина погружения (цветная шкала).

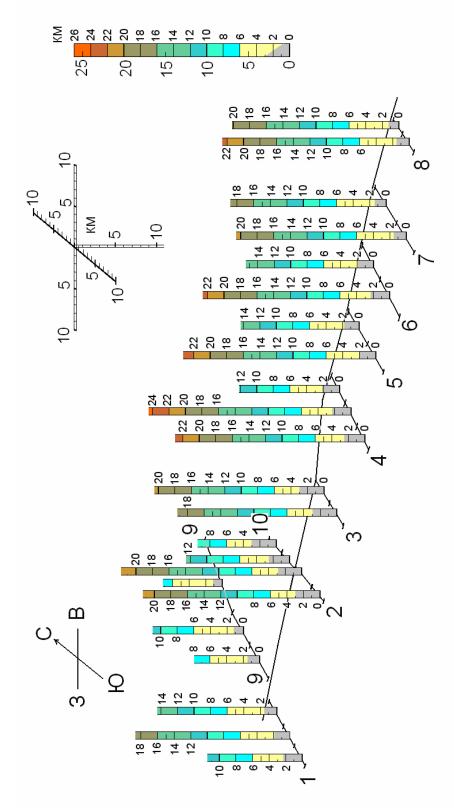
Современная структура (посторогенная, стадия 3) построена по современным, разумеется, координатам ячеек и по данным таблицы 6-10 (колонки 11-15). Ее квазитрехмерное изображение показано на рис. 6-25. Оказалось, что полученная структура подчиняется достаточно простым закономерностям. Наиболее явно выделяется резкий уступ, вероятнее всего – разрыв, между северными и южными структурными ячейками в профилях 4 – 8. Амплитуда смещения несколько меняется, от 4.2 и 7.6 км (профили 7 и 4) до 9.2 -10.4 км при средней величине 8.2 км. Заметим, что последние три профиля (6 - 8) имели одинаковую мощность в обеих ячейках, поэтому такую разницу можно смело считать природным явлением, а не следствием ненамеренного искажения результата. Два профиля, расположенные ближе к западу (3 и 2) практически не имели разницы между северными и южными ячейками – (0.3 и 0.7 км). Профиль 1, самый западный, в центральной ячейке имеет погруженный относительно крайних ячеек фундамент – разница составила 7.1 -7.7 км. Шахдагская зона практически не имеет разницы по глубине фундамента между соседними ячейками – она составила только 0.2 – 0.8 км. Интересно, что разница в уровне фундамента между Тфанской и Шахдагской зонами (профили 2 и 10) оказалась несущественной – 0.3 км. Заметим также, что совокупность этих двух соседних профилей (4 ячейки) показывает постепенное погружение кровли фундамента на север (12.3, 13.0, 13.3, 13.7 км, общее погружение -1.4 км), при этом разница глубин в соседних ячейках не превышала 0.7 км. Так же, как и в описаниях параметров, приведенных выше, глубина залегания структуры подчеркивается, кроме километровой масштабной линейки, еще и специальными цветными шкалами (в зеленоватых тонах), размещенными рядом с каждой ячейкой. Для того, чтобы можно было легче увидеть переход между стадиями 2 и 3, для каждой ячейки дается еще и колонка тех осадков, которые были размыты (для колонны в постскладчатом виде).

Рассмотрим закономерности распределения в пространстве двух других параметров, имеющих отношение не к геометрии геологических тел, как это было описано выше, а к процессам их формирования – амплитуды «неотектонического» поднятия (рис. 6-26, табл. 6-11, кол. 9) и «разницы глубин фундамента» (рис. 6-27, табл. 6-11, кол. 9).

В распределении «неотектонического поднятия», прежде всего, обращают на себя внимание два обстоятельства. Первое – очень большая величина размыва: 19.2 км в среднем для Тфанской зоны и 9.6 км в среднем для Шахдагской зоны. При этом для Тфанской зоны существует большой разброс значений – от 11.6 км до 24.4 км, несмотря на то, что средние величины параметра для каждого профиля относительно постоянны (за исключением профиля 1 – 14.9 км) – от 18.8 до 21.8 км. Второе обстоятельство – это распределение значений размыва: максимальные величины (20.5 – 24.4 км) наблюдаются в южных ячейках профилей 4-8, а северные имеют меньшие величины – 12.2-20.1 км. При этом величина поднятия явно



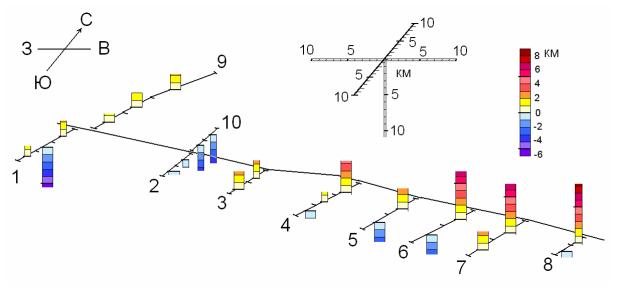
**Рис. 6-25.** Посторогенная современная структура Юго-Восточного Кавказа, показанная по 23-м структурным ячейкам с новыми мощностями основных стратиграфических подразделений, увеличенными в результате укорочения (стадия 3). Показаны в масштабе погруженные части структуры, а также размытые колонны осадочного чехла (см. также следующий рисунок). Блок-диаграмма в аксонометрической проекции. 1 – нижняя юра, 2 – средняя юра, 3 – верхняя юра, 4 – мел, 5 – палеоген, 6 – величина погружения.



**Рис. 6-26.** Распределение по структуре Юго-Восточного Кавказа посторогенного (неотектонического?) поднятия, оно же — высота размытых осадочных толщ как разница между глубинами кровли фундамента на стадиях 2 (постскладчатая доорогенная) и 3 (посторогенная, современная). Амплитуда размыва показана цветной шкалой (справа). Предположительная длительность поднятия — от конца олигоцена до современного. Распределение показано по 23-м структурным ячейкам, на масштабных линейках серой заливкой дана высота современного рельефа.

возрастает с запада на восток, но всегда северная ячейка имеет меньший размыв, чем южная. В качестве дополнительных черт структуры можно указать на схожее распределение поднятия в профилях 2 и 3 — оно составляет 20- 22 км, при этом северные ячейки чуть выше южных. Профиль 1 Тфанской зоны и профиль 9 Шахдагской имеют схожие черты — центральное «поднятие» на фоне слабых поднятий смежных ячеек — (с юга на север: 1.6 — 18.7 — 14.5 и 7.9 — 11 — 7.2 км). Профиль 10 демонстрирует снижение высоты поднятия на север, которое как бы продолжает тенденцию от профиля 2 — (21.9-21.6-12.5-7.9 км).

Параметр «разница глубин фундамента» (рис. 6-27) был получен как разница между глубинами кровли фундамента после осадконакопления (и до складчатости, т.е. для стадии 1) и в современной структуре (постскладчатой и посторогенной, стадия 3). Таким образом, этот параметр показывает направление и величину смещения кровли фундамента по совокупному действию процессов складкообразования и горообразования. Прежде всего заметим, что средняя величина этого параметра невелика: +1.4 км для Тфанской зоны и - 0.4 км для Шахдагской. Наиболее яркой чертой распределения этого параметра является постепенное его увеличение в Тфанской зоне для северных структурных ячеек в профилях 4-8, вплоть до значения 8.4 км. Такой феномен явно должен быть связан с историей развития находящейся непосредственно к северу Хизинской зоны, в которой для поздней юры и мела характерны большие величины размыва подстилающих толщ и формирование угловых несогласий. Заметное (и максимальное для двух зон, -5.5 км) погружение отмечается в центральной ячейке профиля 1. Оно проявляется даже в росте средних для профилей ячеек. Относительно слабое, но устойчивое погружение характерно для южных ячеек Тфанской зоны в профилях 4-8



**Рис. 6-27.** Распределение по структуре Юго-Восточного Кавказа параметра «разница глубин фундамента», показывающая суммарное изменение высоты (глубины) кровли фундамента за весь цикл процессов складчатости и горообразования от постседиментационной доскладчатой стадии 1 до современной посторогенной стадии 3. Показаны суммарные поднятия и опускания (цветная шкала справа).

(за исключением профиля 7, в котором наблюдается поднятие). Весьма любопытно погружение структуры Шахдагской зоны с запада на восток, от профиля 9 к профилю 10. Действительно, на продолжении профиля 10 и далее к востоку в разрезе зоны наблюдается верхняя часть стратиграфического разреза – маломощные известняки верхней юры и мела.

Вывод — результаты построения сбалансированной структуры соседних Тфанской и Шахдагской зон Юго-Восточного Кавказа показывают вполне закономерное распределение в пространстве величин ряда признаков, позволяющее проводить своеобразное тектоническое районирование. Получение такого рода информации другими методами, в том числе — построением умозрительных моделей, представляется невозможным.

# 6. 3. Квазитрехмерная трехстадийная модель развития Чиаурской тектонической зоны и зоны перехода к Закавказскому массиву;

### 6. 3. 1 Характер структурного материала.

Строение Чиаурской зоны в общем виде описано выше, в главе 2, параграфе 2. 5. Этот район был изучен в 1976-1981 гг. по литературным источникам с использованием материалов, собранных В.Н.Шолпо [1978]. Собственные данные [Яковлев, 1978] собирались в полевых маршрутах в 1976-1977 гг., но специальных работ по составлению профилей непосредственно в поле не проводилось. С этой точки зрения, использованные три профиля, проходящие по территории современных Северной Осетии (РФ) и Южной Осетии (РЮО), представляют собой материал с наименьшей детальностью и надежностью по сравнению с профилями Юго-Восточного Кавказа и Северо-Западного Кавказа. Профили (рис. 2-15, стр. 119) составлялись по детальным геологическим картам с учетом собственных замеров элементов залегания и зарисовок частных структур (распределение части точек наблюдения показано на рис. 4-9, стр. 168 и 4-18, стр. 180). Это позволило в целом отразить достаточно достоверно характер структуры в крупных структурах, что аналогично профилю с масштабом 1:100000, и дает возможность выделять домены числом около 25 на 30 км профиля. Профиль 1 был составлен по материалам, собранным в двух соседних долинах от района Мамисонского перевала в район верховьев реки Джоджора (рис. 6-28); он не захватывает район граничного Тибского разлома на севере, хотя и подходит близко к нему, а на юге ограничен последними хорошими обнажениями. Профиль 2, проходящий по долинам рек Кешельта на юге и Гинат на севере, в этой новой индексации пересечений является основным и уже многократно фигурировал в публикациях ([Яковлев, 1978, 1997; 2012а]). На юге это пересечение захватывает район выходов порфиритовой свиты (средняя юра), относящейся уже к Окрибо-Сахчерской зоне (она относится к Закавказскому срединному Массиву), зону разрывов (Рача-Лечхумский шовный разлом) и смятые в складки карбонатные флишевые толщи верхнего мела. На севере разрез



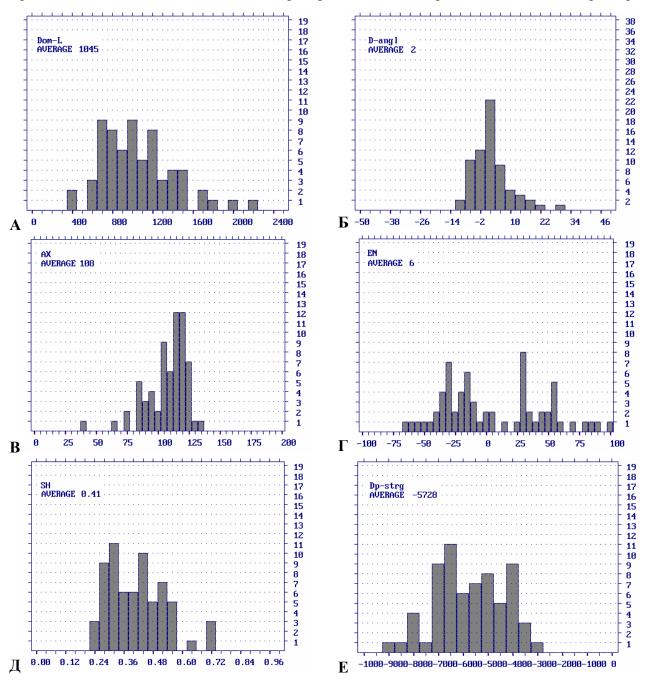
**Рис. 6-28.** Схема расположения основных структурных пересечений в границах Чиаурской зоны. Использован снимок GOOGLE-MAP, примерный масштаб показан слева внизу.

пересекает разрыв с зоной дробления мощностью 0.5-1 м (Тибский разлом), по которому верхнеюрские темные слоистые известняки (Чиаурская зона) и темные тонкослоистые сланцы сменяются темными кливажированными сланцами с редкими песчаниками среднеюрского возраста, относящимися уже к «зоне Главного Хребта». Последняя зона в данном случае может сопоставляться с Тфанской зоной Юго-Восточного Кавказа. То есть, разрез номер два опирается на оба граничных разлома и может быть использован для точного измерения доскладчатой ширины Чиаурской зоны. Следующий профиль, номер три, проходит по долине р. Большая Лиахва до района Рокского перевала. По условиям обнаженности пересечение на юге не попадает на разрывы зоны Рача-Лечхумского разлома, который здесь к тому же осложнен «надвигами южного склона», а на севере не дотягивает до Тибского разлома примерно 1 км (рис. 6-28). Однако этот структурных разрез важен для понимания общего стиля структуры Чиаурской зоны и может быть использован для корректировки оценок ее ширины.

#### 6. 3. 2 Общая характеристика выделенных доменов.

В этих трех профилях общей длиной 68,4 км были выделены 66 доменов (по 18, 24 и 24 соответственно). Длина выделенных доменов в зависимости от сложности структуры варьировала от 0.4 до 2.2 км, составляя в среднем 1.05 км (рис. 6-29 А). Характер основных структурных параметров, замеренных в доменах, менялся следующим образом. Наклоны

осевых поверхностей складок (AX) находились в пределах  $40^{\circ} - 135^{\circ}$  (падения на юг и на север, соответственно) имея в среднем  $108^{\circ}$ , что говорит о заметной степени вергентности структуры (рис. 6-29 В). Падения зеркала складок (EN) имели как северную (отрицательные значения, максимально до -65°), так и южную ориентацию (+90° и до +98°, опрокинутое залегание). Среднее значение составило 6°, но само распределение имеет резко бимодальный характер



**Рис. 6-29.** Гистограммы распределения числа замеров параметров доменов по интервалам параметров в Чиаурской зоне (66 значений): А – гистограмма длин отрезков профиля, охватывающего домен (среднее 1045 м), Б – гистограмма длин отрезков профиля, охватывающего домен (среднее  $-2^{\circ}$ ), В – гистограмма значений наклона осевых поверхностей складок АХ (среднее 108), Г – гистограмма значений наклона EN (среднее +6), Д – гистограмма значений укорочений Sh (среднее 0.41 или 59%). Е – гистограмма числа значений глубины слоя на границе домена (среднее -5.7 км).

(рис. 6-29 Г), что указывает на значительную долю в Чиаурской зоне «продольного изгиба» в механизме формирования крупных складок, по размеру соответствующих доменам, по сравнению с характером этого же параметра в Тфанской и Шахдагской зоне, где, с этой точки зрения, доля «однородного сплющивания» преобладает над «продольным изгибом», поскольку распределение имеет «нормальный», одномодальный характер (рис 6-17, стр. 250). Величина укорочения (К) варьировала от 0.23 до 0.72 (SH от 77% до 28%) при среднем значении в 0.41 (59%), но характер распределения (рис. 6-29 Д) на соответствующей гистограмме далек от нормального или бимодального, что свидетельствует о сильном структурном (тектоническом) контроле над этим параметром. Глубина линии профиля домена в стратиграфической модели (рис. 6-29 Е) менялась в пределах от -2800 м (верхний мел) до -8800 м (верхняя юра) при среднем значении -5.7 км, что составило около 6 км почти непрерывного вертикального пространства стратиграфической колонки. Это составляет заметный процент (39%) от общей мощности осадочного чехла, составляющей условно 15400 м.

#### 6. 3. 3 Построение стратиграфических моделей для Чиаурской тектонической зоны.

Использованная в построениях стратиграфическая модель Чиаурской зоны состоит из трех частей, имеющих разную степень достоверности. Рассматривая сверху вниз, отметим условность мощности палеоцена и эоцена, принятой нами за 2 км. По литературным данным ІЩерба, 1987] эта толща может достигать до 3 км восточнее г. Джавы. В нашем районе мощная толща палеогена с крупными глыбами титонских рифовых известняков наблюдается в районе с. Кваиси по р. Джоджора и в полосе Рача-Лечхумского разлома. Характер сноса этого материала с юга в северный глубокий прогиб [Леонов, 1975] и явное огрубление материала снизу вверх по стратиграфическому разрезу палеогена подтверждает эту часть модели. Следующая часть модели, от верхнего мела до верхней юры, хорошо представлена на структурных разрезах. Мощности конкретных подразделений измерялись как прямо на профилях на крыльях крупных складок, так и в результате построений сбалансированной структуры. Нельзя сказать, что все стратиграфические подразделения имели выдержанную мощность – иногда она заметно менялась как вкрест простирания, так и по простиранию, существенно отличаясь на соседних пересечениях. Однако чаще это касалось относительно маломощных подразделений и нами считалось, что в целом мощность всего осадочного чехла выдерживалась. На практике это означало, что из возможных вариантов решения принимался такой, который не приводил к резким колебаниям мощности всего чехла. Это мотивировалось, прежде всего, тем, что структура кровли фундамента нас интересовала с позиций зависимости от факторов деформации и вертикальных движений, а не от первичного доскладчатого рельефа. Нижняя часть разреза была скомпилирована в самом общем виде по литературным данным из тех

соображений, что разрез нижней и средней юры, за небольшими локальными исключениями, не имел резких колебаний в фациях и мощностях на пространстве изученных частей Большого Кавказа, и что он достаточно хорошо представлен как за пределами зоны на север и на юг, так и на запад по воздыманию всей структуры. Принятые мощности в 3 и 4 км (рис. 2-14) являются условными и в принципе соответствуют аналогичным толщам Тфанской и Шахдагской зон. Такие решения были приняты, в том числе, и по соображениям более простого сравнения результатов построения сбалансированной структуры по разным зонам. Напомним, что в процедурах сбора материала первый слой первого домена на линии профиля и первые слои всех доменов после плоскости каждого разлома получали глубину слоя по стратиграфической модели, которая в процессе балансирования в дальнейшем могла быть скорректирована. Это означает, что точность стратиграфической модели была важна для получения хорошего результата.

Продемонстрируем наиболее резкие изменения мощностей стратиграфических подразделений в табл. 6-13. Наиболее сильные изменения мощности имеют отложения нижнего валанжина: если в профилях 1 и 2 она составляла 1 км, что отмечалось в северной части структуры, то в центральной части профиля 3 (крупная «коробчатая» складка с верхнеюрским ядром) она падает до 0.2 – 0.3 м. Похожим образом меняются мощности верхнего готерива и баррема (от 320 до 1000 м) и верхнего валанжина (от 800 м до 1400 м.). Заметим, что часто уменьшение мощности одной толщи компенсировалось увеличением соседней снизу или сверху, а диктовалось это результатами процедур балансирования профиля. Общая мощность всего осадочного чехла менялась в пределах от 15475 до 15100 м с тенденцией уменьшения к северу.

Таблица 6-13. Примеры стратиграфических моделей ячеек Чиаурской зоны.

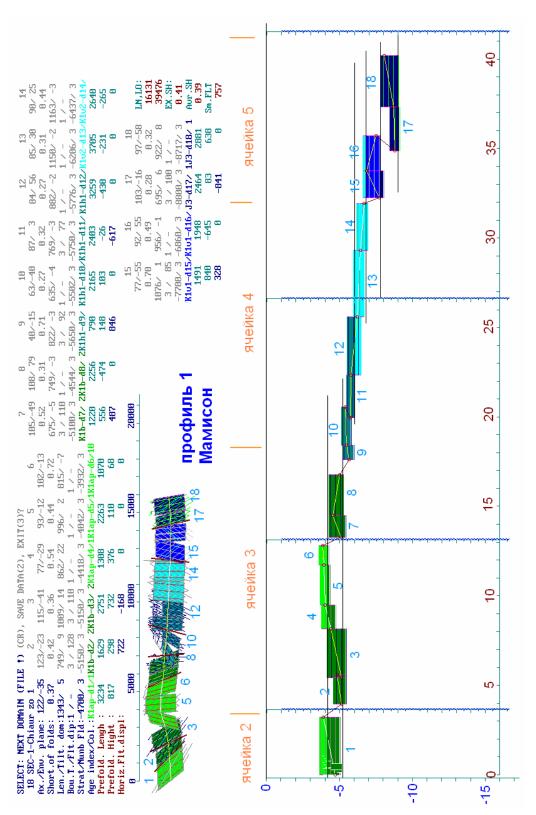
					ячейка	ячейка	ячейка
	ячейка С	ячейка А	ячейка В	ячейка С	A	C	D
	Мамисон	Кешельта	Кешельта	Кешельта	Лиахва	Лиахва	Лиахва
мощн.	1600	2100	1850	1850	2100	2100	2100
₽ под.	1600	2100	1850	1850	2100	2100	2100
мощн.	1200	1200	1200	1200	1200	1200	1200
$K_2$ под.	2800	3300	3050	3050	3300	3300	3300
мощн.	800	880	880	580	1000	1000	1000
K <sub>1</sub> ap-al под.	3600	4180	3930	3630	4300	4300	4300
мощн.	1000	320	320	620	600	600	600
K <sub>1</sub> h <sub>2</sub> -b под.	4600	4500	4250	4250	4900	4900	4900
мощн.	800	975	1100	1100	600	600	600
K <sub>1</sub> h <sub>1</sub> под.	5400	5475	5350	5350	5500	5500	5500
мощн.	800	800	925	800	1400	1400	1000
K <sub>1</sub> v <sub>2</sub> под.	6200	6275	6275	6150	6900	6900	6500

мощн.	1000	1000	1000	1000	300	200	500
K <sub>1</sub> v <sub>1</sub> под.	7200	7275	7275	7150	7200	7100	7000
мощн.	1200	1200	1200	1200	1200	1200	1200
Ј <sub>3</sub> под.	8400	8475	8475	8350	8400	8300	8200
мощн.	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000
J <sub>2</sub> под.	11400	11475	11475	11350	11400	11300	11200
мощн.	4000	4000	4000	4000	4000	4000	4000
$J_1$ под.	15400	15475	15475	15350	15400	15300	15200

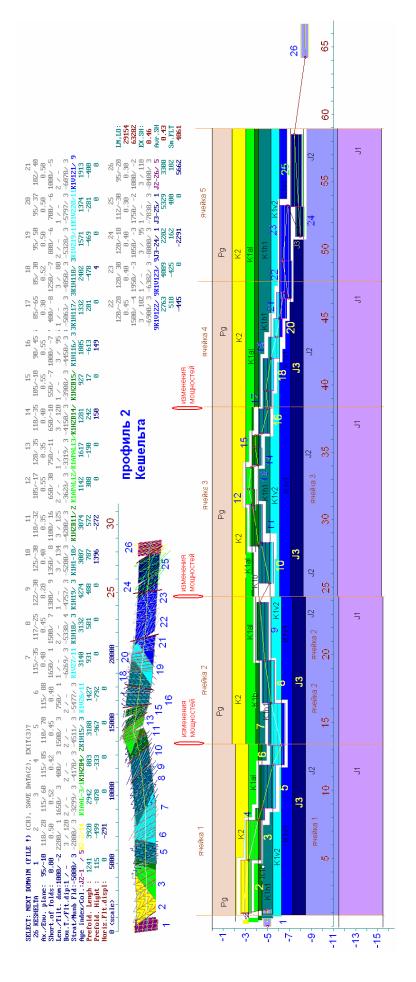
# 6. 3. 4 Особенности процедур построения сбалансированных разрезов

Собранные данные по замерам структурных параметров и по глубинам линии профиля в доменах вошли в исходные файлы (\*.bcs), использованные в работе программы построения сбалансированных разрезов. Пример такого файла приведен в таблице 6-14. Проиллюстрируем результаты построения сбалансированных разрезов на двух рабочих рисунках профилей 1 (Мамисон) и 2 (Кешельта). На рисунки вынесены и скомпилированы на одном пространстве три рода данных: основные табличные данных доменов (входные и расчетные параметры), скомпилированный по структурным параметрам профиль, доскладчатые домены, показанные отрезками линии профиля в горизонтально-слоистой среде, образующие единый разрез. Для первого рисунка (рис. 6-30) показаны только толщи внутри доменов, для второго показан весь осадочный чехол. Профиль 2 «Кешельта» (рис. 6-31), кроме того, демонстрирует ограниченность возможностей сильно увеличить или уменьшить мощности толщ, или же намеренно их поднять (опустить) по вертикальной позиции в стратиграфической колонке: профиль неоднократно пересекает одни и те же толщи. Более того, явно наблюдается слабая, но устойчивая тенденция общего подъема толщи к северу. Из особенностей нужно отметить весьма большую дробность разреза относительно Тфанской и Шахдагской зон и меньшую мощность отдельных подразделений, что заставляло, наряду с изменчивостью мощностей разреза, тратить больше усилий на достижение хорошего результата при балансировании.

Прежде, чем выделять структурные ячейки в каждом профиле, было проведено сопоставление отдельных частей структуры по их типичным чертам. В принципе удалось достаточно точно опознать все основные части: с севера на юг это полоса верхней юры, которая сменяется относительно узкой зоной выходов нижнего валанжина, затем идут крупные субвертикальные складки в толще верхнего валанжина с падением зеркала на юг. Далее в профилях 1 и 2 есть небольшая структура, представляющая собой северное крыло крупной коробчатой складки, которое имеет резкую северную вергенцию осевых поверхностей складок. Далее к югу во всех профилях наблюдаются несколько крупных складок с пологими залеганиями слоистости и относительно резко выраженной синклиналью между ними. На пространстве до Рача-Лечхумского разлома эти «коробчатые структуры» на профилях 2 и 3



состояний доменов, разделенных разрывами. В восстановленной части структуры показаны только толщи внутри доменов и, входной точки домена на такую границу (при определенных вертикальной и горизонтальной амплитудах смещения по **Рис. 6-30.** Результат восстановления доскладчатого состояния профиля 1 «Мамисон». Показаны: табличные данные всех 18 доменов (верхняя часть), актуальная структура, смоделированная по замерам параметров, и совокупность доскладчатых прямыми линиями, границы разновозрастных стратиграфических единиц. Попадание по глубине после каждого разрыва плоскости разрыва) являлось одной из целей балансирования разреза.



состояний доменов, разделенных разрывами. В восстановленной части структуры показаны и толщи внутри доменов, и весь **Рис. 6-31.** Результат восстановления доскладчатого состояния профиля 2 «Кешельта». Показаны: табличные данные всех 26 доменов (верхняя часть), актуальная структура, смоделированная по замерам параметров, и совокупность доскладчатых объем стратиграфических единиц. Цветами обозначены разные возрасты толщ, которые в данном случае по техническим причинам не соответствуют стандартным

сменяются одной или двумя крупными сложными антиклинальными складками. Совокупность этих черт позволила достаточно уверенно выделить пять структурных ячеек во всех профилях, но на профиле 1, который захватывает только северную часть тектонической зоны, присутствуют только ячейки 3, 4 и 5, а от ячейки 2 на линию профиля попал только один домен.

**Таблица 6-14.** Рабочий файл "sec11.bcs" программы построения сбалансированного профиля после проведения балансировки (указаны все входные расчетные глубины) для профиля 1, Мамисон. Обозначения поясняющей строки, предваряющей саму таблицу, и показывающей наименования параметров, приведены в таблице 6-7 на стр. 254.

AX	EN	SH	DLEN	DTl	Сл1	Flt	Str-D	Сл2	Сл	3 Сл4
SEC-1-	-Chiau	r zone	, Мами	СОН						
122	-35	0.37	1343	5	1	0	-4700	3	10	Klap-dl
123	-23	0.42	749	9	3	128	-5150	3	2	K1b-d2
115	-41	0.36	1009	14	3	110	-5150	3	2	K1b-d3
77	-29	0.54	862	22	1	0	-4418	3	10	K1ap-d4
93	-12	0.44	996	2	1	0	-4042	3	10	K1ap-d5
102	-13	0.72	815	-7	1	0	-3932	3	10	Klap-d6
105	-49	0.52	675	<del>-</del> 5	3	110	-5100	3	2	K1b-d7
108	79	0.31	749	-3	1	0	-4544	3	2	K1b-d8
40	-15	0.71	822	-3	3	92	-5650	3	3	K1h1-d9
63	-40	0.27	635	-4	1	0	-5502	3	3	K1h1-d10
87	3	0.32	769	-3	3	77	-5750	3	3	K1h1-d11
84	56	0.27	882	-2	1	0	-5776	3	3	K1h1-d12
85	30	0.31	1150	-2	1	0	-6206	3	11	K1v2-d13
90	25	0.44	1163	-3	1	0	-6437	3	11	K1v2-d14
77	-55	0.70	1076	1	3	85	-7700	3	9	K1v1-d15
92	55	0.49	956	-1	1	0	-6860	3	9	K1v1-d16
103	-16	0.28	695	6	3	100	-8800	3	1	J3-d17
97	-58	0.32	922	8	1	0	-8717	3	1	J3-d18

#### 6. 3. 5 Доскладчатая структура Чиаурской зоны; величины укорочения по ячейкам

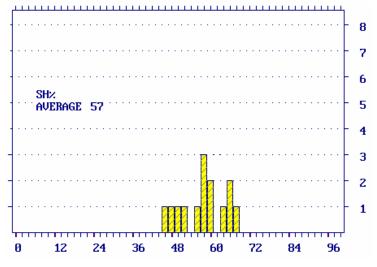
Подсчеты величины укорочения в пределах структурных ячеек производились на основании их доскладчатой длины вдоль профиля (включая смещения по разрывам) и современной длины профиля. Результаты представлены в таблице 6-15.

Прежде всего, обращает на себя внимание относительно однородное укорочение всей структуры (рис. 6-32): разброс значений оказался сравнительно небольшим – от 46% до 67% при среднем значении 57%. Эти величины образовали три группы (50%, 58%, 66%), распределение этих значений по исследованной площади тектонической зоны на первый взгляд не показывает каких-либо закономерностей. (Рис. 6-33). На рисунке видны две особенности структуры – во-первых, относительно слабое укорочение южной части зоны (ячейки 2а, 3b) и относительно высокое укорочение ячеек "с" и "d" (профили 11 и 13).

Построенные доскладчатые состояния трех профилей отличаются значительным однообразием. Это имеет естественное объяснение, поскольку в данном случае мы имеем дело с одной тектонической зоной, а не с набором нескольких структурно-формационных единиц.

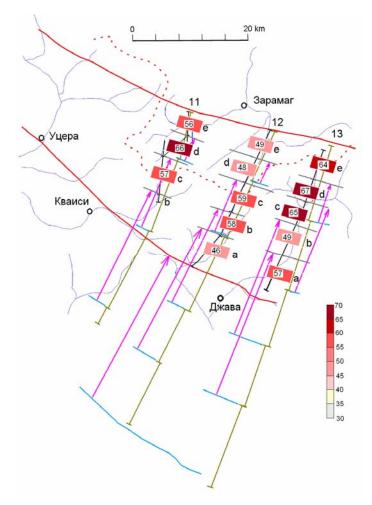
**Таблица 6-15.** Результаты восстановления доскладчатой ширины структур (ячейки и профили целиком, в метрах) и величины их укорочения для профилей Чиаурской зоны, с учетом перемещения по разрывам.

Профили, ячейки,	число доменов	доскладч. длина L <sub>0</sub>	соврем. длина L	укороч. по надвигам	общ. укороч. по	Беличина укорочени я E=L/L <sub>0</sub> и (%)	Доля укороч. по разрывам
1	2	3	4	5	6	7	8
1-5 сев.	4	8271	3636	328	-513	0.44 (56%)	
1-4 сев.	5	13555	4594	0	-617	0.34 (66%)	
1-3 ц.	8	15174	6564	2055	1887	0.43 (57%)	
1-2 юг	1	3234	1338	0	0	0.41 (59%)	
sum 1	18	40234	16131	2383	757	0.40 (60%)	0.03
2-5 сев.	3	9329	4745	0	-2291	0.51 (49%)	
2-4 сев.	6	10914	5621	0	-441	0.52 (48%)	
2-3 ц.	7	14276	5872	1695	1423	0.41 (59%)	
2-2 юг	3	10546	4423	0	0	0.42 (58%)	
2-1 юг	5	12069	6495	0	-291	0.54 (46%)	
sum 2	24	57134	27156	1695	-1600	0.48 (52%)	-0.04
3-5 сев.	5	13397	4864	0	-4332	0.36 (64%)	
3-4 сев.	4	12735	4217	11	-183	0.33 (67%)	
3-3 ц.	4	10593	3752	99	99	0.35 (65%)	
3-2 юг	5	11075	5619	0	-110	0.51 (49%)	
3-1 юг	6	15545	6706	0	0	0.43 (57%)	
sum 3	24	63345	25159	110	-4526	0.40 (60%)	-0.12



**Рис. 6-32.** Распределение величин сокращения в Чиаурской зоне в масштабе структурных ячеек.

На рисунке 6-34 представлены доскладчатые (восстановленные) структуры всех трех пересечений. Интерес здесь может представлять только доскладчатая ширина ячеек и общее соотношение сторон линзы накопленных осадков, т.е. отношение «мощность чехла/ширина бассейна» в вертикальном сечении. В цифровом виде эта же информация отражена в таблице 6-16 в колонках 1-6. Позиции основных стратиграфических единиц на стадии 2 (постскладчатая



**Рис. 6-33.** Карта смещений и распределения величин укорочения (Sh, %) по структурным ячейкам в Чиаурской зоне.

доорогенная) и новые (современные) длины ячеек вдоль профилей позволили построить пересечения для этой стадии (рис. 6-35). Для этого использовались величины укорочения и исходные глубины этих толщ, что отражено в таблице 6-16 в колонках 7 (укорочение) и 8-13 (подошва соответствующей толщи).

Напомним, что стадия 2 является значительной мере условной, поскольку уверенности, нет что структура не испытывала размыв верхней части осадочного чехла в период складчатого укорочения пространства. Если отвлечься от этого обстоятельства, то рельеф кровли фундамента прямо отражает величину укорочения – чем сильнее погружение. тем больше сокращение пространства.

Для построения прогнозных положений основных стратиграфических разделов на современных профилях были выполнены стандартные дополнительные вычисления (см. параграф 6. 1. 4, стр. 236-237, шаги «6» и «7»). Для каждой из 16 ячеек была найдена средняя «стратиграфическая» глубина — сначала для каждого домена, а потом для всей ячейки (табл. 6-17). Затем она была увеличена в соответствии с коэффициентом укорочения (0.54). Тем самым было определено теоретическое положение линии профиля для стадии 2.

**Таблица 6-17.** Вычисление средней «стратиграфической» глубины в метрах на примере структурной ячейки 2A

Total Control of the												
номер	«входная»		«выходная»	средняя по								
домена	глубина	смещение	глубина	домену								
2	-2800	-499	-3299	-3049.5								
3	-3299	-878	-4177	-3738								
4	-4177	-333	-4510	-4343.5								
5	-4510	-967	-5477	-4993.5								
6	-5477	-792	-6269	-5873								
			среднее:	-4399.5								
	сокращение	0.54	стадия 2:	-8147								

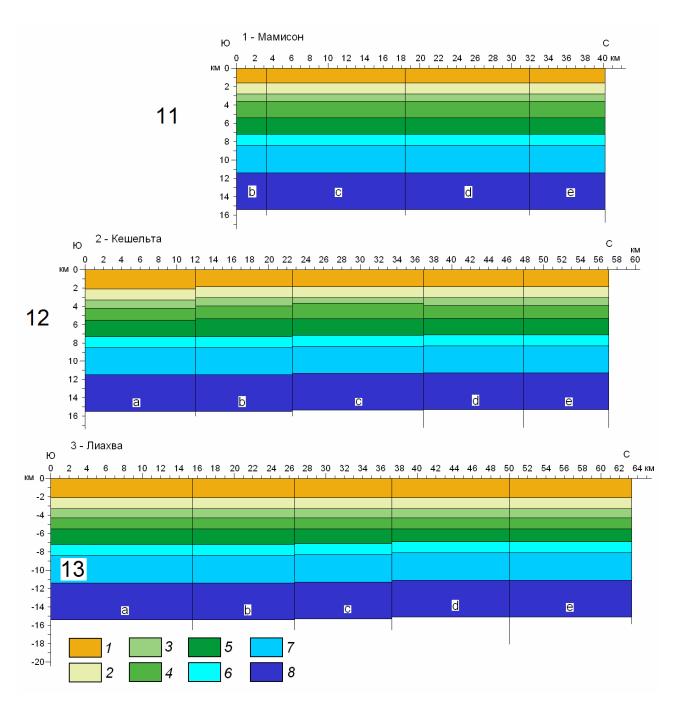


Рис. 6-34. Модели осадочного чехла Чиаурской зоны для доскладчатой стадии. Показаны: исходная ширина всех структурных ячеек ("a", "b", "c", "d", "e") и мощности подразделений по результатам балансирования разреза. Вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковы.

Возраст стратиграфических подразделений:

I — палеоген, 2 — верхний мел, 3 — нижний мел (альб, апт), 4 — нижний мел (готерив, баррем), 5 — нижний мел (берриас, нижний и верхний валанжин), 6 — верняя юра, 7 — средняя юра, 8 — нижняя юра.

соответствующей толщи в метрах) по ячейкам и по трем стадиям. Показаны стадии 1 (постседиментогенная доскладчатая) в стадия 3 современная (посторогенная) в колонках 15-20, возникшая после «поднятия» (колонка 14). Колонка 14 «размыв» колонках 1-6, стадия 2 (постскладчатая доорогенная) в колонках 8-13, возникшая после соскладчатого укорочения (колонка 7) и Габлица 6-16. Позиции основных стратиграфических разделов Чиаурской зоны (глубина или теоретическая высота подошвы эквивалентна, если указывать точно, высоте кровли палеоцена, т.е. амплитуде поднятия структуры между стадиями 2 и 3.

		$\overline{}$	Т	Т													г
	Pg	20	15508	14241	8403	7374	12795	9838	9808	9176	5988	16408	14840	15185	10598	7933	11212
Стадия 3 Посторогенная/современная	K <sub>1</sub> ap	19	10962	8359	3752	2496	8814	5934	3744	4824	2136	10297	8174	8899	6285	2817	6250
	K <sub>1</sub> v <sub>1</sub>	18	2780	-2229	-4620	-6285	2500	-258	484	-3140	-3595	3074	295	888	598	-3927	-959
	J <sub>3</sub>	17	53	-5759	-7411	-9212	147	-2566	-7768	-5998	-5817	-259	-3341	-2529	-1755	-6718	-4210
	$J_2$	16	-6765	-14582	-14388	-16529	-5735	-8335	-15085	-13140	-11373	-8592	-12432	-11101	-7637	-13695	-11385
Стадия 3 Посторог	$J_1$	15	-15856	-26347	-23690	-26285	-13578	-16027	-24841	-22664	-18780	-19703	-24554	-22529	-15480	-22997	-28952
	«Размыв»	14	19144	18947	12124	11276	16422	13396	12598	14181	2286	22241	21204	21185	14716	12817	15723
	Pg	13	-3636	-4706	-3721	-3902	-3627	-3558	-4512	-4405	-3889	-5833	-6364	-6000	-4118	-4884	-4511
Стадия 2 Постскладчатая/доорогенная	K <sub>1</sub> ap	12	-8182	-10588	-8372	-8780	-7608	-7462	-8854	-9357	-7741	-11944	-13030	-12286	-8431	-10000	-9474
	K <sub>1</sub> v <sub>1</sub>	11	-16364	-21176	-16744	-17561	-13922	-13654	-17439	-17321	-13472	-19167	-20909	-20286	-14118	-16744	-17063
	$J_3$	10	-19091	-24706	-19535	-20488	-16275	-15962	-20366	-20179	-15694	-22500	-24545	-23714	-16471	-19535	-1993
	$J_2$	0	-25909	-33529	-26512	-27805	-22157	-21731	-27683	-27321	-21250	-30833	-33636	-32286	-22353	-26512	-27108
Стадия 2 Постскла	$J_1$	oo	-35000	-45294	-35814	-37561	-30000	-29423	-37439	-36845	-28657	-41944	-45758	-43714	-30196	-35814	-36676
	укорочение	7	0,44	0,34	0,43	0,41	0,51	0,52	0,41	0,42	0,54	9,36	0,33	0,35	0,51	0,43	0,43
	Pg	9	-1600	-1600	-1600	-1600	-1850	-1850	-1850	-1850	-2100	-2100	-2100	-2100	-2100	-2100	-1886
Стадия 1 Постседиментная/доскладчатая	K <sub>1</sub> ap	5	-3600	-3600	-3600	-3600	-3880	-3880	-3630	-3930	-4180	-4300	-4300	-4300	-4300	-4300	-3957
	K <sub>1</sub> v <sub>1</sub>	4	-7200	-7200	-7200	-7200	-7100	-7100	-7150	-7275	-7275	0069-	0069-	-7100	-7200	-7200	-7143
	J <sub>3</sub>	~	-8400	-8400	-8400	-8400	-8300	-8300	-8350	-8475	-8475	-8100	-8100	-8300	-8400	-8400	-843
	$J_2$	2	-11400	-11400	-11400	-11400	-11300	-11300	-11350	-11475	-11475	-11100	-11100	-11300	-11400	-11400	-11343
Стадия Постсед	$J_1$	L	-15400	-15400	-15400	-15400	-15300	-15300	-15350	-15475	-15475	-15100	-15100	-15300	-15400	-15400	-15343
	Ячейки		le	19	10	191	2e	23	22	23	2a	3e	34	36	38	3a	ਨੂੰ
			_	-	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_		_

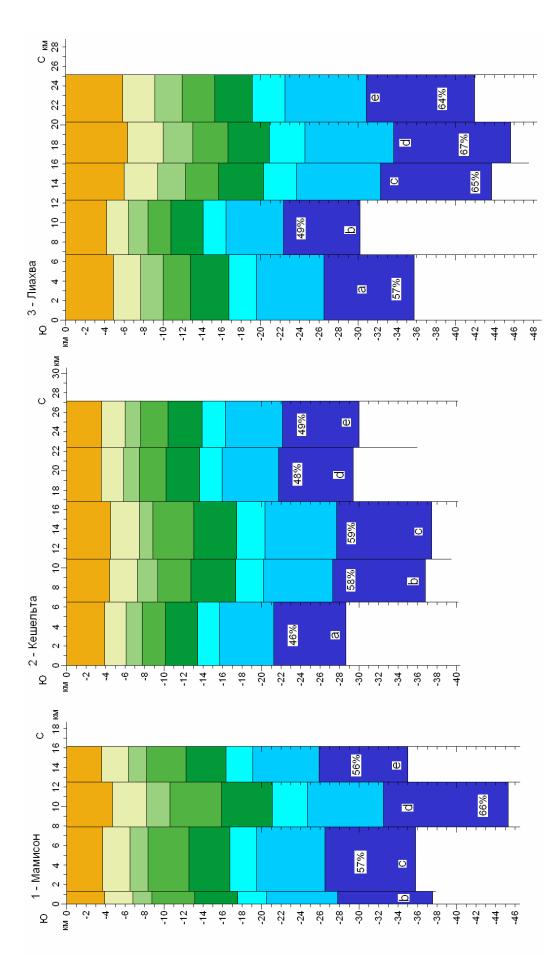


Рис. 6-35. Модели осадочного чехла Чиаурской зоны для постскладчатой доорогенной стадии (стадия 2). Показаны: новая ширина всех структурных ячеек ("a", "b", "c", "d", "e") и мощности подразделений по результатам сокращения. Величина сокращения показана в каждой ячейке. По условиям модели в результате укорочения размыва кровли чехла не происходило. Вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковы. Условные обозначения стратиграфических подразделений смотри на рис. 6-34.

Таблица 6-18. Вычисление средней гипсометрической высоты в метрах

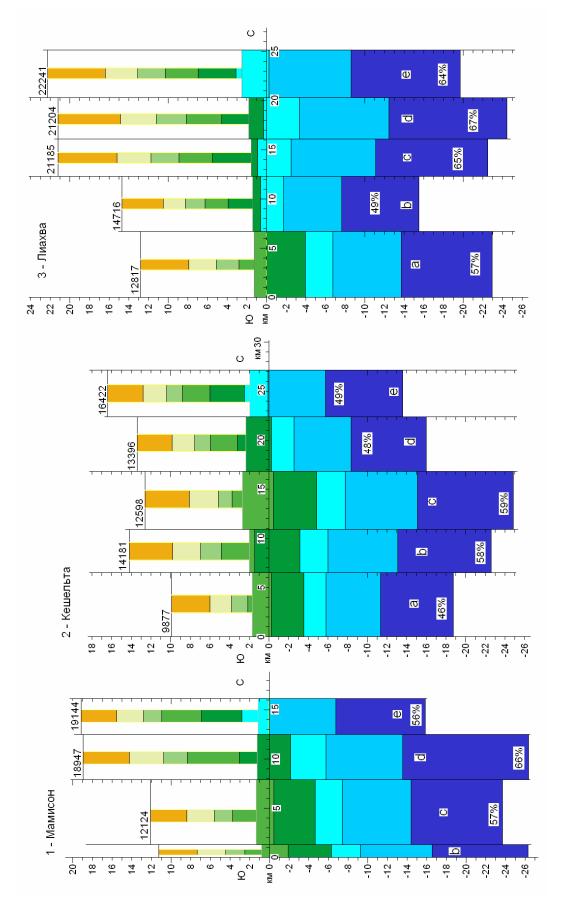
номер	входная	длина	угол		выходная	средняя					
домена	высота	профиля	наклона	Смещение	высота	высота					
2	1600	2200	1	38	1638	1619					
3	1638	1650	3	86	1725	1682					
4	1725	400	3	21	1746	1735					
5	1746	1500	3	79	1824	1785					
6	1824	750	1	13	1837	1831					
среднее по ячейке:											

Ta	блица	<b>6-19.</b> Вы	гчисления			
«ампли	гуды под	нятия» (раз	мыва) для			
Чиаурск	юй зоны					
		стратигр.	ампли-			
ячейка	рельеф	глубина	туда			
1 b	809	-10467	11276			
1 c	1345	-10779	12124			
1 d	1244	-17703	18947			
1 e	1179	-17965	19144			
2 a	1730	-8147	9877			
2 b	1987	-12194	14181			
2 c	2739	-9859	12598			
2 d	2348	-11048	13396			
2 e	1944	-14478	16422			
3 a	1261	-11556	12817			
3 b	1379	-13337	14716			
3 c	1560	-19625	21185			
3 d	1823	-19381	21204			
3 e	2481	-19760	22241			

Следующей операцией было определение средней высоты рельефа по линии профиля, для чего использовались значения длины отрезка профиля для домена и его наклона (табл. 6-18). Имея эти две величины, можно было вычислить амплитуду поднятия между стадиями (постскладчатой) и 3 (современной), выводила на современную высоту породы именно того возраста, которые наблюдаются на дневной поверхности (табл. 6-19). Эти значения позволили рассчитать значения глубины (высоты) стратиграфических границ (табл. 6-16) и построить сами пересечения (рис. 6-36).

В описании полученной структуры прежде всего надо отметить очень большой ее вертикальный размах (например, для ячейки 3D: от –24.5 км до +21.2 км), что противоречит всем известным геодинамическим моделям, поскольку получившаяся измененная мощность только осадочного чехла (30-45 км) в данном случае почти образует или даже превышает стандартную мощность континентальной коры на платформе (40 км). Однако это, строго говоря, не должно удивлять, поскольку осадочный чехол исходной мощности 15 км подвергался укорочению до 3 раз (67%), что обязано было увеличить его мощность. Поскольку ранее реальные величины сокращения никак не оценивались (они либо игнорировались в рамках «фиксизма», либо прямо назначались в рамках стандартных «плитных» интерпретаций структуры), то этот аспект прогнозирования структуры исследователи просто упускали из виду.

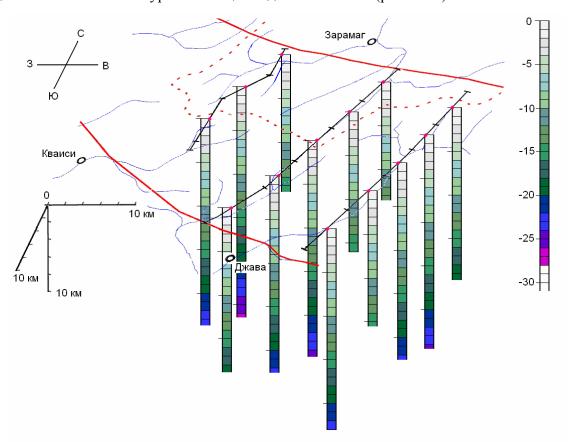
Общая конфигурация поверхности кровли фундамента (величины от -13.5 км до -26.3 км, среднее -21.0 км) представляется по результатам вычислений очень сложной (рис. 6-37) и имеющей большой размах — разница между смежными ячейками доходит до 7-10 км. Так,



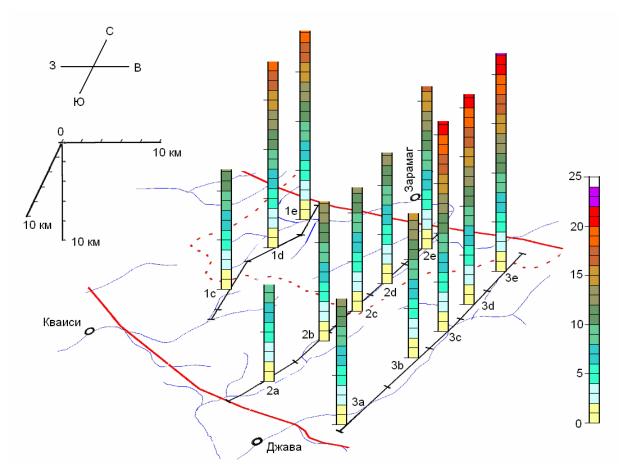
ширина всех структурных ячеек ("а", "b", "с", "d", "е"), мощности подразделений по результатам сокращения, и вертикальное (усредненное) положение всех стратиграфических границ в ячейках в результате неотектонического поднятия. Величина Рис. 6-36. Модели осадочного чехла Чиаурской зоны для современной посторогенной стадии (стадия 3). Показаны: новая поднятия показана в каждой ячейке. По условиям модели весь размыв кровли чехла происходил на неотектоническом этапе. Вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковы. Условные обозначения стратиграфических подразделений смотри на рис. 6-34.

можно проследить крупный уступ в 9-10 км в северной части профилей 1 и 2 (и меньше – к югу от ячейки 3E), а также «горст» в ячейке 3B, поднятый на 7 – 7.5 км над соседними блоками. Последняя структура имеет объяснение в геологической карте – в пересечении 3 в его центре показаны выходы верхней юры. Если искать в рельефе кровли фундамента следы надвиговых структур (предполагаемых и рисуемых в «аккреционных» моделях), сочетание ячеек 3B, C, D по профилю 3 «Лиахва» является лучшим «кандидатом» на эту тему. Заметим, что похожий наклон кровли фундамента имет также сочетание ячеек 2B, C, D.

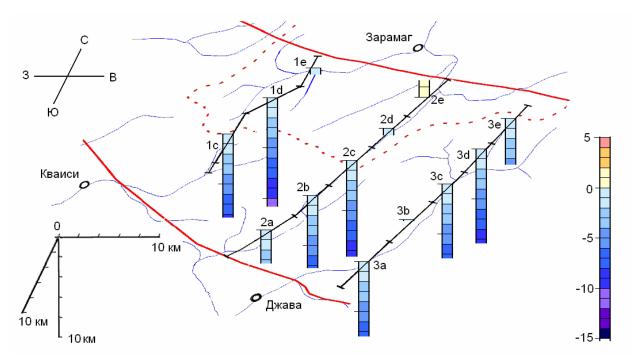
Что касается верхней, размытой части структуры, то здесь отмечается интересное принципиальное совпадение амплитуд поднятия и характера рельефа (табл. 6-20, рис. 6-38, 6-39). В целом амплитуды поднятия (размыва) повышаются с юга на север от 11.3 км в среднем (ячейки 2A, 3A) до 19.2 км в ячейках Е. Но для профиля 2 наблюдается аномалия – теоретическая позиция кровли эоцена ячейки 2В заметно (14.2 км) выше соседних ячеек, кроме самой северной (рис. 6-38). Именно в этом месте водораздел Большого Кавказа образует почти прямоугольный «выступ», обращенный на юг. Внутренняя часть этого выступа совпадает с ячейками 2C, D, E, имеющими пониженную амплитуду поднятия и относительно низкую величину складчатого укорочения. Наблюдается также общее погружение структуры по кровле фундамента относительно уровня конца осадконакопления (рис. 6-39).



**Рис. 6-37.** Блок-диаграмма (аксонометрическая проекция, шкала расстояний слева) распределения по площади Чиаурской зоны параметра «глубина кровли фундамента» (табл. 6-20, колонка 3), цветная шкала справа, в километрах.



**Рис. 6-38.** Блок-диаграмма (аксонометрическая проекция, шкалы расстояний слева) распределения по площади Чиаурской зоны параметра «неотектоническое поднятие» (табл. 6-20, колонка 5), цветная шкала поднятия справа, в километрах



**Рис. 6-39.** Блок-диаграмма (аксонометрическая проекция, шкала расстояний слева внизу) распределения по площади Чиаурской зоны параметра «разница глубин фундамента» (табл. 6-20, колонка 4), цветная шкала погружения/поднятия справа, в километрах.

**Таблица 6-20.** Вычисления параметров «амплитуды неотектонического поднятия» или размыва (разница стадий 3 и 2), а также «разница глубин кровли фундамента» (разница стадий 3 и 1) для Чиаурской зоны.

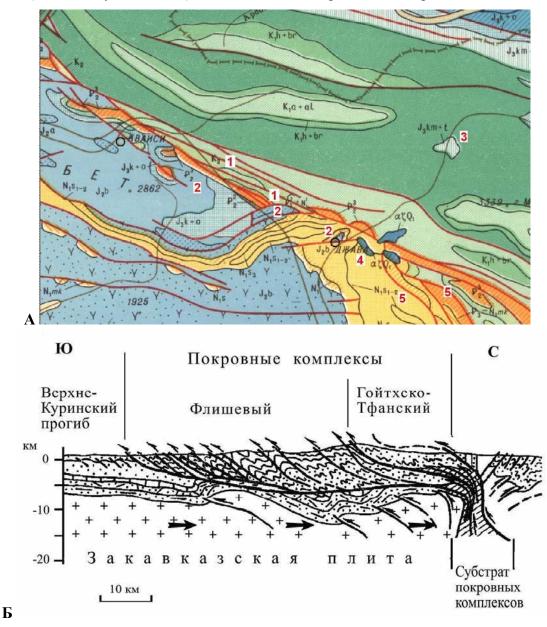
	стадия 1	стадия 2	стадия 3	разница 3-1	амплитуда 3-2
	1	2	3	4	5
1b	-15400	-37561	-26285	-10885	11276
1c	-15400	-35814	-23690	-8290	12124
1d	-15400	-45294	-26347	-10947	18947
1e	-15400	-35000	-15856	-456	19144
2a	-15475	-28657	-18780	-3305	9877
2b	-15475	-36845	-22664	-7189	14181
2c	-15350	-37439	-24841	-9491	12598
2d	-15300	-29423	-16027	-727	13396
2e	-15300	-30000	-13578	+1722	16422
3a	-15400	-35814	-22997	-7597	12817
3b	-15400	-30196	-15480	-80	14716
3c	-15300	-43714	-22529	-7229	21185
3d	-15100	-45758	-24554	-9454	21204
3e	-15100	-41944	-19703	-4603	22241
			Средние:	-5609	15723

Можно также прокомментировать резкие подъемы и опускания рельефа кровли фундамента в трех пересечениях Чиаурской зоны со стороны новейших вертикальных движений. Общий уровень структуры Большого Кавказа от его Центрального сектора к Восточному Кавказу заметно понижается. В частности, это выражается в появлении на южном склоне Большого Кавказа Алазанской наложенной впадины, заполненной кайнозойскими осадками (с верхнего миоцена, около 2 км). Другой пример — Лагичская депрессия, расположенная в пределах Чиаурской зоны ближе к Юго-Восточному сектору. Поскольку вся Чиаурская зона является явно более погруженной, чем остальные зоны (средняя глубина кровли ее фундамента составляет -21.0 км против -12.0 и -10.2 для расположенных севернее Тфанской и Шахдагской зон), и поскольку для нее характерен резко расчлененный рельеф кровли фундамента, возникновение таких структур не выглядит удивительным.

## 6. 3. 6 «Надвиги южного склона Кавказа» как локальные структуры.

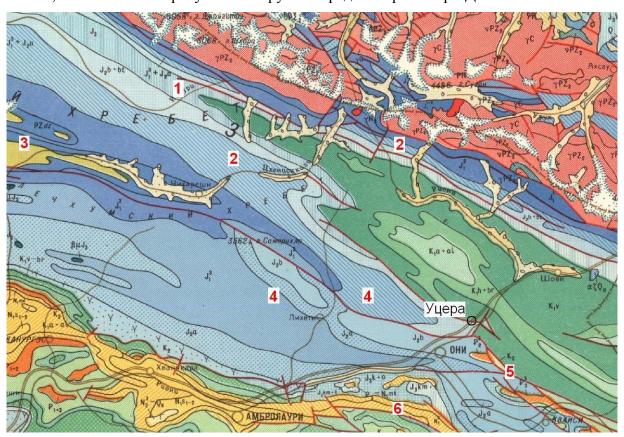
Непосредственно за подробным описанием трехмерной сбалансированной структуры Чиаурской зоны и прогнозного положения поверхности кровли фундамента для нее имеет смысл перейти к важной части работы – рассмотрению структуры зоны перехода складчатой системы Большого Кавказа (уровень VI нашей иерархии) к расположенным южнее структурам Закавказского срединного массива. Основным предметом рассмотрения этого перехода будет популярная схема строения собственно Большого Кавказа, использующая модель

«аккреционной призмы», «пододвигания» или «А-субдукции» и то, насколько она обоснована геологическими материалами. Вместо нее будет предложена схема, прямо вытекающая из полученных результатов по строению Чиаурской зоны. Для этого рассмотрим несколько ключевых мест на геологической карте (рис. 6-40, А) и сопоставим ее с одним из пересечений обсуждаемой схемы пододвигания (рис. 6-40, Б). На этой карте в районе г. Джавы хорошо видно, как несколько разломов Рача-Лечхумской шовной зоны, приходящие с востока, к западу отклоняются к югу и образуют узкую депрессию, заполненную неогеновыми отложениями. Эта депрессия (Рача-Лечхумская зона), местами имеющая разломные ограничения, тянется в район



**Рис. 6-40.** А — часть геологической карты масштаба 1:500 000 [Геологическая, 1978] района Рача-Лечхумской шовной зоны и Уцерского разлома (г. Джава и п. Кваиси). Используются стандартная индексация стратиграфических горизонтов и их цвет. Цифрами показаны обсуждаемые в тексте объекты. Б — модель строения Чиаурской зоны [Дотдуев, 1986], соответствующая концепции «аккреционной» призмы.

значительной синклинальной структуры в районе г. Амбролаури и отделяет Гагро-Джавскую зону на севере от Окрибо-Сачхерской на юге. Вторая ветвь этой структуры в виде Уцерского разлома продолжает основное простирание в виде нескольких разломов и узкой палеогеновой депрессии, которая тянется на запад до района п. Кваиси, а виде разломов – до долины р. Риони (г. Они и п. Уцера, рис. 6-41). Во всех трех тектонических зонах перед поздней юрой имели место заметные складчатые деформации. Начиная с поздней юры здесь накапливались маломощные параплатформенные толщи, которые в позднеальпийское время подверглись в свою очередь складчатым и надвиговым деформациям, хотя и относительно слабым. К северу от Уцерского разлома находятся складчатые структуры Чиаурской зоны. Из анализа геологической карты (рис. 6-41) легко увидеть основные черты структуры. Прежде всего, это контакт верхнемеловых флишевых толщ Чиаурской зоны (две отметки «1») и среднеюрских толщ байоса (три отметки «2»). Между первыми двумя выходами средней юры хорошо видна субгоризонтальная толща субплатформенная верхней юры, лежащая с угловым несогласием. Уцерский разлом имеет несколько плоскостей смещения, в его пределах в узкой депрессии развиты отложения палеогена. Соответственно, верхний мел Чиаурской зоны надвинут на палеоген, а палеоген по сбросу контактирует со средней юрой Гагро-Джавской зоны. В



**Рис. 6-41.** Часть геологической карты масштаба 1:500 000 [Геологическая, 1978] района центриклинального воздымания Чиаурской тектонической зоны и «исчезновения» Уцерского разлома. Индексация стратиграфических горизонтов и их цвета стандартные. Цифрами показаны обсуждаемые в тексте объекты.

пределах Чиаурской зоны в долине р. Б. Лиахва виден выход флишевой верхней юры (отметка «З»). От нее к югу до Уцерского разлома представлен весь набор стратиграфических подразделений вплоть до флишевых толщ верхнего мела. Это означает, что подошва всего осадочного чехла, в соответствии с нашими расчетами должна находиться на большой глубине (-18.8 км, ячейка 2а). Кровля фундамента в блоке к югу от Уцерского разлома может иметь глубину, не превышающую 8-10 км. Такой вывод делается на основании общей мощности нижней и средней юры, а также с учетом относительно слабой степени укорочения в складчатых структурах Гагро-Джавской зоны. Действительно, один из последних анализов структуры района Рачинского землетрясения показал, что кровля фундамента к югу от Чиаурской зоны находится на глубине около 8 км [Тихоцкий и др., 2011]. В связи с этим, несмотря на то, что некоторые локальные разрывы имеют статус надвига, характер всей структуры необходимо считать сбросом с амплитудой не менее 10 км по кровле палеозойского фундамента. Общая Рача-Лечхумского конфигурация разлома, соответственно, будет соответствовать субвертикальному разлому, а не субгоризонтальному общему детачменту (рис. 6-40, Б). Субвертикальность этого крупнейшего разлома подтверждается наличием ряда магматических тел и мантийными включениями в субвулканических телах мелового возраста [Белоусов и др., 1992] в районе хребта Хихата (отметка «6», рис. 6-41) и четвертичными вулканами в долине Б. Лиахвы (отметка «4», рис. 6-40, A), которые не могли появиться в зоне выхода детачмента.

Надо отметить также важное обстоятельство: на пространстве от Уцерского разлома до Рача-Лечхумской зоны (до протяженной неогеновой депрессии) нет никаких следов крупных надвигов, существовавших ранее и сейчас размытых. Только около п. Кваиси существуют локальные надвиги внутри смятых в пологие складки субплатформенных маломощных верхнеюрских и меловых отложений.

В результате установленного косвенным образом факта примерно двукратного сокращения фундамента осадочного чехла под Чиаурской тектонической зоной возникает проблема, требующая небольшого комментария — каким образом это могло произойти, в результате хрупких (надвиги) или пластических деформаций? Поскольку прямые наблюдения здесь невозможны, судить об этом можно только по виду рассчетных структур кровли фундамента. Если бы все сокращение было реализовано только по надвигам (с наклоном около 45°?), то тогда мы увидели бы уступы в кровле фундамента, сопоставимые по вертикали с мощностью кристаллического слоя коры. При этом «погруженный» блок осадочного чехла должен был бы иметь величину укорочения существенно большую, чем соседний «поднятый». Не комментируя проблему оценки мощности кристаллической части коры под Чиаурской зоной и для изученных структур Юго-Восточного Кавказа (от 15 до 40 км?), отметим, что максимально возможные рассчетные амплитуды таких уступов не превышали 5-10 км.

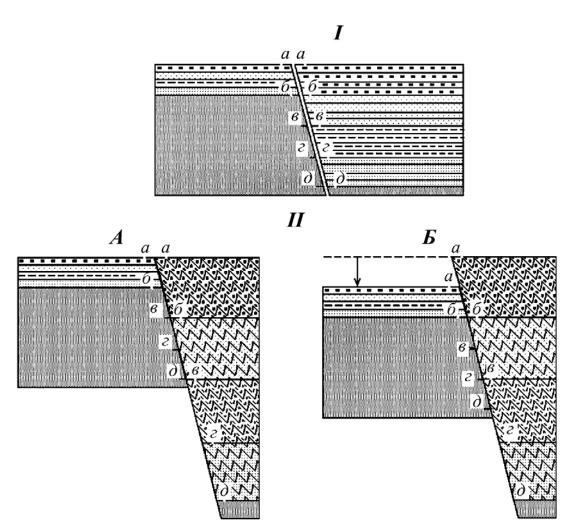
Наибольшее сходство с такой умозрительной моделью может иметь только разлом в восточной части Тфанской зоны (Рис. 6-25, профили 4-8), в структуре которой есть не только уступ 5-10 км, но и меньшая величина укорочения в северном, поднятом блоке. Достаточно очевидно, что доля «хрупкой» деформации фундамента здесь не является определяющей. Что касается равномерности распределения «пластической» деформации, то она может быть или равномерной (плоский рельеф рассчетной кровли фундамента), или «аркадного типа» (см. [Сомин, 2000а]), с усилением сокращения в синклиналях. Такую «аркадную» структуру можно предположить в профиле 1 Тфанской зоны (там же, рис. 6-25). Таким образом, можно предположить, что ответ на вопрос в начале абзаца «пластическая деформация преобладает над хрупкой» будет более обоснованным, чем ответ «хрупкая деформация преобладает».

Рассмотрим важный аспект анализируемой структуры – ее изменения к западу в связи с общим воздыманием в направлении к Сванетскому антиклинорию. Допустим, что выходящие на поверхность чешуйчатые надвиги (отметки «5», рис. 6-40, А) действительно соответствуют субгоризонтальному детачменту на глубине около 10 км (рис. 6-40, Б). В таком случае при существенном подъеме структуры общий детачмент обязательно образует субгоризонтальные плоскости смещения (тектонические окна), которые будут отражены на геологической карте. Такой подъем наблюдается (рис. 6-41): на размытой дневной поверхности остаются только самые нижние подразделения карбонатного флиша Чиаурской зоны – нижнемеловые и верхнеюрские толщи в единственной крупной синклинали (отметка «1», рис. 6-41), окруженные среднеюрскими и нижнеюрскими подразделениями (отметки «2»). Здесь же выходит и палеозойский фундамент (отметка «3»). Нигде на этом пространстве нет никаких признаков тектонических окон. Собственно Уцерский разлом (отметка «5») может быть протянут на запад к югу от ядра Сванетского антиклинория в виде субвертикального разрыва, разделяющего контактирующие одновозрастные среднеюрские толщи, имеющие несколько фациальный состав (две отметки «4»). Попытки найти признаки детачмента южнее тоже не могут быть успешными: кроме действительно существующих небольших надвигов южной вергенции на неогеновые толщи в депрессии вдоль Рача-Лечхумской зоны в районе г. Джавы, к западу вдоль этой протяженной структуры либо нет никаких надвигов, либо есть надвиги северной вергенции (отметка «6»). Таким образом, на геологической карте [Геологическая, 1978] и в построенной сбалансированной структуре Чиаурской зоны не наблюдается никаких признаков, отвечающей схеме аккреционной призмы (рис. 6-40, Б). Соответственно, эта надвиговая схема никак не может отвечать реальной структуре перехода Чиаурской зоны к Закавказскому срединному массиву. Поскольку в региональном отношении Рача-Лечхумский разлом по кровле фундамента является сбросом с опущенным блоком Большого Кавказа с амплитудой около 10 км, то это означает, прежде всего, общую деформацию укорочения

структур осадочного чехла и структур палеозойского фундамента и, соответственно, общую величину позднеальпийского укорочения для них.

Добавим здесь, что для структур, находящихся к северу от Чиаурской зоны, а конкретнее - к северу от Главного Кавказского разлома, ранее считавшегося надвигом, М.Л. Сомин [2000а] установил полное отсутствие значимых субгоризонтальных смещений вдоль кровли фундамента и привел многочисленные свидетельства совместного деформирования альпийских структур и палеозойского кристаллического фундамента. В качестве основного типа структур деформирования им были указаны «аркадные» складки – крупные складки фундамента, представляющие собой широкие пологие антиклинали и узкие щелевидные синклинали с вертикальным размахом по поверхности фундамента до нескольких километров. Кроме этого, М.Л.Сомин [2000a; 2007; Somin, 2011] указал на ряд признаков того, что так называемый Главный Кавказский «надвиг» таковым не является – это скорее крупный взброс или флексура. Во всяком случае, им показано по ряду структурных признаков, что предполагаемые многокилометровые (до 200 км) надвигания северного блока ГКР по внутрикоровым листрическим поверхностям [Дотдуев, 1986] в альпийское время были невозможны. Для структуры Сванетского антиклинория также предполагается совместное деформирование альпийского чехла и фундамента [Белов, Сомин, 1964; Сомин, 2007]. Однако М.Л.Сомин допускал возможность существования во флишевых зонах южнее надвиговых структур ([Сомин, 2000а], стр. 665). В этом смысле полученные нами материалы относительно более южных структур дополняют важные сведения М.Л. Сомина. В результате можно утверждать, что в пределах всей альпийской структуры Большого Кавказа наблюдается общая по величине поперечного укорочения позднеальпийская деформация укорочения и фундамента, и чехла.

Рассмотрим возможную принципиальную схему строения зоны перехода «Большой Кавказ / Закавказский массив», которая удовлетворяет основным геологическим фактам (рис. 6-42). На первом этапе накопления осадков от нижней юры до эоцена суммарная мощность осадочного чехла в структурах Закавказского массива была существенно меньше, чем в пределах Чиаурской зоны (8-10 км против 15 км). Это означает, что границей двух структур был конседисентационный сброс на уровне кровли фундамента. Накопление мощной толщи палеогена в южной части Чиаурской зоны, которая содержит крупные глыбы титонских известняков и порфиритов байоса, перемещенных туда с южных блоков [Леонов, 1975], это подтверждает. Такая ситуация показана на рисунке в верхней его части (стадия I). Известная нам глубина кровли фундамента в профиле 2 Чиаурской зоны (ячейка 2а) на этот момент составила 15 км. На стадии формирования основной складчатости величина укорочения в блоках Закавказского массива является незначительной и ею мы пренебрегаем. Общее укорочение в 50% для осадочного чехла в Чиаурской зоне должно привести к



**Рис. 6-42.** Общая схема развития зоны перехода от структур Большого Кавказа (справа) к структурам Закавказского массива (слева), отражающая основные факты геологического развития и соблюдающая баланс объемов осадков в условиях реального укорочения пространства во время основной складчатости [Яковлев,  $2008\delta$ ]. Стадия I отражает исходное соотношение мощностей осадочного чехла, на стадии II после складчатого укорочения показаны варианты высокого положения блоков срединного массива (II A) и погруженного положения (II Б). Маркеры  $(a - \delta)$  помогают понять одновременное развитие сброса в нижней части структуры  $(\partial - \partial)$ , прогноз) и надвигов в верхней части (a - a) реальные структуры).

соответствующему (двукратному, до 30 км) увеличению мощности всей колонны осадков. На рисунке для первой стадии на оба блока нанесены маркеры, которые позволяют следить за изменением их положения в последующем. Двукратное увеличение мощности колонны осадков несомненно будет приводить к дифференцированному изменению их взаимного положения. В случае, если на одном уровне (рис. 6-42, IIA, маркеры *а-а*) остаются верхние части двух блоков (модель района западнее г. Джавы), то мы не видим крупных надвигов, а амплитуда сброса является максимальной. Напомним, что в нашем случае, для ячейки 2а вычисленная глубина кровли фундамента в рамках принятой стратиграфической модели составляет -18.8 км, что заведомо существенно ниже, чем уровень фундамента в соседней Гагро-Джавской зоне (-8 км, данные по Рачинскому землетрясению [Тихоцкий, и др., 2011]) В случае, если южные блоки

испытали некоторое относительное погружение, то на одном уровне окажутся уже более глубокие маркеры (рис. 6-42, IIБ, *б-б*), а верхняя часть подвижного блока будет демонстрировать надвиговую обстановку. Это и есть модель структуры к востоку от г. Джава, в которой широко распространены «надвиги южного склона». В этой ситуации по кровле фундамента мы все равно будем видеть сброс, но его амплитуда будет несколько меньше, чем в первом случае. В рамках такой трактовки надвиги южного склона являются сугубо локальными структурами, никак не определяющими общую структуру осадочного чехла Большого Кавказа.

Заметим здесь же, во избежание возможных недоразумений, что очень большие относительно обычных схем развития амплитуды смещений реперов (положение кровли фундамента в -19 км и - 8 км или расчетная высота кровли чехла + 10 или + 22 км) не должны восприниматься как быстро возникшие и обязательно в какой-то момент выраженные в виде уступов рельефа дна или горных поднятий в 10-15 км. Разумеется, такие амплитуды являются следствием длительного развития и в длительно существующем рельефе отражаются слабо. Условия накопления карбонатного флиша, например, достигают глубин 1-3 км [Бадулина, Копаевич, 2006], но не превышают уровня карбонатной компенсации (4-5 км), а накопилось карбонатного флиша около 8 км мощности.

В рамках предложенной выше трактовки пока осталось неясным, как с позиции геодинамики может сочетаться параллельное нарастание сброса в нижней части структуры и надвигов в ее верхней части. Этот парадокс и гипотеза, которая может его объяснить, будут обсуждаться ниже, в параграфе 8. 2. (стр. 397).

# 6. 4. Квазитрехмерная модель развития структуры осадочного чехла Северо-Западного Кавказа

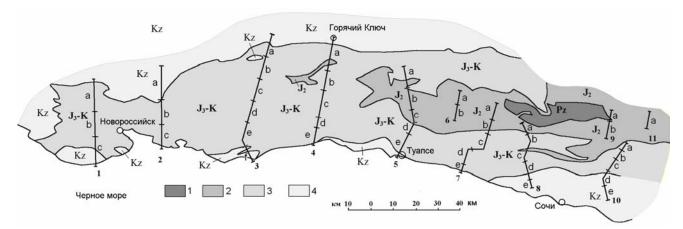
# 6. 4. 1 Характер структурного материала

Если сравнивать структурный материал Северо-Западного Кавказа со структурами Юго-Восточного Кавказа, то обнаруживаются как черты явного сходства, так и существенные отличия. При этом сходство касается скорее общего геологического строения, чем собственно стиля складчатой структуры и того, насколько она охарактеризована структурными профилями. Прежде всего, структуры похожи по общему периклинальному строению двух регионов: поле развития мелких складчатых форм внутри толщ нижней и средней юры завершается примерно в центре региона СЗК, так же, как и в ЮВК, но отличие Юго-Восточного Кавказа состоит в том, что структурными пересечениями не были покрыты пространства, занятые отложениями верхней юры и мела, расположенные восточнее с. Конахкенд. Сходство читается также в наличии и характере проявления основного структурного раздела — Главного Кавказского разлома. В структуре СЗК он расположен южнее крупного верхнеюрского рифового массива

г. Фишт (так же, как в районе г. Шахдаг в ЮВК) и по направлению к периклинали ГКР быстро перестает уверенно выделяться (рис. 2-17, стр. 122), в чем он очень напоминает свой аналог в ЮВК. Очень похожи обстановки изменения по площади условий осадконакопления для поздней юры. Ближе к центральным частям Большого Кавказа с севера на юг от Шахдагской зоны (рифовый массив) к Тфанской зоне (флишевый прогиб) существует резкий переход по разлому с резким углублением бассейна осадконакопления. Ближе к периклинали (Хизинская зона) есть блоки, в которых верхняя юра размыта, или не накапливалась, а на периклинальном погружении средней юры (с. Конахкенд) наблюдаются красноцветные грубые верхнеюрские конгломераты. Аналогично этому, на северном борту Северо-Западного Кавказа есть переходы от карбонатного мелководья на востоке к зонам размыва и подводным конусам выноса (терригенные породы, пески) на западе, которые южнее переходят в карбонатный флиш.

Отличие (важное в смысле полноты информации) заключается в том, что общая мощность нижней и средней юры севернее ГНК на СЗК существенно меньше того, что наблюдается на ЮВК, поэтому здесь виден весь разрез до палеозойского фундамента. Скорее негативным отличием СЗК от ЮВК являются быстрые изменения мощностей толщ, которые хорошо фиксируются на крыльях складок в структурных пересечениях. Результатом этого является почти полная невозможность создания для любой тектонической зоны СЗК какой-либо стандартной стратиграфической модели. Более того, в связи с этим можно говорить о большой доле условности выделения тектонических зон в регионе Северо-Западного Кавказа.

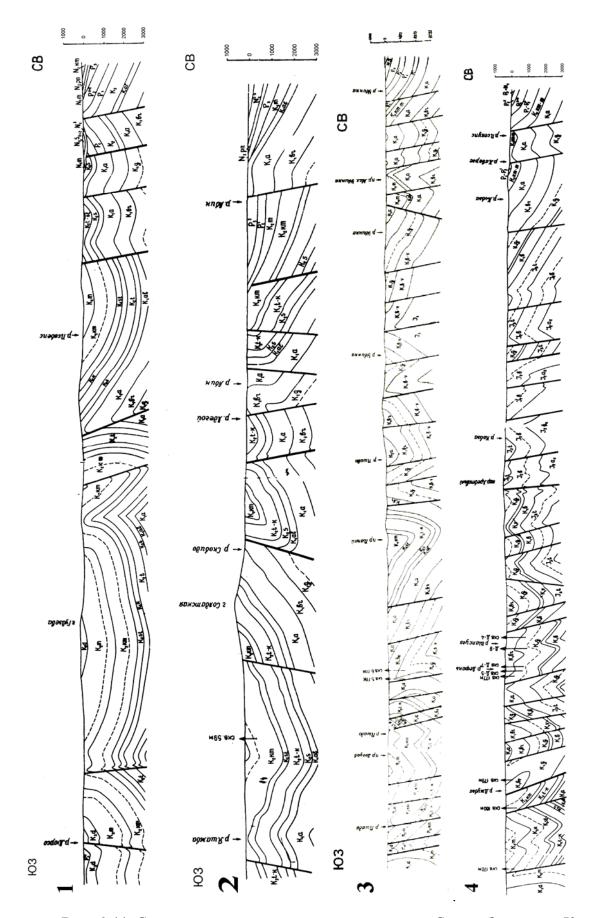
Два важных обстоятельства, касающиеся собственно структурного материала, также надо иметь в виду. Первое - это то, что в данном случае используются профили двух групп исследователей, которые составлялись независимо, и то, что площади, закрытые этими профилями, заметно не совпадают, хотя и частично перекрываются. Профили, составленные группой Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989], охватывают в основном западные районы (рис. 6-43, 6-44, профили 1 – 4), а пересечения, составленные Е.А. Рогожиным [Шолпо и др., 1993], ограничены с запада меридианом Туапсе (рис. 6-43, 6-45, профили 5 – 11). Кроме приведенных профилей Т.В. Гиоргобиани составил пересечения и для более восточных структур, но нами они не использовались. Чисто внешне две группы профилей различаются, поскольку манера их дорисовки отличалась, однако пересечения 1-4 вдоль линии каждого профиля содержат достаточно надежный материал. Второе обстоятельство правильнее отнести к неблагоприятным факторам – нами были использованы не пересечения масштаба 1:10000 (каковые, несомненно, были составлены и использовались авторами публикаций в качестве исходного материала), а копии, снятые с опубликованных работ. Однако, как оказалось, степень генерализации пересечений перед публикацией в обоих случаях была небольшой. Во всяком случае, размер выделенных в структуре доменов оставался в приемлемых рамках – от 3 км до 0.5 км для ячеек при средней величине 1.46 км для всего СЗК. Детально это будет показано ниже.



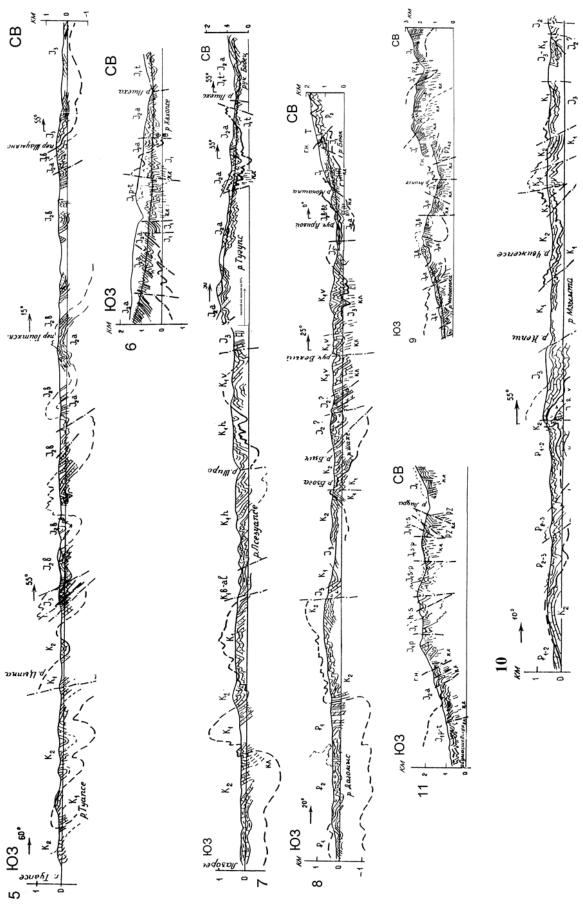
**Рис. 6-43.** Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа. Показаны 11 структурных пересечений, использованных в исследованиях происхождения структур разного ранга ([Яковлев, 2009б] с изменениями — добавлены ячейки). 1 — палеозойские метаморфические породы фундамента; 2 — отложения средней юры, терригенные флишоидные сланцы и песчаники; 3 — отложения верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, в основном терригенно-карбонатный флиш; 4 — отложения олигоцена, неогена и антропогена, моласса.

Из 11 исследованных профилей 8 профилей могут считаться относительно полными: они перекрывают основные структурно-фациальные зоны (рис. 6-43). Три коротких профиля (6, 9, 11), в основном в северных районах восточной половины СЗК, скорее важны как закрывающие некоторые неисследованные пространства, чем как характеризующие структуру каких-либо тектонических зон. Необходимо также отметить обстоятельство, существенное для понимания значения получаемых результатов реконструкции региона — только профили 8 и 10 в своих южных частях достигают параплатформенных структур Абхазской зоны, которые можно сопоставить с Окрибо-Сачхерской зоной Закавказского срединного массива, т.е. выходят на южное ограничение Большого Кавказа. В своих северных частях первые 5 профилей достигают или почти достигают зоны Ахтырского разлома — структуры, пограничной со Скифской плитой. Эти разрезы, как и разрез 7 к востоку от них ограничены с юга побережьем Черного моря, а не Закавказским срединным массивом, т.е не являются полными пересечениями. Таким образом, одного какого-то реального полноценного пересечения через всю структуру Северо-Западного Кавказа не существует, хотя при последовательном сопоставлении структур, представленных в соседних структурных разрезах такое пересечение вполне можно восстановить.

Заметим сразу, что исследование по восстановлению структуры Северо-Западного Кавказа хронологически было выполнено раньше (2007 г.), чем работа по реконструкции других трех зон (в 2011 г. [Яковлев, 2012а]; и 2013 г.), поэтому некоторые операции имеют особенности и отличаются от описанных выше, в параграфах 6. 1. 3 и 6. 1. 4. Материалы для стратиграфических моделей СЗК собирались двумя способами. Первый, разумеется, это — сбор литературного материала, в основном — описания стратиграфии в двух монографиях [Гиоргобиани,



**Рис. 6-44.** Структурные пересечения западной части Северо-Западного Кавказа, по [Гиоргобиани, Закарая, 1989].

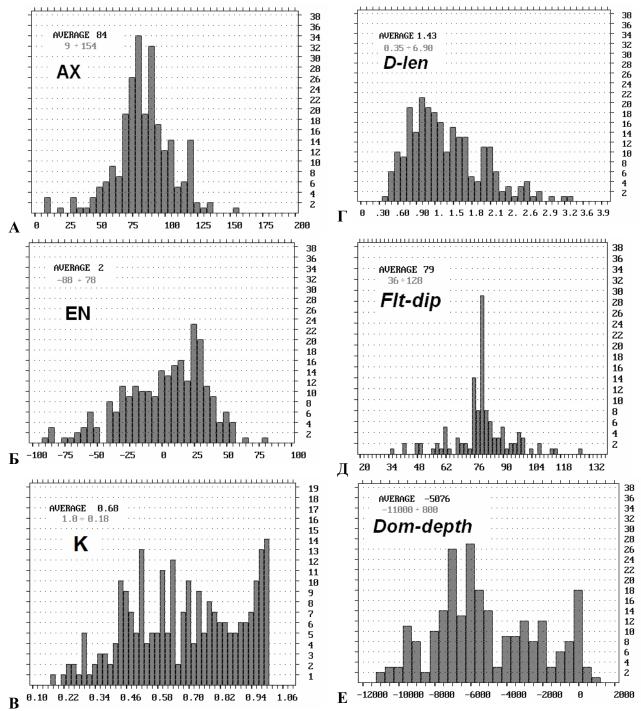


**Рис. 6-45.** Структурные пересечения восточной части Северо-Западного Кавказа, составлены Е.А.Рогожиным (по [Шолпо и др., 1993]).

Закарая, 1989; Шолпо и др., 1993]. Второй – измерение мощностей стратиграфических подразделений на крыльях складок непосредственно в структурных разрезах. При восстановлении структуры использовался вариант методики, когда фактически для каждого домена создавалась своя стратиграфическая модель. В случае, когда на небольшом расстоянии происходило резкое изменение мощности какого-либо подразделения, то в доменах между этими пунктами вводилось постепенное изменение мощности. Однако реально эта информация далее никак не использовалась, поэтому в других районах в позднем варианте методики для каждой ячейки создавалась своя обобщенная стратиграфическая модель. Для каждой ячейки значительная часть ее стратиграфическая модели чехла является, разумеется, предположением. В первую очередь это касается толщ нижней и средней юры в западной половине СЗК. При создании этих моделей все мощности подразделений предпочтительно считались постоянными: с востока они «передавались» по простиранию продольных блоков на запад. Такое «консервативное» решение было основано на идее не принимать немотивированных гипотез об После обобщения всех материалов было получено более двадцати их изменении. стратиграфических разрезов, из которых в таблице 6-21 в качестве примера представлены только четыре модели. За уровень «0» всегда принималась подошва олигоцена; в связи с этим все уровни вышележащих подразделений в моделях имели положительные значения например, в профиле 3 ячейке «С» майкопская толща имела мощность 500 м, а свита Горячего Ключа – 100 м, поэтому кровля всего осадочного чехла имела высоту 600 м. Характерной особенностью распределения мощностей чехла по региону является его уменьшение к северным доменам и к востоку, начиная с разреза 7, - уменьшение мощностей и в южных доменах тоже (табл. 6-22).

Дадим общую характеристику выделенным доменам. В материалах обоих групп пересечений было выделено и принято в обработку 243 домена. Несмотря на то, что и рисовка, и характер западной и восточной частей структуры сильно отличались, в данном случае мы не будем их анализировать отдельно. Длины доменов на гистограмме (рис. 6-46,  $\Gamma$ ) представляют собой асимметричное распределение с малым количеством коротких доменов 0.4, 05, 0.6 км (17 шт., среднее число доменов на интервал – 5.7), максимальным количеством средней длины 0.8-1.3 км (107, 7 интервалов, среднее 17.8) и сниженным для следующих шести интервалов 1.4 - 1.9 км (60, среднее 10) с последующим плавным снижением до уровня примерно 3 км, включая и три случая величин 4 – 7 км. Средняя длина домена составила 1.43 км. Как уже указывалось выше, такое распределение связано со значительной примитивностью структур на периклинали СЗК (см. профиль 1, рис. 6-44, A).

Основные структурные параметры доменов имеют следующую характеристику. При замерах углов падения за направление «О» принимался юг, поэтому падение структурной



**Рис. 6-46.** Гистограммы распределения числа замеров параметров по интервалам параметров (243 значения): А – гистограмма значений наклона АХ (среднее 84.0), Б – гистограмма значений наклона зеркала складок EN (среднее 2.3), В – гистограмма значений укорочений К (среднее 0.68 или 32%),  $\Gamma$  – гистограмма значений длин домена вдоль профиля (среднее 1.43 км), Д – гистограмма значений падения угла наклона разрывов (119 значений, среднее 79), Е – гистограмма значений глубины толщи в домене (среднее -5.1 км).

плоскости на север было меньше  $90^{\circ}$ , а на юг – больше  $90^{\circ}$ . Наклоны осевых поверхностей имеют почти симметричное распределение вокруг вертикальной позиции ( $90^{\circ}$ ) с некоторым смещением в сторону падения на север (среднее  $84^{\circ}$ , а локальные максимумы –  $80^{\circ}$  и  $90^{\circ}$ ). Средний наклон осевых поверхностей ( $120-130^{\circ}$  и  $50-60^{\circ}$ ) или даже их относительно пологое

**Таблица 6-21.** Примеры стратиграфических моделей. Подразделения с нулевыми мощностями не показаны (исключены из таблицы)

Яч.		чены из та Яч.:	. ,	Яч. 7	' A	Яч. 10 Е	
кровля	+600		0		+50		+1500
	100						
N1grt	+500						
111511	500		0		50	host+soch	1500
<del>P</del> 3-N1	+0	<del>P</del> 3-N1	0	<del>P</del> 3-N1	0	P3- mats	0
1 3-111	400	1 3-111	135	13-111	50	1 3- mats	250
<del>P</del> 2-1+2	-400	K2km	-135	<del>P</del> 2-3	-50	<del>P</del> 2-1+2	-250
T-Z-1+Z	500	K2KIII	200	<del>-</del> 2-3	50	<del>-</del> 2-1+2	600
₽1-il	-900	K2st	-335	<del>P</del> 2-1+2	-100	₽1-GK	-850
<del>1-</del> 11-11	300	K2St	500	<del>1</del> 2-1+2	50	FI-UK	600
₽1-GK	-1200	K2 t-cn	-835	K2m	-150	₽1-CC	-1450
FI-UK	500	KZ t-CII		K2III		F1-CC	ł
D1 J		V2amm	150	I/ Ol-m	100	D1 J	1000
<del>P</del> 1d	-1700	K2snm	-985	K2km	-250	<del>P</del> 1d	-2450
17.0	1300	17.1 1	75	77.1 1	100	17.2	70
K2m	-3000	K1al	-1060	K1al	-350	K2 st-m	-2520
17.01	1000	77.1	650	77.1	800	17.0	120
K2km	-4000	K1a	-1710	K1a	-1150	K2 t-cn	-2640
***	300		800		700		100
K2st	-4300	K1br	-2510	K1br	-1850	K2snm	-2740
	800		1100		700		200
K2 t-cn	-5100	K1h	-3610	K1h	-2550	K1 br-al	-2940
	300		0		600		250
K2snm	-5400	K1v	-3610	K1ber+v	-3150	K1h	-3190
	300		900		400		150
K1al	-5700	K1b+v	-4510	J3t	-3550	K1b+v	-3340
	1000		600		900		400
K1a	-6700	J3t	-5110	J3 o-km	-4450	J3t	-3740
	800		500		700		750
K1br	-7500	J3km	-5610	J2b	-5150	J3 o-km	-4490
	1100		2000		800		1000
K1h	-8600	J2b	-7610	J2a	-5950	J2b	-5490
	300		1000		1600		800
K1v	-8900	J2a2	-8610	J1-t+a	-7550	J2a	-6290
	700		1100		1000		500
K1b	-9600	J2a-in	-9710	J1-p	-8550	J1-t+a	-6790
	800		1300				500
J3t	-10400	J2a1cht	-11010			J1-p	-7290
	800		800				
J3km	-11200	J1-t	-11810				
	700		1000				
J2bj	-11900	J1-p	-12810				
	1000	•					
J2aa2	-12900						
	1100						
J2aa-in	-14000				1		
	1300				1		
J2aa1cht	-15300						
. Zun i Oiit	800				†		
J1-toar	-16100				†		
or war	1000				+		
J1-plin	-17100				+		
ar-biiii	-1/100		<u> </u>	<u> </u>			

**Таблица 6-22.** Мощности осадочного чехла (подошва нижней юры) по стратиграфическим моделям структурных ячеек, в километрах. Латинские буквы расположены с севера на юг.

		F			<u> </u>		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
проф. яч.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
A	-17.0	-15.2	-14.2	-13.6	-12.8	-12.8	-8.5	-9.1	-8.8	-9.8	-8.8
В	-17.0	-16.7	-14.7	-16.2	-12.8	-12.3	-11.5	-16.1	-8.8	-10.8	нет
С	-17.0	-17.3	-17.1	-16.2	-12.7	нет	-15.1	-16.1	нет	-10.8	нет
D	нет	нет	-17.1	-16.2	-16.1	нет	-9.8	-10.8	нет	-7.6	нет
Е	нет	нет	-17.1	-16.3	-16.1	нет	-9.8	-10.8	нет	-7.3	нет
F	нет	нет	-17.1	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет

залегание не является большой редкостью (рис. 6-46, А). Наклоны зеркала складок имеют более сложное распределение (рис. 6-46, Б). Несмотря на то, что среднее по всем доменам очень близко к горизонтальному  $(+2^{\circ})$ , в гистограмме можно увидеть следы бимодального распределения (-25°, падение на юг, и +25°) с заметным относительным пиком последнего (т.е. с падением на север). Крутые, почти вертикальные и опрокинутые залегания встречаются в обоих направлениях, но чаще – для южных падений. Еще более сложное распределение имеют величины сокращения внутри доменов (рис. 6-46, В). Поскольку в первых западных профилях структура имеет явно слабое сокращение, число соответствующих доменов велико (42 домена с сокращением 0.95 - 1.0 по формуле  $SH = l_1/l_0$ , что составляет от 5 до 0%). Остальные домены только в первом приближении показывают нормальное распределение вокруг среднего 0.68 (32% или 1.47 раза), начинаясь с очень больших значений 0.17-0.25 (83-75% или 6-4 кратное, 6 случаев) и имея локальные пики на 0.45 (55%, 14 случаев), 0.6 (40%, 13 случаев). Наклон плоскостей сместителей разрывов демонстрирует очень узкий коридор вокруг значения 80°, т.е вблизи вертикального положения с наклоном на север (т.е. с очень слабой южной вергенцией). При этом небольшое количество других пиков со средними значениями (60°, 100°, 110°) тоже имеет место (рис. 6-46, Д). Если дополнительно к основным параметрам учитывать еще и ориентировку плоскостей разрывов, то в целом складчато-разрывную структуру Северо-Западного Кавказа можно назвать симметричной с очень слабой южной вергенцией и относительно слабым или средним сокращением пространства. Последняя часть рисунка, характеризующего статистические свойства полученного структурного материала, иллюстрирует распределение уровня стратиграфии в выделенных доменах (рис. 6-46, Е). Поскольку структура СЗК охватывает почти весь диапазон мезо-кайнозойского осадочного чехла, то и стратиграфические уровни в доменах представлены достаточно равномерно, с некоторыми максимумами около -10 км, -6/-7 км, -2/-3 км при среднем значении -5 км.

После замеров всех структурных параметров материал сводился в файлы для компьютерного восстановления структуры, и затем были проведены процедуры первоначального балансирования. В табл. 6-23 приведены примеры такого материала.

После выделения доменов и первоначального восстановления доскладчатой структуры основные восемь профилей были разбиты на структурные ячейки (рис. 6-47). В самой западной части региона (профили 1 и 2), на периклинали всего сооружения, таких ячеек было выделено по три на каждый профиль. Поскольку структура была представлена в основном крупными складками, здесь длина доменов вдоль линии профиля в среднем была максимальной: их число составило 15 и 20 для профилей длиной 41.6 и 36.1 км. Далее на восток число структурных ячеек составляло 5-6 для полных пересечений, а число доменов в ячейке составляло от 3 до 11 при среднем количестве 5 – 6.

**Таблица 6-23.** Материалы для расчета восстановленных структурных профилей Северо-Западного Кавказа в варианте после окончательного балансирования. Использовалась программа **CROSS-B2.EXE** 

Обозначения: АХ – наклон осевой плоскости, EN – наклон зеркала складок, SH – величина укорочения, DLEN – длина отрезка профиля для домена в метрах, DTl – наклон отрезка профиля, Cл1 – служебный параметр (наличие разрыва - 3), Flt – наклон плоскости разрыва (0 – его отсутствие), Str-D – глубина входной точки домена по стратиграфической модели (за разрывом всегда значения глубины заданы, остальные получены в результате расчетов), Сл2 и Сл3 – служебные параметры (сколько складок нарисовать, каким цветом), Сл4 – служебный комментарий (номер домена, возраст толщи)

AX	EN	SH	DLEN	DTl	Сл1	Flt	Str-D	Сл2	Сл3 Сл4
sec1	NWC								
118	26	0.98	2678	-2	1	0	800	3	14 1-N2kim
57	-31	0.99	2000	-8	3	79	-800	3	11 2-Pg1
96	13	0.94	2110	7	3	78	-5200	3	10 3-K2snm
78	-14	0.84	1747	-1	3	80	-5300	3	10 4-K2snm
86	-8	0.91	1590	4	1	0	-4970	3	10 5-K2trn
90	2	0.94	4445	0	3	79	-2600	3	10 6-K2m
68	28	0.49	4303	0	1	0	-2746	3	10 7-K2km-al
72	-87	0.56	2495	-1	3	68	-5300	3	10 8-K2snm
75	30	0.46	2186	2	3	71	-2600	3	14 9-K2d
47	-41	0.85	2704	-3	1	0	-3268	3	10 10-K2km
89	0	0.97	6903	0	1	0	-1852	3	14 11-K2d
89	15	0.74	2875	0	1	0	-1840	3	10 12-K2m
33	-54	0.93	1999	2	3	83	-3500	3	10 13-K2km
AX	EN	SH	DLEN	DTl	Сл1	Flt	Str-D	Сл2	Сл3 Сл4
90	-21	0.89	1535	-1	1	0	-1957	3	14 14-K2d
82	-5	0.92	2112	-1	3	97	-1200	3	14 15-K2-Pg
sec3	NWC								
108	24	0.96	3077	2	1	0	700	3	11 1-N3
83	38	0.69	1619	-1	3	78	-500	3	14 2-Pg1-2
83	-2	0.87	1738	-1	3	78	-2150	3	2 3-K1ap
83	3	0.79	1211	-1	3	80	-2100	3	2 4-K1ap
91	1	0.55	1746	1	3	79	-2200	3	10 5-K2m

80	-7	0.61	706	1	3	80	-2100	3	10	6-K2m
103	29	0.87	1969	-1	3	104	-3200	3	2	7-K1ap
119	30	0.96	2624	2	1	0	-4091	3	3	8-K2h
104	15	0.98	1969	-1	3	79	-5000	3	3	9-K3h
81	26	0.59	1970	2	3	79	-5200	3	3	10-K1h
83	-59	0.57	2216	-3	3	80	-7200	3	3	11-K1be-v
75	25	0.52	2275	5	3	79	-5700	3	3	12-K1h
80	-39	0.67	2051	1	3	79	-7000	3	3	13-K1h
83	-21	0.90	1339	-6	3	83	-6800	3	2	14-K1h
92	18	0.78	1283	<b>-</b> 5	1	0	-6479	3	2	15-K1br
83	56	0.45	1233	2	3	81	-7000	3	2	16-K1br
78	-65	0.60	1399	-4	3	79	-7600	3	2	17-K1br
79	-72	0.29	1572	5	3	83	-5700	3	10	18-K2
76	6	0.46	2121	-4	1	0	-4784	3	10	19-K2t-cn
122	35	0.99	1530	-1	1	0	-4964	3	10	20-K2t-cn
122	25	0.99	1686	0	1	0	-5856	3	10	21-K2
122	26	0.99	2775	-1	3	80	-5500	3	2	22-K1al
54	-24	0.44	2593	-1	3	76	-6100	3	2	23-K1ap
9	-86	0.89	1174	-1	3	80	-6700	3	2	24-K1ap
9	-84	0.90	1278	0	3	81	-5300	3	2	25-K1al
54	-55	0.95	780	1	3	77	-5100	3	10	K2t-cn
81	-11	0.62	855	3	3	76	-2800	3	10	26-K2m
91	-38	0.73	1203	-1	1	0	-2672	3	10	27-K2m
88	1	0.73	1582	-1	1	0	-1992	3	10	28-K2m
81	23	0.81	1330	-1	3	80	-3000	3	10	29-K2m
81	26	0.80	1501	1	3	81	-2800	3	10	30-K2m
81	44	0.57	1189	2	3	81	-2600	3	14	31-K2d
81	5	0.44	735	1	3	80	-1300	3	14	32-K2d
									14	
81 9	5 -88 <b>EN</b>	0.44	735	1	3	80	-1300	3	14 10	32-K2d
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b>	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b>	0.44 0.99 <b>SH</b>	735 1025 <b>DLEN</b>	1 -1 <b>DT1</b>	3 3 <b>Сл1</b>	80 80 <b>Flt</b>	-1300 -2100 <b>Str-D</b>	3 3 <b>Сл2</b>	14 10 Сл3	32-K2d 33-K2m <b>3 Сл4</b>
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93	735 1025 <b>DLEN</b> 3376	1 -1 <b>DT1</b> 0	3 3 <b>Сл1</b>	80 80 <b>Flt</b>	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000	3 3 <b>Сл2</b> 3	14 10 <b>Сл</b> 3	32-K2d 33-K2m <b>3 Cπ4</b> 1-J3
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101	1 -1 <b>DT1</b> 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1	80 80 <b>Flt</b> 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726	3 3 <b>Сл2</b> 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3	32-K2d 33-K2m <b>3 Сл4</b> 1-J3 2-J3
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90 101	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90 101 95	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3 11 11 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90 101 95 92	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 1	32-K2d 33-K2m 3 Cπ4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90 101 95 92 105	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 3 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 1	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj
81 9 <b>AX</b> <b>sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 3 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3 11 11 9 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 3 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3 11 11 9 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0	3 3 <b>C</b> π1 1 1 1 3 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171	3 3 <b>Cπ2</b> 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Сл</b> 3 11 11 9 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 3 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18	0.44 0.99 <b>SH</b> 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18 31	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0	3 3 <b>C1</b> 1 1 1 3 1 1 1 1 1 1 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500	3 3 <b>Cπ2</b> 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18 31 25	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 0 -1	3 3 <b>C1</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18 31 25 -18	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691	3 3 <b>Сл2</b> 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18 31 25 -18 34	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 -1 1 -2	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99 77	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 -18 31 25 -18 34 29	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69 0.57	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672 773	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 0 -1 1 -2 -2	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 1 3 3 1 1 1 3 3 3 1 1 1 3 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0 0 62	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421 -8800	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj 16-J3
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99 77 83	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 -18 31 25 -18 34 29 41	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69 0.59	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672 773 354	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 0 -1 1 -2 -2 0	3 3 <b>Cπ1</b> 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 1 3 3 3 1 1 3 3 3 3 3 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0 0 62 49	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421 -8800 -8200	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj 16-J3 17-J3
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99 77 83 88	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 -18 31 25 -18 34 29 41 31	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69 0.57 0.59 0.60	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672 773 354 1558	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 -1 1 -2 -2 0 0	3 3 <b>C T</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 3 3 3 3 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0 62 49 47	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421 -8800 -8200 -4200	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj 16-J3 17-J3 18-K2
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99 77 83 88 90	5 -88 <b>EN</b> NWC -5 16 44 37 55 47 35 29 12 9 -18 31 25 -18 34 29 41 31 24	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69 0.57 0.60 0.60	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672 773 354 1558 2383	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 0 -1 1 -2 0 0 -1	3 3 CA1  1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 3 3 1 1 1 3 3 1	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0 62 49 47 0	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421 -8800 -8200 -4200 -4774	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 11 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj 16-J3 17-J3 18-K2 19-K1
81 9 <b>AX sec5</b> 85 90 101 95 92 105 92 119 93 96 62 68 79 70 99 77 83 88	5 -88 <b>EN</b> <b>NWC</b> -5 16 44 37 55 47 35 29 -18 31 25 -18 34 29 41 31	0.44 0.99 SH 0.93 0.76 0.80 0.54 0.60 0.43 0.47 0.90 0.63 0.74 0.39 0.52 0.47 0.38 0.69 0.57 0.59 0.60	735 1025 <b>DLEN</b> 3376 2101 874 820 1185 1388 2039 2368 2564 1380 1645 1042 2712 2179 1672 773 354 1558	1 -1 <b>DT1</b> 0 0 0 0 0 0 0 -1 1 0 -1 1 -2 -2 0 0	3 3 <b>C T</b> 1 1 1 1 1 1 1 1 1 3 3 1 1 1 3 3 3 3 3	80 80 <b>Flt</b> 0 0 0 0 64 0 0 0 0 0 58 41 0 62 49 47	-1300 -2100 <b>Str-D</b> -5000 -4726 -5184 -5763 -6000 -6968 -7482 -8138 -9171 -9539 -9681 -6500 -7000 -7691 -7421 -8800 -8200 -4200	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	14 10 <b>Cn</b> 3 11 11 9 9 9 9 9 1 1 1 9 9 9	32-K2d 33-K2m 3 Cn4 1-J3 2-J3 3-J2bj 4-J2aa 5-J2bj 6-J2bj 7-J2bj 8-J2bj 9-J2aa 10-J2aa 11-J2aa 12-J2bj 13-J2bj 14-J2bj 15-J2bj 16-J3 17-J3 18-K2

70 49	28 -18	0.23	1680 2096	-1 -1	1 1	0	-4512 -4792	3		22-K1 23-K2
AX sec7	EN NWC	SH	DLEN	DT1	Сл1	Flt	Str-D	Сл2	Сл	3 Сл4
105	-14	0.69	1733	<b>-</b> 9	1	0	-7000	3	1	1-J1aa
92	20	0.87	1414	1	1	0	-6881	3		2-J1aa
104	54	0.87	470	8	3	97	-6800	3	1	
100	-30	0.67	718	2	3	107	-6500	3	1	
100	-14	0.67	813	1	1	0	-6167	3	9	
91	<del>-</del> 15	0.47	1044	1	1	0	-5999	3	9	
90	29	0.47	1294	7	1	0	-5858	3	9	7-J2aa
78	20	0.63	1440	6	3	74	-9000	3	9	
76	9	0.69	1272	8	1	0	-9259	3	9	
87	8	0.78	1004	5	1	0	-9275	3	9	
87	<del>-</del> 26	0.78	1016	<b>-</b> 4	1	0	-9317	3		10 02aa 11-J2aa
82	13	0.73	851	10	1	0	-8995	3		12-J2aa
71	-30	0.52	851	-20	1	0	-9030	3		13-J2aa
68	10	0.52	1204	-12	3	57	-9500	3		14-J3
75	3	0.40	821	3	3	83	-7100	3		15-K1-1v
82	24	0.64	1138	3	1	0	-7099	3		16-K1-1v
91	-27	0.54	1060	-6	1	0	-7407	3		17-K1-1h
78	-35	0.51	860	-1	1	0	-7175	3		18-K1-1h
75	4	0.68	811	<del>-</del> 19	1	0	-6908	3		19-K1-1h
74	18	0.69	773	6	3	83	-4800	3		20-K1-1h
67	40	0.43	790	3	1	0	-4934	3	2	
77	30	0.46	815	-9	1	0	-5384	3	2	
77	19	0.46	602	-1	1	0	-5707	3	2	
44	-2	0.42	807	-5	1	0	-5818	3	2	
96	17	0.95	1121	1	3	67	-5800	3	3	25-K1-2
105	32	0.82	1496	-1	3	75	-5500	3	3	29-K1-2
84	-18	0.69	1047	1	1	0	-6199	3	3	27-K1-2
80	-30	0.69	935	1	1	0	-5958	3		28-K1-2
69	37	0.63	998	-2	1	0	-5605	3		29-K2
74	-28	0.29	1445	-1	1	0	-6351	3		30-K1-2
	F 1	0 00	1 - 1 1	-	-	0	64.55	_	1 0	0.10

88

89

53 -51 0.22 1744

8 0.91

5 0.95

1455

1292

Анализ типа разрывных нарушений и определение амплитуды смещения по ним выявили определенные проблемы для разрывов с большой амплитудой. Так, в профилях 4 и 5 по формальным параметрам были зафиксированы крупные перемещения. В профиле 4 между доменами 30 и 31 обнаружился надвиг с амплитудой 11.5 км с юга на север, а в профиле 5 между доменами 16, 17 и 18 надвиги имели амплитуду 6.9 и 23.3 км (с севера на юг). Вполне очевидно, что реально такое сочетание надвигов в линейной складчатости является маловероятным – такие крупные надвиги должны были прослеживаться в соседних профилях. Объяснений такой ситуации может быть дано два, и они могут действовать как по отдельности, так и в комбинации друг с другом). Первое и самое простое уже давалось в параграфе 6. 2. 3

1

1

1

1

-1

0 -6351 0 -6157

-6009

0

10 31-K2

10 33-K2

3

3

-5845 3 10 32-K2

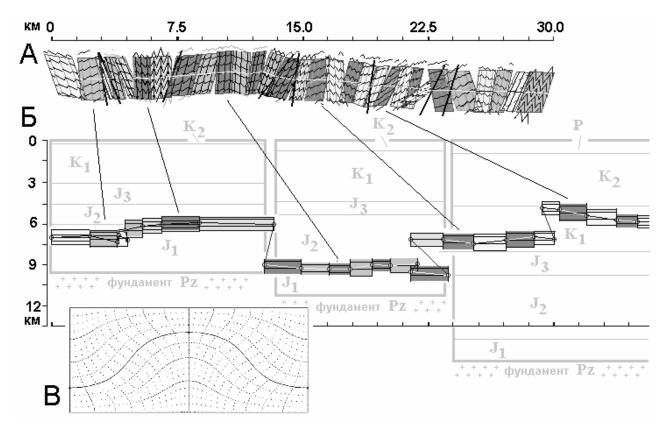


Рис. 6-47. Пример реконструкции структурного пересечения (по [Яковлев, 2009в], с изменениями). Дана часть профиля 7, север слева, вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковые. Показаны 30 из 33 доменов для современной структуры и 24 для восстановленной. А – компьютерная модель структуры, построенная по замерам в доменах, заливка серым тоном разной плотности показывает разные домены. Б – результат реконструкции; идентичные домены на двух сечениях (А и Б) соединены тонкими линиями. В – схема деформации в двух смежных структурных ячейках, показанная искажениями сетки точечных линий (для первоначального положения сетка образовывала квадраты). Светлосерыми линиями в доскладчатой структуре (Б) показаны выделенные три структурных ячейки и основные стратиграфические горизонты в них; вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов одинаковы.

(стр. 260) — если существуют дуплексные структуры, то относительно короткий отрезок плоскости разрыва, близкий к зеркалу складок, формально будет давать большую амплитуду, а соседний отрезок того же разрыва покажет небольшую амплитуду, но реальную. То есть случайные «выбросы» в результатах с индикацией крупных перемещений возможны по объективным причинам. Второе объяснение требует введения некоторых коррекций в стратиграфические модели. Если в более северных блоках (Гойтхская зона) выше верхнеюрских отложений реально накапливались меловые толщи меньшей мощности, чем к югу от обсуждаемого разрыва, то перед складчатостью одновозрастные породы (верхняя юра) будут занимать существенно разную глубину в соседних блоках. Это возможно, поскольку к западу от Гойтхской зоны в разрезе меловых отложений есть заметные перерывы и несогласия. Если вводить в стратиграфическую модель такую поправку, то амплитуда смещения по пологому надвигу может значительно уменьшиться. Такая ситуация показана на рис. 6-47 для

соотношения второй и третьей ячеек в профиле 7, но там случай касался относительно крутого разрыва (сброса) на 15-м километре современного профиля. Здесь подошва верхней юры занимает позиции -5.7 и -9.5 км. Для обсуждаемых случаев крупных надвигов пока остается неясно, какую именно поправку следует вводить, поскольку неизвестна достоверно мощность размытой части осадочного чехла. В связи со всем вышесказанным было решено амплитуды смещения по надвигам в 11.5 км (профиль 4) и 23.3км (профиль 5) проигнорировать, как нереальные. Амплитуда надвига в 6.9 км, которая смещала два соседних блока с породами верхней юры в профиле 5, была сохранена.

Вторая проблема, которая была выявлена для западных профилей, касалась способа генерализации материала, использованного автором, Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989] перед публикацией структурных разрезов. Весьма сложные структуры самого южного ограничения профилей содержали опрокинутые складки. Опубликованная структура в единичных доменах имела такую конфигурацию, что ее расшифровка приводила к появлению нескольких наложенных друг на друга доменов (на разрезе в доскладчатом состоянии), что не могло быть реальным. В связи с этим такие домены исключались из рассмотрения, но это не приводило к значительным потерям информации, поскольку это касалось 1-2 самых южных доменов в профилях 3 и 4.

#### 6. 4. 2 Результаты расчетов

После проведения всех процедур восстановления структуры и выделения структурных ячеек были определены их доскладчатая и современная длина вдоль профиля, а также величина укорочения как профилей целиком (табл. 6-24), так и ячеек (табл. 6-25). Если принять во внимание, что сокращение профилей 4 и 5 было фактически скорректировано в сторону уменьшения, и исключить эти данные вместе с неполными профилями, то видно, что величина укорочения меняется по простиранию всего СЗК достаточно плавно (от 15 % до 30-40%). Даже данные с поправкой (пр. 4 и 5) на этом фоне выглядят как значительные. Результаты по ячейкам отражены в табл. 6-25, в колонках 1-5. Заметим, что доля сокращения за счет разрывов в общем сокращении менялась от профиля к профилю значительно (от -0.14 до 0.98), при этом иногда фиксировалось растяжение. Если из последовательности убрать короткие профили и явный выброс (помечены \*, табл. 6-24) то средняя доля составит 0.11, т.е. только десятая часть всего сокращения обеспечивалась по надвигам и сбросам.

Для визуализации данных по величинам сокращения сокращению была построена карта в аксонометрической проекции, в которой совмещены доскладчатые и современные координаты структурных ячеек (рис. 6-48). С учетом стратиграфических моделей для каждой ячейки по этим данным стало возможным построить квазитрехмерную модель всего сооружения для доскладчатой стадии (стадия 1), в которой были показаны позиции основных

стратиграфических разделов (табл. 6-25, колонки 6-8). Визуализация данных представлена в виде блок-диаграммы в аксонометрической проекции, в которой в некоторых случаях объединялись данные и полных, и дополнительных пересечений (рис. 6-49). Попробуем определить ширину структуры СЗК на стадии 1 (доскладчатая, постседиментационная). Для этого нам потребуется сопоставить структурные ячейки на соседних пересечениях (рис. 6-48,

**Таблица 6-24.** Результаты вычислений длин профилей целиком (неполные профили помечены \*) и определения величин сокращения. Длины приводятся в километрах. Колонка 7 показывает долю сокращения по разрывам (среднее 0.11 [Яковлев, 2009г]).

номер	Количество	Количество	Досклад.	Соврем.	Величина	Разрыв
профиля	ячеек	доменов	длина	длина	сокр. (%)	доля
1	2	3	4	5	6	7
1	3	15	49.8	41.6	0.84 (16%)	-0.08
2	3	19	40.9	36.1	0.88 (12%)	0.98*
3	6	34	82.3	55.3	0.67 (33%)	0.26
4	5	35	71.7	48.7	0.68 (32%)	0.31
5	5	23	82.4	39.4	0.48 (52%)	0.13
6*	2	12	27.0	13.2	0.49 (51%)	0.08
7	5	33	58.4	34.9	0.60 (40%)	-0.14*
8	5	27	55.6	34.5	0.62 (38%)	0.1
9*	2	13	18.1	11.1	0.61 (39%)	-0.71*
10	5	26	40.1	27.2	0.68 (32%)	0.22
11*	1	6	8.3	4.9	0.59 (41%)	-0.11*

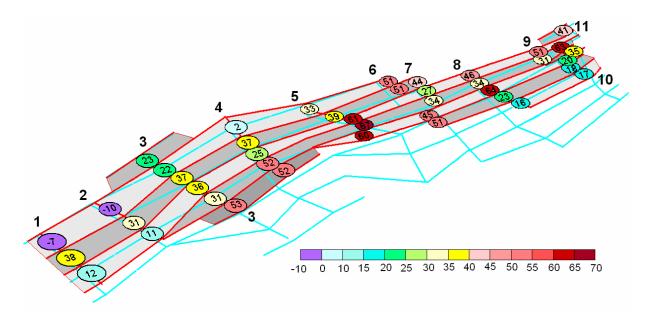


Рис. 6-48. Карта доскладчатого и современного положения границ структурных ячеек ([Яковлев, 2009а], со значительными изменениями). Красные линии с номерами и эллипсами в структурных ячейках — современное положение структурных пересечений, голубые (большей длины) — соответствующие доскладчатые пересечения. Соединяющие структурные ячейки субпараллельные линии — границы ячеек в доскладчатых и современных координатах. Заливка различной тональности, выполненная для современных координат границ ячеек, подчеркивает их конфигурацию. Цифры и цвет заливки в эллипсах — величина укорочения в ячейках (Sh, %), в соответствии со шкалой справа внизу.

**Таблица 6-25.** Результаты вычислений современных и доскладчатых длин отрезков профилей для структурных ячеек, величин сокращений и глубин маркирующих горизонтов для трех стадий развития ([Яковлев, 2009в], с изменениями). Длины и глубины приводятся в километрах.

Тадп	II pus	ВИТИЯ	([311	овлев,	, =00) E	, • 11	JIVICIIC	711117111111	<i>)</i> . <del>Д</del> унн	IDI II I	Jij Ollii	ы прин	одли	<i>,,,</i> D KI	
Профиль. яч.	Число доменов	Досклад. длина	Соврем. длина	Коэффиц. сокр.	Подошва Ј	Подошва К	Подошва Р	Подошва Ј	Подошва К	Подошва Р	Подошва Ј	Подошва К	Подошва Р	Подн. фундам.	Разн. фундам.
	·					адия			гадия			тадия			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1A	6	13.6	14.5	1.07	-17	-9.5	-0.9	-15.8	-8.8	-0.8	-13.3	-6.3	1.7	2.6	3.7
1B	4	18.8	11.7	0.62	-17	-9.5	-0.9	-27.3	-15.2	-1.5	-22.7	-10.6	3.2	4.6	-5.7
1C	5	17.4	15.4	0.88	-17	-9.5	-0.9	-19.3	-10.7	-1	-17.1	-8.6	1.1	2.2	-0.1
2A	8	13.5	14.9	1.1	-15.2	-7.7	-0.9	-13.8	-7	-0.8	-12.4	-5.5	0.6	1.5	2.8
2B	5	16.1	11.1	0.69	-16.7	-9.2	-1.2	-23.3	-12.5	-1.3	-18.8	-7.9	3.2	4.5	-2.1
2C	6	11.2	10	0.89	-17.3	-9.8	-1.2	-19.4	-11	-1.3	-15.9	-7.5	2.2	3.5	1.4
3A	6	13.1	10.1	0.77	-14.2	-6.7	-1.2	-18.4	-8.7	-1.6	-16.7	-6.9	0.2	1.8	-2.5
3B	5	13.7	10.7	0.78	-14.7	-7.2	-1.2	-18.8	-9.2	-1.5	-12.6	-3	4.7	6.2	2.1
3C	6	15.2	9.6	0.63	-17.1	-9.6	-1.2	-27.1	-15.2	-1.9	-16.8	-4.9	8.4	10.3	0.3
3D	5	15.1	9.7	0.64	-17.1	-9.6	-1.2	-26.7	-15	-1.9	-18.2	-6.5	6.7	8.5	-1.1
3E	8	15.7	10.8	0.69	-17.1	-9.6	-1.2	-24.8	-13.9	-1.7	-19	-8.2	4	5.7	-1.9
3F	4	9.5	4.4	0.47	-17.1	-9.6	-1.2	-36.4	-20.4	-2.6	-31.7	-15.7	2.2	4.7	-14.6
4A	10	15.9	15.5	0.98	-13.6	-6.2	-1.4	-13.7	-6.3	-1.4	-11.6	-4.1	0.8	2.2	2
4B	6	13.7	8.7	0.63	-16.2	-8.8	-1.4	-20.2	-9.9	-1.9	-8.7	1.6	9.7	11.5	7.5
4C	10	15.8	11.8	0.75	-16.2	-8.8	-1.4	-21.6	-11.7	-1.8	-12.7	-2.8	7.1	8.9	3.5
4D	4	9.7	4.7	0.48	-16.2	-8.8	-1.4	-33.8	-18.3	-2.8	-20.7	-5.3	10.2	13	-4.5
4E	5	16.6	8	0.48	-16.3	-8.9	-1.4	-34	-18.5	-2.8	-27.3	-11.9	3.9	6.7	-11
5A	6	14.4	9.7	0.67	-12.8	-4.5	0	-19.1	-6.7	0	-11.2	1.2	8	8	1.6
5B	5	16.3	10	0.61	-12.8	-4.5	0	-21	-7.4	0	-7	6.6	14	14	5.8
5C	3	15.1	5.9	0.39	-12.7	-5.7	-0.4	-32.5	-14.5	-1	-14.2	3.7	17.2	18.2	-1.5
5D	4	13.2	4.4	0.33	-16.1	-8	-1	-48.8	-24.2	-2.9	-26.6	-2.1	19.3	22.2	-10.5
5E	5	23.3	9.3	0.4	-16.1	-8	-1	-40.3	-20	-2.4	-29	-8.7	8.9	11.3	-12.9
6A	5	12.6	6.1	0.49	-12.8	-4.5	0	-26.1	-9.2	0	-9.4	7.5	16.7	16.7	3.4
6B	7	14.4	7.1	0.49	-12.3	-4.5	0	-25.1	-9.2	0	-5.7	10.2	19.4	19.4	6.6
7A	7	13.3	7.5	0.56	-8.5	-3.1	0	-15.1	-5.4	0	-4.4	5.3	10.7	10.7	4.1
7B	6	8.7	6.3	0.73	-11.5		0	-15.8	-6.2	0	-4.6	5	11.2	11.2	6.9
7C	11	14.6	9.6	0.66	-15.1	-8	-1	-22.9	-12.1	-1.4	-13.2	-2.5	8.2	9.7	1.9
7D	6	12.7	7	0.55	-9.8	-6.3	-2.5	-17.8	-11.4	-4.5	-6.9	-0.6	6.3	10.9	2.9
7E	3	9.2	4.5	0.49	-9.8	-6.3	-2.5	-19.9	-12.8	-5.1	-7.7	-0.6	7.1	12.2	2.1
8A	6	10.5	5.6	0.54	-9.1	-4.5	0	-16.9	-8.4	0	-3.6	4.9	13.3	13.3	5.5
8B	7	11.4	7.5	0.66	-16.1	-8	-1	-24.4	-12.1	-1.4	-12.4	-0.2	10.5	11.9	3.7
8C	4	12.7	4.6	0.36	-16.1	-8	-1	-44.7	-22.2	-2.6	-25.1	-2.6	17	19.6	<b>-9</b>
8D	6	12.7	9.8	0.77	-10.8	-6.3	-2.5	-14	-8.2	-3.3	-7.9	-2.1	2.8	6	2.9
8E	4	8.3	7	0.84	-10.8	-6.3	-2.5	-12.8	-7.5	-3	-10	-4.6	-0.1	3.4	0.8
9A	5	6.6	3.2	0.49	-8.8	-3.3	-0.2	-17.9	-6.6	-0.4	-5.6	5.7	11.9	12.3	3.2
9B	8	11.5	7.9	0.69	-8.8	-3.1	0	-12.4	-4.4	0	-2.2	5.7	10.2	10.2	6.6
10A	5	10.1	3.7	0.37	-9.8	-6.3	-2.5	-26.4	-17	-6.8	-15.2	-5.8	4.4	11.1	-5.4
10B	5	6.7	4.4	0.65	-10.8	-6.3	-2.5	-16.5	-9.7	-3.8	-8.3	-1.5	4.4	8.2	2.5
10C	5	6.9	5.5	0.8	-10.8	-6.3	-2.5	-13.4	-7.9	-3.1	-6.9	-1.3	3.4	6.5	3.9
10D	6	8.9	7.3	0.82	-7.6	-3.6	-1.8	-9.1	-4.4	-2.1	-9.1	-4.4	-2.1	0	-1.5
10E	5	7.6	6.3	0.83	-7.3	-3.3	-1.5	-8.7	-4	-1.7	-8.6	-3.9	-1.7	0	-1.3
11A	6	8.3	4.9	0.59	-8.8	-3.3	-0.2	-14.8	-5.5	-0.3	-5.4	3.8	9.1	9.6	3.4

рис. 6-49). Пересечения 1 и 2 (ширина 40-50 км) явно надо исключить из рассмотрения, поскольку их южный борт срезан берегом Черного моря. Добавляя к профилям 4 и 5 северную ячейку от профиля 3, которая доходит до Ахтырского разлома, получаем довольно стабильную доскладчатую ширину видимой структуры в 83 – 95 км, которая, тем не менее, является неполной.

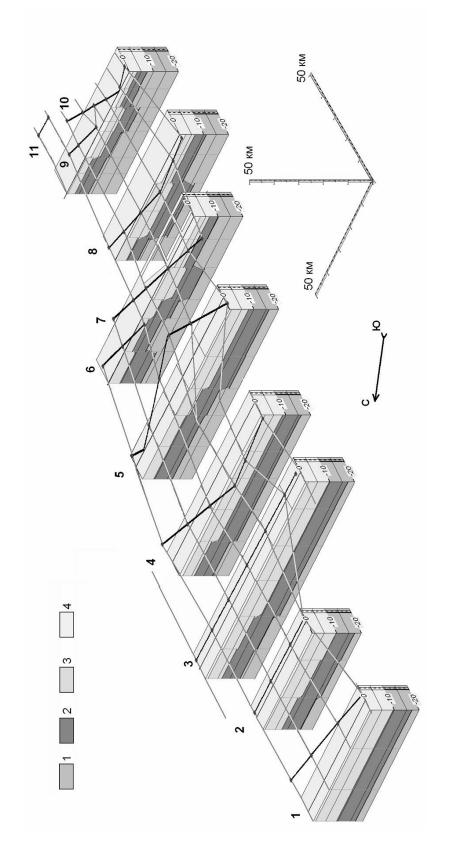


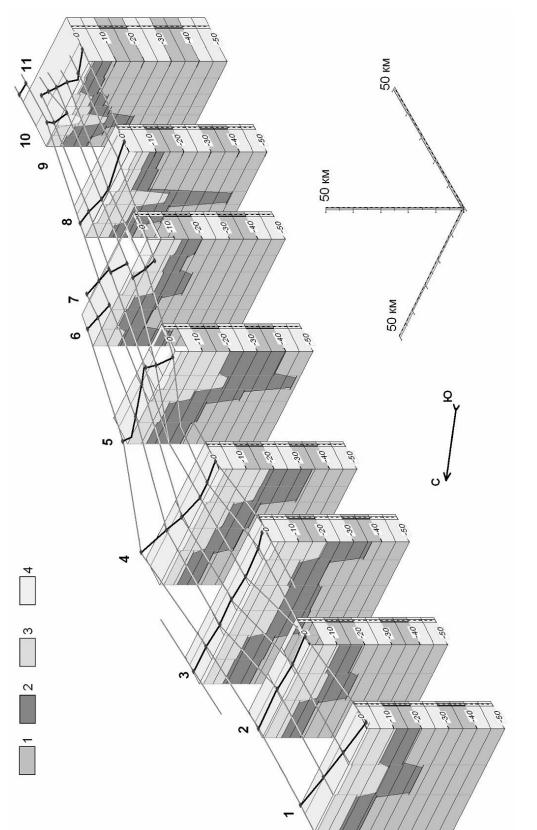
Рис. 6-49. Доскладчатая структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного Кавказа структурные пересечения (расположение разрезов – рис. 6-43), серые – границы ячеек и интерполяция структуры между разрезами. На разрезах серым цветом разной плотности показаны: 1 – палеозойский метаморфический аксонометрической проекции). Масштабные линейки по осям показаны справа внизу. Черные линии и номера разрезы (обобщенные фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения; 4 – палеоценовые и эоценовые отложения. модели виде квазитрехмерной показанная (стадия  $2009_{\mathbf{B}}$ Яковлев,

Следующий к востоку профиль 7 пока тоже не может считаться полным, но если к нему также добавить северную ячейку, то ширина структуры окажется почти той же, что и профилей 3-5. С этого профиля и далее на восток начинается зона, в которой северные блоки (не вошедшие в профиль) испытали позднекиммерийские движения, что привело к уменьшению ширины всей активной позднеальпийской структуры. Напомним, что профили 8 и 10 дотягиваются на юге до Закавказского массива, поэтому мы исключим для них самые южные структурные ячейки. Если считать, что профиль 8 дотягивается до ГКР и добавляя к северным ячейкам профиля 10 две ячейки от профилей 9 и 11, то получаем вполне постоянную ширину структуры в 47 км (или 60 км, если добавить северную ячейку профиля 6 к профилю 7). Таким образом, всю доскладчатую структуру Северо- Западного Кавказа можно представить себе, как прогиб шириной около 100-120 км в западной части, который в своей восточной части на этапе накопления карбонатного флиша (поздняя юра — палеоген) сузился до ванны шириной примерно 50 км на юге структуры за счет перехода в параплатформенную стадию своей северной половины в результате позднекиммерийских (предпозднеюрских) складчатых движений.

В соответствии с основным алгоритмом исследования, следующий шаг анализа был направлен на выявление геометрии стратиграфических разделов в структурных ячейках на второй стадии развития - постскладчатой доорогенной, соответствующей по времени от олигоцена до сармата и для которой (в соответствии с технической версией истории развития) было характерно, во-первых, реализация всей амплитуды сокращения пространства, а вовторых, полное отсутствие размыва кровли осадочного чехла. Еще раз повторим, что, разумеется, одной из целей дальнейших исследований будет поиск возможностей реально оценить существующее соотношение во времени движений складкообразующих (горизонтальное сокращение, в чистом виде сопровождавшееся погружением кровли фундамента) и орогенного поднятия (поднятие готовой складчатой структуры и размыв кровли осадочного чехла). Если эти два типа движений как-то реально сочетаются, то должен быть размыв кровли чехла параллельно с укорочением. На настоящий момент неясно, по каким данным можно было бы оценить соотношение этих двух движений во времени и по пространству (в масштабе ячеек). Поэтому данная стадия и считается технической, а ее соответствие реальному природному процессу – очень условно.

Для определения новой постскладчатой мощности осадочного чехла и позиции всех стратиграфических разделов использовались величина сокращения пространства и исходные мощности чехла для всех ячеек (табл. 6-25, колонки 5, 6, 7, 8). Результаты расчетов представлены в табл. 6-25, колонки 9, 10, 11. Эти же данные, в соответствии с принятым прослеживанием структурных ячеек по простиранию (рис. 6-48 и 6-49), позволили визуализировать структуру на рис. 6-50.

При рассмотрении полученной структуры (табл. 6-25, колонки 9-11, рис. 6-50) легко выделяются три типа строения, объединяющие в себе по 2-3 крупных пересечения. Самая западная структура (профили 1 и 2) имеет центральный прогиб, в котором подошва всего осадочного чехла в центральных ячейках опущена до уровня 23-27 км, при уровне этого раздела



Кавказа [Яковлев, 2009в] (стадия 2), показанная в виде квазитрехмерной модели. Объяснения и условные знаки – на Рис. 6-50. Постскладчатая доорогенная структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного

рис. 6-49

в соседних ячейках в 14-19 км. В самом широком месте (профили 3-5) структура показывает развитие «полуволны» по уровню подошвы осадочного чехла, при которой наиболее опущены 1-2 южные ячейки, до глубин 36, 34, 49 и 40 км. При этом наиболее поднятыми являются северные ячейки этих трех профилей: их глубины составили 18, 13 и 19 км. Самая восточная структура может быть охарактеризована как тоже имеющая центральный прогиб, хотя профили 6 и 7 в совокупности могут быть представлены как некая переходная структура. Если в этой переходной структуре максимальное погружение (23 км) не сильно отличается от соседних доменов (15-17-19 км), то в профиле 8 разница очень велика -45 км погружения относительно 17 и 13 км на северной и южной периферии сечения. В целом эта тенденция прослеживается и для совокупности последних трех профилей (9-11)-26 км против 12-8.5 км.

Использованные процедуры определения современного положения всех стратиграфических разделов не отличались от стандартных, описанных в параграфе 6. 2. 4, стр. 236-239. Для каждой структурной ячейки были определены постскладчатая глубина линии разреза в стратиграфической колонке (для стадии 2) и средняя высота рельефа. По этим данным определялась амплитуда поднятия кровли фундамента от стадии 2 к стадии 3, которая использовалась для определения современного положения всех границ. Результаты представлены в табл. 6-25 (колонки 12, 13, 14 и 15) и на рис. 6-51.

Полученная современная структура обладает несколькими достаточно ярко выраженными чертами, напоминающими конфигурации всех границ на стадии 2. Весь СЗК может быть разделен на три сегмента, отличающихся друг от друга. Самый западный имеет центральный прогиб с глубинами кровли фундамента 19-23 км, а его борта — 12 — 19 км. Центральный сегмент (профили 3 — 5) имеет «перекос» на юг — самые южные ячейки погружены до значений, максимальных в регионе — 32 — 27 — 29 км. При этом предпоследние к югу ячейки постепенно понижаются с запада на восток (19-21-27 км). Обращают на себя внимание вторые с севера ячейки во всех трех профилях, которые были максимально подняты (до глубины 12.6 — 8.7 — 7 км). Последний сегмент характерен прогибом в центре структуры — это ячейки 7С, 8С, 10А (глубина 13, 25, 15 км), достаточно сильно отличающиеся от соседних ячеек по глубине подошвы осадочного чехла.

Параметр, который характеризует «неотектоническое поднятие» (разницу между уровнями кровли фундамента между стадиями 2 и 3, или, что почти то же самое – амплитуду размыва верхней части осадочного чехла) имеет распределение по площади региона, очень логичное для этого явления (рис. 6-52, табл. 6-25, колонка 15). Практически по всем пересечениям значения «поднятия» увеличиваются от краев к центру. Некоторое исключение представляют собой профиль 4, в котором есть два пика поднятия и профиль 7, в котором все ячейки характеризуются примерно одинаковым уровнем поднятия. Вдоль простирания структуры

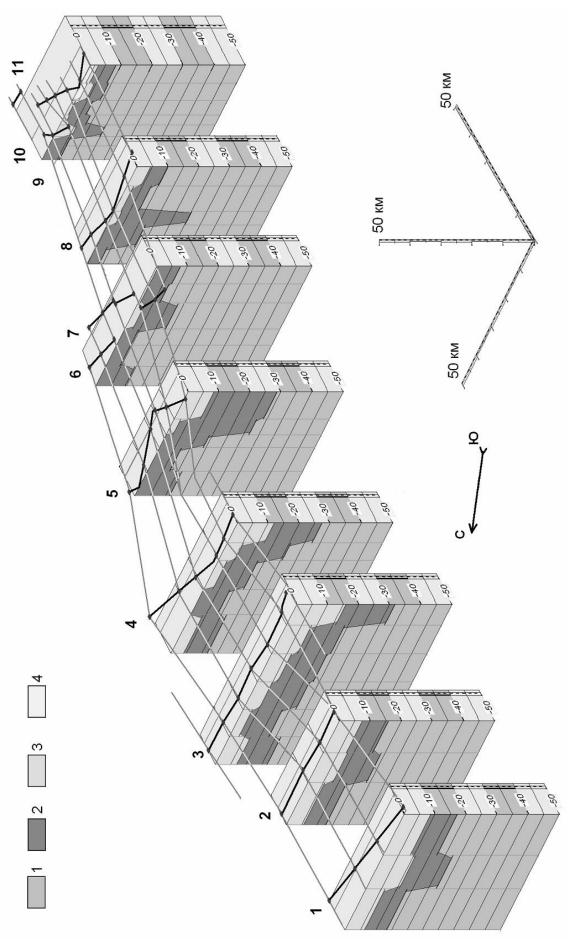
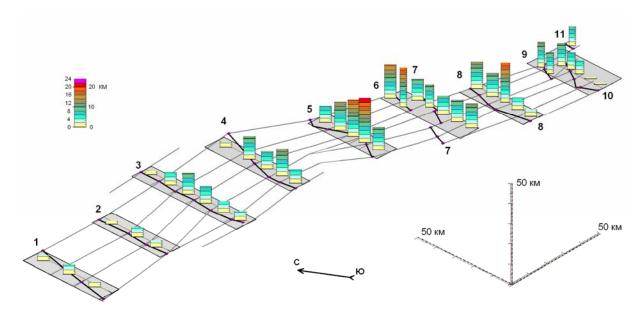
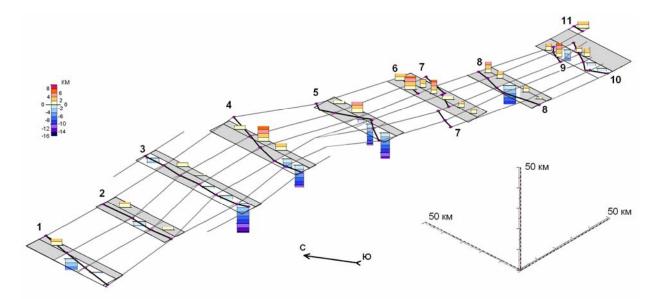


Рис. 6-51. Посторогенная современная структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного Кавказа [Яковлев, 2009в; 2010а] (стадия 3), показанная в виде квазитрехмерной модели. Объяснения и условные знаки – на рис. 6-49.



**Рис. 6-52.** Распределение амплитуд «неотектонического» поднятия или амплитуды размыва верхней части осадочного чехла Северо-Западного Кавказа (стадия 3), показанная в виде диаграмм на аксонометрической модели. Цветная шкала слева вверху.



**Рис. 6-53.** Распределение параметра «разница глубин фундамента» (разница позиций кровли фундамента между стадиями 3 и 1) по структуре Северо-Западного Кавказа, показанная в аксонометрической проекции в виде диаграмм. Цветная шкала слева.

средняя величина поднятия плавно растет с запада до профиля 5 (3.1, 3.2, 6.2, 8.5, 14.7 км), затем несколько снижается (10.9, 10.8, 5.2 км для полных профилей).

Следующий параметр, «разница глубин фундамента» (между стадиями 1 и 3) имеет несколько характерных черт. Несомненно, наиболее ярко и устойчиво выражено поднятие северных ячеек (рис. 6-53, табл. 6-25, кол. 16). Вторая черта – сильное погружение в районе опусканий кровли фундамента на стадии 2 (ячейки 1В 2В 3F 4E 5E 8С 10А). Причем, если максимальные поднятия имеют небольшой размах – от 2 до 7.5 км, то относительные погружения достигают значительной величины – 12.9 и 14.6 км. Закономерности распределения

этого параметра вдоль простирания структуры и вкрест простирания в связи с диагностикой возможных механизмов формирования структуры будут показаны ниже, в параграфе 8.4.

### 6. 5 Строение осадочного чехла и коры Большого Кавказа по геофизическим данным

В работе, одной из важных целей которой является выявление принципиальных черт структуры Большого Кавказа до глубин 20 - 100 км с охватом осадочного чехла (глава 6), земной коры и, частично, границы Мохо (параграф 8.2) будет правильно дать короткий обзор имеющихся геофизических материалов по строению региона. Основными источниками такого материала являются публикации четырех типов. Прежде всего, это известные материалы глубинного сейсмического зондирования [Краснопевцева и др., 1970; Краснопевцева, 1984], их последующие интерпретации [Резанов, Шевченко, 1978] и самые последние интерпретации [Павленкова, 2012], результаты современных комплексных исследований [Шемпелев и др., 2001], а также материалы специальных работ по микросейсмическому зондированию [Рогожин и др., 2014].

Как уже отмечалось [Павленкова, 2012], единственными профилями ГСЗ на Большом Кавказе являются отработанные еще в 60-е годы XX века пересечения Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичивань [Краснопевцева и др., 1970; Краснопевцева, 1984]. Характер и детальность работ (расстояние между приемниками 0.1 - 0.2 км, между пунктами взрывов -50-100 км) позволили дать наиболее полную характеристику геофизического разреза по методу корреляционных преломленных волн и, частично, по методу отраженных волн. Материалы наилучшего качества были получены за пределами интересующего нас блока Большого Кавказа – в Скифской плите и для Закавказского массива. Здесь достаточно уверенно выделяются 5 - 6 горизонтов до глубин около 50 км (рис. 6-54). Внутри Большого Кавказа в качестве уверенного горизонта сложной формы выделяется граница Мохо на глубинах 40-50 км, выше – одна из сейсмических границ внутри коры (на глубине 25-30 км, граница Конрада?). Контуры структуры еще выше не являются геофизическими – В.И. Шевченко как геолог и соавтор одной из публикаций показал структуру такой, как она ему представлялась. Границы области неуверенной диагностики структуры в первом приближении совпадают именно с тектоническими границами Большого Кавказа – разломами Пшекиш-Тырныаузским на севере (наша отметка 1 на рис. 6-54) и Рача-Лечхумским на юге (отметка 2). Таким образом, структура коры собственно Большого Кавказа на данном этапе исследований осталась слабо изученной. Это не должно вызывать удивления, поскольку обширные субгоризонтальные отражающие площадки в складчатой области существовать не могут, а большая амплитуда рельефа кровли фундамента (до нескольких километров) и его расчлененный характер не способствуют формированию однородных в геофизическом смысле субгоризонтальных слоев и границ, о чем,

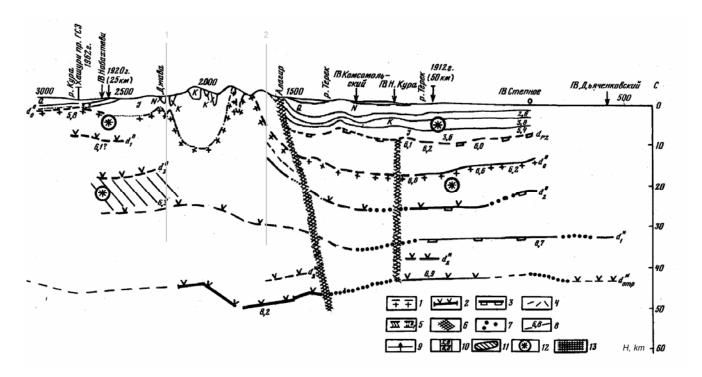
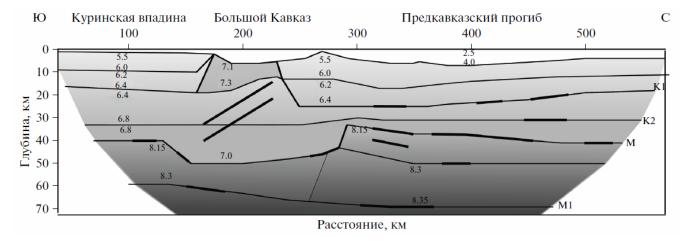


Рис. 6-54. Разрез земной коры по профилю ГСЗ Волгоград – Нахичевань (часть рисунка, по [Краснопевцева, 1984], с дополнениями – серые линии и цифры 1 и 2 показывают границы Большого Кавказа). 1 – поверхность кристаллического фундамента; 2 – отражающие границы, построенные по закритическим отражениям; 3 – преломляющие границы; 4 – отражающие площадки, построенные по докритическим отражениям; 5 – границы обмена; 6 – зоны контактов разных блоков земной коры; 7 – точки дифракции; 8 – линии равных пластовых скоростей; 9 – скважины; 10 – одномерные типовые модели земной коры; 11 – слой с пониженной скоростью в земной коре; 12 – очаги землетрясения; 13 – высокоскоростной слой в земной коре.

фактически, пишет и Г.В. Краснопевцева [1984]. Для целей сопоставления наших материалов с геофизическими данными наиболее важным является отсутствие продолжения Закавказского массива под Большой Кавказ, что следовало бы ожидать в случае справедливости одной из схем А-субдукции (например, по [Дотдуев, 1986]). Что касается данных о распределении глубин границы Мохо, то надо помнить, что известная схема с глубинами 50 – 55 км [Краснопевцева, 1984; Резанов, Шевченко, 1978] построена для Большого Кавказа по незначительному числу прямых замеров, которые дополнялись на основании известных корреляций с аномалиями Буге и высотой рельефа [Краснопевцева, 1984; Павленкова, 2012].

В недавней работе [Павленкова, 2012] были предприняты усилия по переинтерпретации тех же данных с использованием новых технологий анализа первичных данных (рис. 6-55). Использовался в основном метод лучевого моделирования. В качестве основных результатов были показаны следующие черты строения. Граница Мохо регистрируется на глубине 40 км под Скифской плитой, к Большому Кавказу она поднимается до глубины 35 км, затем уступом погружается до 50 км. К новой информации следует отнести высокоскоростной блок в верхней части коры Большого Кавказа до глубин 20 км и наличие наклонных на юг отражающих



**Рис. 6-55.** Новый скоростной разрез по профилю Степное-Бакуриани ([Павленкова, 2012], часть рис. 3). Показаны границы: М – подошва земной коры; М1 – отраженная волна от мантийной границы; К1 и К2 – внутрикоровые границы. На разрезе тонкие линии являются границами между слоями с разными сейсмическими скоростями (км/с), толстые линии соответствуют отражающим площадкам.

площадок под ним. Отметим, что наши данные (средние глубины фундамента с севера на юг для Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон – 12, 10, 21 км) этой геофизической информацией скорее подтверждаются, за исключением явной необычности очень высоких скоростей прямых сейсмических волн в верхней части коры. Поскольку по совокупности данных о величинах сокращения и амплитуд размыва южный край структуры Большого Кавказа испытал наибольшее погружение, наличие наклонных на юг отражающих площадок удивления не вызывает. В очередной раз подчеркнем, что по модели, представленной на рис. 6-55, никаких признаков существования под Большим Кавказом субдуцированной коры, аналогичной коре Закавказского массива, не наблюдается. Переход Большой Кавказ — Закавказский массив сопровождается большими неоднородностями по субвертикальной границе до глубин около 50 км.

Следующий материал касается того же района — Чиаурской зоны и перехода к Закавказскому массиву [Рогожин и др., 2014; Овсюченко и др., 2011]. Использованный метод микросейсмического зондирования основан на искажении спектра поля микросейсмических волн высокоскоростными и низкоскоростными неоднородностями [Горбатиков и др., 2008]. Частота волн в спектре определяет глубину залегания неоднородности. Полученные результаты показывают резкое различие структуры коры Большого Кавказа для северной и южной его частей (рис. 6-56). Севернее Тибского разлома (аналог Малкамудского разлома на границе с севера на юг Тфанская зона — Ковдагская зона) под мезозойскими породами на глубине 10 км залегают низкоскоростные породы коры, предположительно — кислого характера. Между Тибским и Рача-Лечхумским разломами находится блок высокоскоростных пород до глубин 30-40 км с некоторыми внутренними неоднородностями. Если сравнивать эти данные с нашими материалами по структуре Чиаурской зоны, то можно предположить, что верхняя часть этого

блока до глубин с севера на юг от 15 до 20-25 км может быть сопоставлена с чехлом осадков от нижней юры до верхнего мела (выше нашей отметки 2, рис. 6-56). В этом случае состав нижней части блока (между отметками 2 и 3) может быть сопоставлен с терригенными слабометаморфизованными породами дизской свиты триаса и палеозоя, выходящей в Сванетском антиклинории на простирании к западу от Чиаурской зоны. Важное значение в публикации [Рогожин и др., 2014] придается низкоскоростному телу в верхней части Чиаурской зоны (отметка 1), которое сопоставляется с зоной пологого надвига с севера на юг по кровле фундамента в зоне эпицентра Рачинского землетрясения. Не возражая против кинематической трактовки этой структуры, заметим, что в пределах Чиаурской зоны такой надвиг находится скорее внутри альпийского чехла, а не над кровлей чехла, поскольку субвертикальная плоскость Кахетино-Лечхумского (Рача - Лечхумского) разлома (отметка 4) является границей Большого Кавказа и Закавказского массива (Окрибо-Сачхерская зона). Тем самым можно утверждать, что материалами обсуждаемого геофизического исследования подтверждается в целом общая структура перехода Большого Кавказа и Закавказского массива (параграф 6. 3. 6),

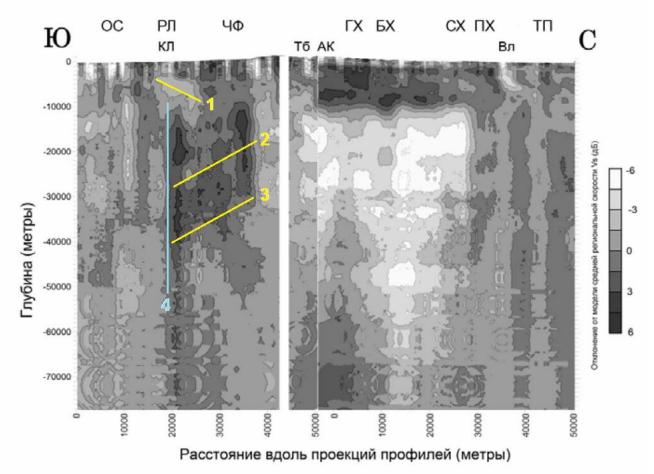
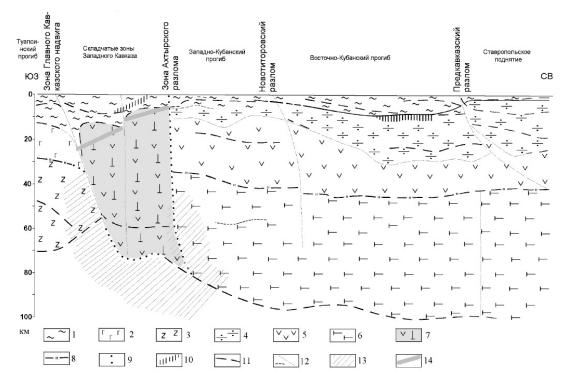


Рис. 6-56. Профиль ММЗ вдоль линии Ардон-Цхинвал [Рогожин и др., 2014]. Тектонические зоны: ОС - Окрибо-Сачхерская, РЛ - Рача-Лечхумская, ЧФ - Чиаурский флишевый синклинорий, ГХ - Главного хребта, БХ - Бокового хребта, СХ - Скалистого хребта, ПХ - Пастбищного хребта, ТП - Терского прогиба. Разломы: КЛ - Кахетино-Лечхумский, ТБ - Тибский, АК - Адайком-Казбекский, ВЛ – Владикавказский

которая, по расчетам, в районе профиля 2 представляет собой на уровне кровли фундамента сброс от -8 км в Закавказском массиве к -19 км в ячейке 2а Чиаурской зоны (табл. 6-16).

Для Северо-Западного Кавказа существуют оценки глубины залегания кровли фундамента [Шемпелев и др., 2001], на основе использования методов магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) по пересечению Туапсе - Армавир. Принципиально эти материалы имеют большое сходство с приведенными выше данными по строению Большого Кавказа в районе Чиаурской зоны: это субвертикальные границы блока БК, совпадающие с крупными разломами, по которым хорошо стратифицированное строение осадочного чехла и коры стабильных блоков сменяется нерасчлененной структурой. Заметим, что на рисунке (наш рис. 6-57) авторы [Шемпелев и др., 2001] ошибочно промаркировали как «Главный Кавказский надвиг» (ГКР) разлом совершенно другой: по данному пересечению ГКР на картах не выделяется, он теряется в северной части



**Рис. 6-57.** Результаты первого глубинного пересечения Западного Кавказа методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) [Шемпелев и др., 2001], с некоторыми упрощениями, дополнениями (знаки 7 и 14) и без авторской, А.Г.Шемпелева, интерпретации направлений движения крупных блоков.

I — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — Черноморская плита, верхний этаж, океаническая кора; 3 — Черноморская плита, нижний этаж, верхняя мантия; 4 — 6 — Евразийская плита: 4 — верхний этаж, Скифская эпигерцинская платформа, 5 — средний этаж, доэпигерцинский структурно-вещественных комплекс пород 6 — нижний этаж, верхняя мантия; 7 — коромантийная смесь, Западный Кавказ (добавлена тональная заливка, Ф.Я.); 8 — предполагаемая, по данным МТЗ, граница Мохоровичича; 9 — интерполяционные границы разновозрастных образований; 10 — магнитные разности горных пород; 11 — оси зон повышенных градиентов поля электросопротивлений; 12 — предполагаемые разломы и границы разной природы; 13 — зоны глубинных разломов, уходящие в мантию; 14 — обобщенный наклон границы чехол/фундамент в пределах сооружения Большого Кавказа (Ф.Я.).

Гойтхского антиклинория восточнее этого района. В отличие от материалов [Краснопевцева, 1984; Павленкова, 2012], видимо, благодаря особенностям использованных методов, здесь не выделяется граница Мохо (блок на всю изученную глубину характеризуется авторами как «коро-мантийная смесь») и, наоборот, достаточно уверенно выделяется нижняя граница осадочного чехла. Обращает на себя внимание принципиальное совпадение приведенных на рисунке глубин этой границы (рис. 6-57, знак 14) с нашими данными по профилю 5 СЗК (табл. 6-25): с севера на юг этот раздел понижается от -11 и -7 км к -27 и -29 км.

Выводы по геофизическим материалам. На основании приведенного сравнения материалов геофизических исследований по структуре осадочного чехла, глубоких горизонтов коры и мантии в пересечениях по р. Большая Лиахва (Чиаурская зона) и Туапсе — Армавир (СЗК) было показано, что никаких признаков прямого продолжения коры и субдукции Закавказского массива под Большой Кавказ не наблюдается, вычисленные глубины кровли фундамента (наши данные) прямо или не противоречат геофизическим данным, или находят возможное объяснение. Что касается глубин границы Мохоровичича (Чиаурская зона), то, вполне вероятно, в условиях значительных деформаций и возможных изменений плотности пород (наличие высокоскоростного блока для осадочного чехла, например) эта граница не может быть прямо сопоставлена с той границей Мохо, которая существовала для времени начала осадконакопления (начало юры). Это означает, что изменение положения геофизической границы Мохо (например, с гипотетических 40 км для начала юры до современных 50 км) в данном случае не может быть использовано в качестве геологического, материального маркера для оценки величины сокращения пространства в целях построения геодинамических моделей.

#### Выводы по главе 6

В первой части главы дается анализ существующих методов определения величины сокращения пространства в масштабах обнажения (несколько складок) и в более крупных структурах. Показано, что методы избыточной длины слоя, а также F-функции Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] и «динамического» ретробалансирования [Lechmann et. al., 2010] либо измеряют модельную, а не природную структуру, либо могут применяться только для небольших по размерам структур. Таким образом, предлагаемый метод составления сбалансированных (восстановленных) профилей по геометрии складчатых доменов [Яковлев, 2009а] на настоящий момент является единственным работоспособным методом определения величины сокращения пространства и восстановления складчато-разрывной структуры в пределах хинтерланда.

Далее подробно рассмотрен порядок операций, в результате которых могут быть определены размеры доскладчатого бассейна осадконакопления, величины сокращения пространства для масштаба структурных ячеек и могут быть построены сбалансированные

модели трех стадий развития Большого Кавказа — доскладчатой, постскладчатой и современной. Источником исходного материала являются детальные профили природной структуры, в которых выделяются домены. Замеры параметров доменов используются для приведения каждого домена к доскладчатому состоянию в результате операций поворота, простого горизонтального сдвига и растяжения. Эта последовательность кинематических операций является ядром метода. В результате отрезок современного природного профиля, имеющий некоторый наклон, приобретает новую длину и наклон внутри исходно горизонтальной слоистой среды домена. Последовательно добавляя домены друг к другу, можно получить структуры из нескольких доменов или для всего профиля, имея при этом и современную, и доскладчатую их ширину. Тем самым определяется величина укорочения структуры любого размера крупнее домена. Это отражено в пункте 6 научной новизны.

В методе построения сбалансированых структур использовались структурные ячейки, которые в доскладчатом состоянии вкрест простирания имели ширину, сопоставимую с мощностью осадочного чехла. Для восстановления геометрических параметров каждой структурной ячейки использовалась ее стратиграфическая модель. Соответственно, для каждого домена (для его отрезка профиля) определялась глубина в стратиграфической модели, а для профиля в каждой структурной ячейке – его средняя глубина. Определялась также средняя гипсометрическая высота доменов в ячейке. Величина сокращения для конца условного этапа складчатых деформаций позволяла найти максимально возможную глубину погружения кровли фундамента в ячейке и новую глубину тех отложений в усредненной ячейке, которые сейчас выходят на дневную поверхность. Разница между глубиной профиля ячейки на втором этапе и на современном третьем давала величину условного неотектонического поднятия кровли фундамента. Все вместе это позволяло вычислить современную глубину подошвы осадочного чехла согласно принятой стратиграфической модели и высоту размытой части колонны осадков (амплитуду поднятия). По материалам серии профилей можно строить квазитрехмерные модели глубины кровли фундамента, амплитуды размыва верхней части колонны осадков и модели распределения других параметров. Этот метод вошел в пункт 7 научной новизны, а также в пункт 1 защищаемых положений (комплекс методов исследования). Метод объемного балансирования впервые позволил достоверно оценивать положение основных границ осадочного чехла в складчатой структуре до глубин в первые десятки километров.

Результаты применения этих методов к трем регионам Большого Кавказа показали сходные результаты в отношении структуры основной полосы линейной складчатости вкрест ее простирания. Несмотря на ограниченность использованного материала относительно площади всего Большого Кавказа, полученный результат может рассматриваться в качестве новой модели его строения.

Для двух зон Юго-Восточного Кавказа (Шахдагской на севере и Тфанской в центре) а также для Чиаурской зоны на юге их общая доскладчатая ширина структуры (как всего Большого Кавказа

в его восточной половине) составила 32 км + 24 км + 57 км = 113 км, а величина укорочения в масштабе тектонических зон, соответственно, равнялась 41%, 53%, 52%. Величины сокращения пространства для 36-и структурных ячеек по зонам варьировали в пределах  $37 \div 62\%$  (средн. 49%),  $36 \div 67\%$  (55%),  $46 \div 67\%$  (57%). Несмотря на то, что в некоторых пересечениях в сокращении пространства надвиги играют заметную роль (максимальная доля до 0.44), в среднем доля надвигов в сокращении невелика (0.13). Глубина кровли фундамента для конца стадии 1 (до формирования складчатости) для этих же зон с севера на юг составляла -9.8 км, -13.4 (от -11.9 км до -16.7 км) и -15.3 км. После формирования складчатости погружение, согласно модели на стадии 2, могло составить, соответственно, в среднем -20 км (-15.6  $\div$  25.8), -31 км (-19.8  $\div$  -42.7) и -36.6 км (-28.7  $\div$ -45.8). Современная расчетная глубина фундамента после неотектонического поднятия составляет -10.2 км ( $-7.6 \div -13.7$ ), -12.0 км ( $-4.4 \div -19.4$ ) и -20.5 ( $-13.6 \div -26.3$ ). Амплитуда поднятия и размыва кровли осадочного чехла (или разница позиции кровли фундамента между стадиями 2 и 3) составила, также с севера на юг по зонам, для структурных ячеек в среднем 9.6 км  $(7.2 \div 12.5)$ , 19.2 $(12.2 \div 24.4)$  и 16.1 км  $(9.9 \div 22.2)$ . Распределение всех параметров по площади показывает явные закономерные связи со структурой – поднятыми по современной глубине фундамента оказываются северные ячейки, а опущенными – наиболее южные, между ячейками обнаружены (по расчетам) уступы в фундаменте амплитудой до 10 км. Наибольшие значения размыва приурочены к ячейкам в центре восточной части сооружения БК, имеющим максимальные доскладчатые погружения и максимальные значения сокращения.

Для региона Северо-Западного Кавказа доскладчатая ширина структуры по длинным, но неполным пересечениям в центре региона (профили 3-5) составила 80-85 км, а на востоке к югу от ГКР (только для зоны карбонатного флиша) – 42-47 км. Поскольку самых южных частей структуры в центральном секторе нет, то по корреляциям структурных ячеек с восточной частью можно предполагать ширину всего бассейна в центральной части региона около 100 -120 км, что сопоставимо с аналогичной цифрой для восточной половины Большого Кавказа. Величина сокращения для 42-х структурных ячеек менялась в широких пределах – от 2-10% сокращения (и даже растяжения -7 и -10%) до 67% (южная половина профиля 5) при среднем сокращении 35%. Наблюдаются слабое сокращение на западной периклинали с усилением к центральному сектору и некоторое ослабление на востоке региона. Соотношение сокращения по складкам и разрывам меняется в широких пределах, от суммарного растяжения по разрывам -0.14 до 0.31 по преобладающим надвигам, а в среднем составляет 0.11. Глубина кровли фундамента в конце стадии осадконакопления (стадия 1) по структурным ячейкам менялась от 7.3 до 17.3 км, имея тенденцию к увеличению в южных ячейках центрального сектора и явное поднятие по бортам прогиба в восточной части структуры. Средняя глубина составила 13.4 км. В конце гипотетической стадии 2 соскладчатое расчетное погружение кровли фундамента

могло достигать -48.8 км, при минимуме в -8.7 км и среднем значении -22.2 км. Современное посторогенное положение кровли фундамента (стадия 3) составляет ряд значений -2.2 ÷ -31.7 км при среднем -13.2 км. При этом наблюдаются три части структуры по характеру распределения этого значения: центральный прогиб на западе, глубокое погружение южного фланга в центре и центральный прогиб на востоке. Характер распределения значений глубины кровли фундамента на стадиях 2 и 3 в целом идентичен. Амплитуды неотектонического поднятия (гипотетическая величина, связанная с «технической» стадией 2) или амплитуда размыва верхней части осадочного чехла (что точнее) менялись от 0 до 22.2 км при среднем значении 8.9 км. Распределение этих значений по региону оказалось ожидаемым — от периклинали значения постепенно росли к центральной части, затем несколько уменьшились, оставаясь относительно стабильными. При этом вкрест простирания амплитуда размыва растет от периферии к центральной оси структуры.

Материалы по соскладчатому сокращению пространства восточной части Большого Кавказа и Северо-Западного Кавказа вошли в пункт 10 научной новизны; совокупность данных по глубинам кровли фундамента изученных частей Большого Кавказа составила пункт 11 научной новизны.

Основные материалы главы, связанные с определением величины сокращения и восстановлением структуры, вошли в **защищаемое положение 4**.

Материалы определения глубин кровли фундамента на южной границе Большого Кавказа были использованы для рассмотрения геологических аспектов возможности существования «надвигов южного склона» как структур, определяющих основной стиль строения Большого Кавказа. Было показано, что по кровле фундамента Чиаурская зона Большого Кавказа находится глубже соседнего Закавказского массива на 10-12 км. Это полностью исключает возможность реального существования известных схем пододвигания Закавказского массива (например, [Дотдуев, 1986]). Это также позволяет распространить на южную половину Большого Кавказа представления об альпийском пластическом укорочении фундамента (севернее ГКР, М.Л. Сомин [2000а, 2007]), которое было эквивалентно сокращению осадочного чехла. Материалы этой части главы (параграф 6. 3. 6) вошли в пункт 15 научной новизны.

## ГЛАВА 7. ДИАГНОСТИКА МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В МАСШТАБЕ ВСЕГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

- 7. 1. Механизмы формирования структур в масштабах осадочного чехла (уровни IV, V, VI структурные ячейки, тектонические зоны, складчатые системы).
- 7. 1. 1 Некоторые важные методические результаты рассмотрения механизмов формирования складчатых структур меньшего размера (складки и домены)

В предыдущих главах был показан процесс получения важных результатов, который связан не только с определением величин деформации и восстановлением геометрии структур линейной складчатости разного размера (что было основной целью соответствующих глав), но и с определенными механизмами их формирования. Для того, чтобы наиболее точно представить возможности анализа механизмов формирования крупных структур, сначала сделаем короткий обзор этих механизмов.

Прежде всего, повторим еще раз, что не существует механизмов формирования складок и складчатых структур (т.е. формирования структур с большими конечными деформациями), имеющих универсальный характер и проявляющих себя одинаково на объектах всех уровней иерархии и любых размеров. Обычно для объектов определенного уровня имеет место комбинация некоторого числа механизмов; именно комбинация отвечает за возникновение разнообразной реальной морфологии объектов. В этом отношении складчатые структуры (которые формируются при большой деформации) радикально отличаются от разрывов, которые являются структурами разрушения стабильного по своей форме объекта (а не его формирования) и возникают при малой деформации. Важно отметить, в связи с этим, что механизмы формирования разрывов, в противоположность механизмам формирования складчатых структур, имеют как раз универсальный мультимасштабный характер.

Для деформационных структур самого малого размера (наш I уровень иерархической системы – внутрислойные деформации) в литературе описано большое число механизмов, которые у разных исследователей образуют неповторяющиеся комбинации, при этом отдельным механизмам может придаваться ведущее значение (обзор в [Яковлев, 2002], а также части 1. 6, 3. 3 настоящей работы). К ним могут быть отнесены катакластическое течение, перемещение дислокаций в кристаллах и диффузный перенос, рекристаллизация, вращение субзерен, скольжение по границам зерен, растворение под давлением [Николя, 1992; Талицкий, Галкин, 1989], однородная деформация зерен и другие. Поскольку условия деформаций в природе разнообразны, а формальные описания (позволяющие различать разные механизмы) этих механизмов обычно отсутствуют, то список такого рода механизмов, строго говоря, открыт. В практическом отношении при использовании стрейн-анализа для определения

величины деформации на уровне образца (шлифа) рекомендуется предварительно проводить петрографическое исследование как раз для диагностики действовавших механизмов [Войтенко, 2007] с целью выбора того метода стрейн-анализа, который лучше отвечает конкретным условия деформации. Заметим, что даже при этом точным определением того, какие именно механизмы и в какой пропорции действовали в каждом случае, исследователи обычно не интересуются. Также важно заметить, что на следующем иерархическом уровне (складки) эти механизмы уже не различаются.

Не менее сумбурная ситуация в литературных источниках наблюдается и для механизмов формирования индивидуальных складок. Нет таких двух учебников по структурной геологии, в которых был бы предложен один и тот же список механизмов формирования складок. Ранее в коротком обзоре [Яковлев, 2008г] было показано на примерах учебников В.В. Белоусова [1985], Г.Д. Ажгирея [1966], В. Ярошевского [1981] и А. Николя [1992], что наборы механизмов ограничены четырьмя – пятью наименованиями. В этих наборах, повторяющимися под разными названиями, чаще других упоминаются продольный изгиб, общее сплющивание и складки волочения. Таким образом, упомянутыми авторами не проводился анализ того, какой набор механизмов является необходимым и достаточным для описания процесса деформирования. В теме механизмов формирования отдельных складок несколько особняком стоит использование методов механики сплошной среды для моделирования складок. Если иметь в виду прежде всего метод конечных элементов (модель Хадлстона и Стефансона, 1973), то очевидно, что в его рамках нет необходимости делить единый процесс на составные части. Уже после того, как модель рассчитана для всего спектра амплитуд деформации и других параметров (для складок единичного вязкого слоя основным является контраст вязкостей), она может быть представлена как комбинация, например, продольного изгиба и сплющивания. Но здесь в настоящий момент есть одна специфика – в расчетную программу (модель в [Hudleston, Stephansson, 1973]) заложена определенные представления о реологии, справедливость или ошибочность которых не проверена на природном материале. Новейшая модель такого же характера [Schmalholz, Podladchikov, 2001], как утверждается, использует более совершенные представления о реологии, основанные на детальном сопоставлении с серией аналоговых экспериментов. Однако, на наш взгляд, подтвердить или опровергнуть и это утверждение пока нет возможности, поскольку с природными структурами указанная модель практически не сопоставлялась.

Как уже было упомянуто выше (параграф 4. 6, стр. 187), несмотря на обилие расчетных моделей, описывающих формирование складок в многослойных средах, нет универсальной модели, которая могла бы использоваться для решения обратной задачи. В связи с этим в настоящий момент актуальной остается выдвинутая ранее [Яковлев, 1981] и модифицированная позже [Яковлев, 2002] примитивная кинематическая модель формирования складок в

комбинации «компетентный» и «некомпетентный» слои, использующая теоретически найденную комбинацию механизмов — изгиба и сплющивания (компетентный слой) и поворота с перекашиванием и сплющивания (некомпетентный слой). «Теоретически найденная» в данном случае означает, что эта комбинация (смотри параграф 4. 4. 1, стр. 172) в первом приближении является необходимой и достаточной для описания всех вариантов морфологии складок пачки слоев «подобного» типа (а не «параллельного»).

В случае со складками единичного вязкого слоя результатом исследования природных структур являются параметры «величина укорочения» и «контраст вязкости». Если обращаться к вопросам о том, какие механизмы действовали при формировании этих складок (например, комбинация «изгиба» и «сплющивания»), то ответ надо искать в теоретической модели по соотношению обоих параметров в этой комбинации. То есть ответ определяется «навязанной» системой координат (расчетной моделью). Точно так же для складок пачек слоев вопрос о соотношении тех же двух механизмов решается однозначно в рамках использованной кинематической модели. Все вместе это означает, что для данного типа структур вопрос о механизме их формирования решен однозначно (на существующем уровне знаний) и не требуется привлекать никакие другие или какие-то дополнительные механизмы формирования отдельных складок. Напомним также, что проведенное выборочное исследование природных складок для сопоставления реальных внутрислойных деформаций с предсказанными теоретической моделью ([Яковлев и др., 2003], смотри также параграф 4. 5, стр. 186) подтвердило соответствие в целом использованной модели реальным процессам.

Для локальных природных структур (Воронцовский покров [Яковлев и др., 2008] и наклонных зон вязкого простого сдвигания в Северо-Западном Кавказе [Яковлев, 2003; Yakovlev, 2005b], параграфы 5. 2 и 5.3), проблема ставилась иначе. Здесь, используя набор структурных признаков, связанных с однородной деформацией серии складок (домен), были найдены некоторые эмпирические явления, для которых подбирались конкурентные модели. Для анализа кинематики формирования складок в детачменте Воронцовского покрова были рассчитаны две модели - горизонтального однородного укорочения (геодинамически бокового давления co стороны Кавказа) и горизонтального простого сдвигания (геодинамически – гравитационного скольжения тела покрова с поднятия Большого Кавказа). В рамках описания (по параметрам «наклон осевых поверхностей» и «величина деформации») для этих двух механизмов были выявлены такие тренды деформаций, которые позволили их легко различать. По совпадению и несовпадению конфигурации трех ареалов точек (двух модельных и одного природного) в поле этих двух параметров удалось показать, что имело место именно горизонтальное простое сдвигание. Похожим образом для доменов Северо-Западного Кавказа были выявлены два ареала, имеющие особенность уже в трехмерном

пространстве структурных признаков. Для их объяснения была привлечена модель наклонного простого сдвигания в комбинации с общим однородным укорочением. Исследовались варианты двух начальных наклонов (20° и 45°) и нескольких сочетаний итераций сдвига и сплющивания. Было показано, что природные структуры в целом лучше отвечают модели почти чистого сдвигания (без заметного сплющивания) с начальным наклоном зоны сдвигания 45°. В приведенных случаях для найденных природных эмпирических данных были подобраны удачные кинематические (деформационные) модели, удовлетворяющие морфологии объектов. Заметим, что в этих двух примерах были найдены те механизмы формирования локальных структур, которые ранее в таком качестве никем не выдвигались, т.е. в методологии предложения умозрительных моделей эти механизмы ранее не использовались.

Прежде чем перейти к описанию общей идеи подбора механизмов для структур масштаба всего осадочного чехла, рассмотрим вопрос, какие именно механизмы можно, а какие нельзя использовать в качестве материала для сравнения с природными структурами.

Как уже упоминалось выше, существующий методологический уровень тектонических исследований вполне адекватно отражает Геологический Словарь [Геологический, 1978] в котором можно найти около 110 терминов, относящихся к складкам и механизмам их формирования. Вполне очевидно, что большая часть этих представлений имеет умозрительный качественный характер, и, прежде чем их использовать, надо убедиться, что они могут служить основой для численного описания деформаций. Приведем пример механизма, который уже был предметом дискуссии [Яковлев, 2010a; 2010б]. Механизм «содвиг» [Расцветаев, 2002; Маринин, Расцветаев, 2008] позиционируется как универсальная концепция формирования структуры на примере Северо-Западного Кавказа, но при внимательном рассмотрении в ней обнаруживаются логические нестыковки. Например, остается неясно, может ли такой «содвиг» формировать складки, а если может, то чем такая модель лучше уже использованных и распространенных моделей (комбинации «продольного изгиба» и «сплющивания», см. параграф 4. 4. 2.). Другой момент - можно согласиться с тем, что «тектоническое течение» проявляется внутри зон дробления в разрывах как простое сдвигание с очень большим углом сдвига, но тогда в механизме «содвига» должно быть описание разницы между ненарушенными блоками и разрывами. В связи с этим очевидно, что в число эталонных моделей, имеющих численное описание, следует включать в первую очередь те механизмы, которые имеют добротные модели на эквивалентных материалах (в которых детальная морфология структуры может быть оцифрована), или такие расчетные и кинематические модели, которые могут иметь определенную цифровую характеристику. При этом вполне можно ожидать, что несколько родственных механизмов, предлагаемых разными авторами, будут обнаруживать заметное сходство в описаниях. В рамках такого подхода механизмы, которые не могут быть

формальным образом описаны, должны быть признаны несуществующими, и такие концепции не должны рассматриваться. Разумеется, если в будущем авторы таких концепций сумеют развить свои представления и предъявят формальное описание деформационного процесса, отличное от других механизмов, то такие процессы и механизмы могут быть использованы в качестве эталонных.

Таким образом, целями этой части работы являются: 1) поиск механизмов — эталонов и 2) разработка по возможности единообразного их описания. Такие описания должны быть формальными или по критическим параметрам, или по параметрам морфологии — в любом случае описания должны различаться для разных механизмов. Эти же правила описания должны быть применимы к природным структурам. Соответственно, применение единого описания и к механизмам-эталонам, и к природным структурам позволит понять, какие эталонные механизмы (или их комбинации) наилучшим образом описывают морфологию и механизмы формирования природных структур.

Для крупных структур в масштабах всего осадочного чехла и крупнее, которые будут обсуждаться ниже, вероятно, пока не может быть установлен необходимый и достаточный набор эталонных механизмов. То есть с одной стороны, список механизмов пока открыт, а с другой стороны, есть вероятность, что описания природных и модельных структур не будут полностью совпадать. Если это произойдет, то надо будет говорить, что удовлетворительный ответ на вопрос о механизме пока не найден.

#### 7. 1. 2 Основные типы экспериментальных моделей; язык описания деформационных трендов

Число исследователей, которые проводили эксперименты по воспроизведению складчатых структур разной степени сложности на протяжении XX века и в первое десятилетие этого, весьма значительно. Также очень разнообразны те задачи, которые ставили перед собой исследователи, и которые были в каком-то виде решены. Однако, если обращаться конкретно к проблеме формирования мультимасштабной линейной складчатости в очень мощных тонкослоистых толщах, то число экспериментов, целью которых может считаться воспроизведение именно таких структур, резко сокращается. Связано это, прежде всего, с двумя критически важными аспектами. Первый аспект – сочетание крупных складчатых форм с тонкой слоистостью. Несложно создать пачку 10-20 слоев двух типов с контрастной вязкостью. Однако воспроизведение пачки с числом слоев в 100-200 уже является непростой технической проблемой. Второй аспект - соблюдение условий подобия. Воспроизведение процесса длительностью в первые миллионы лет в объемах мощностью около десяти километров и исходной шириной в первые десятки километров необходимо уложить в минуты и часы, а по размерам – в первые сантиметры. Есть только две возможности сделать это относительно

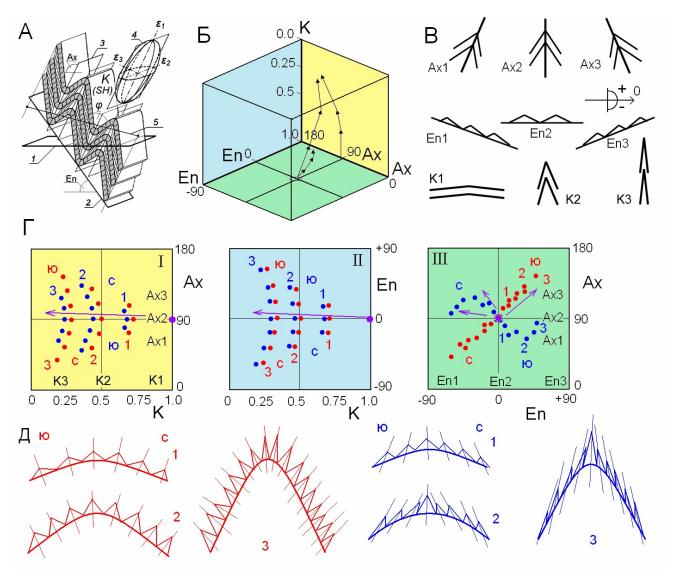
корректно - либо воспользоваться центрифугой, либо резко уменьшить вязкость исходной модели. Техническая сложность варианта с центрифугой состоит в том, что ограниченные размеры аппаратуры, дающей ускорение в 100 – 5000 g сильно лимитируют размер самой модели: это могут быть в лучшем случае образцы линейными размерами в 10-20 см и 1-2 см мощности. Обычным материалом для моделей являются смеси вазелина и моторного масла, пластилин, силиконовая замазка, обладающие вязкостью  $1\cdot10^{+2} - 1\cdot10^{+4} - 1\cdot10^{+6}$  па·с (паскальсекvнда, вязкость воды около  $1\cdot10^{-3}$  па·с). Если рассматривать вариант с постоянной низкой вязкостью (на уровне глицерина, 1.5 па с) для нормальной силы тяжести и соблюдения условий подобия, то создание сначала исходной тонкой слоистости в модели с разумными размерами (не менее 100 слоев, общая мощность пачки – сантиметры или десятки сантиметров), а затем фиксация полученной структуры (регистрация, фотографирование) экспериментатором слишком большие технические сложности. Для нормальной силы тяжести остается только вариант с временным радикальным уменьшением вязкости исходной слоистой модели, например, в результате нагрева. Если учесть указанные технические условия проведения экспериментов, то это сразу сильно ограничивает круг исследователей, которые могли бы произвести такое моделирование, обладая соответствующей аппаратурой и необходимым опытом работы.

Прежде всего это некоторые лаборатории, в которых традиционно используются центрифуги для тектонических экспериментов: Г. Рамберга (Упсала, Швеция), В.Г. Гутермана (Киев, Украина), лаборатория тектонофизики МГУ – А.М. Сычева-Михайлова (Москва), лаборатория Дж. Диксона (Кингстон, Канада). Сразу отметим, что Г. Рамберг и А.М. Сычева-Михайлова не занимались темой многослойной складчатости. Материалы экспериментов В.Г. Гутермана и Дж. Диксона нами собраны [Яковлев, 1997] и будут использоваться ниже. Варианты с разогревом материала использовались М.А. Гончаровым в лаборатории тектонофизики МГУ (слоистая канифоль) и В.Н. Лариным [1980] (независимый исследователь, материал – разогретый слоистый пластилин). Эксперименты на слоистой канифоли нами исследовались [Яковлев, 1997] и материалы также будут показаны ниже. В первоначальной работе опыты В.Н. Ларина были исследованы [Яковлев, 1997], однако морфологический тип этих структур относится к параллельным складкам, распространенным в предгорных прогибах, поэтому эти материалы здесь исключены из рассмотрения. Показанные ниже данные основаны на выполненной ранее работе [Яковлев, 1997], с небольшими изменениями. Поскольку цель этой части исследования – показать возможности проведения диагностики механизмов формирования линейной складчатости с использованием экспериментов и расчетных моделей, а не полное изучений всего возможного материала, то значительных дополнительных работ не проводилось.

Предполагается, что такие работы могут быть сделаны позже, в том числе – с использованием появившихся в последние годы интересных публикаций [Dixon, 2004; Harris et al., 2012].

Следующий вопрос, который необходимо предварительно обсудить – это каким образом следует описывать деформационные складчатые структуры, т.е. как должен быть построен язык описания таких структур. Как это уже объяснялось выше (параграф 5. 3. 2, стр. 209), описание должно строиться на свойствах эллипсоида деформаций, вписанного в домен и соотнесенного с морфологией складчатой структуры (рис. 5-15). Основными параметрами (рис. 7-1, А) будут являться «наклон осевой поверхности складок» АХ (наклон длинной оси эллипсоида), «коэффициент укорочения» К (величина короткой оси, прямо связанная с длиной длинной оси при двумерной деформации), «наклон исходной слоистости» EN (связывает наклон эллипсоида с ориентировкой слоистости внутри домена). Эти три параметра являются независимыми в том смысле, что они не вычисляются друг из друга, но их наблюдаемые связи будут иметь генетический смысл. Поэтому рассматривать эти три параметра следует только совместно, в объеме трехмерного пространства (рис. 7-1, Б). Обозначим оси координат пространства этими тремя параметрами (AX, EN, K); по вертикали расположим параметр «величина укорочения». По осям будут откладываться конкретные замеры морфологии домена (рис. 7-1, В). Тогда процесс развития домена во времени (при увеличении значений укорочения) в этом пространстве может быть представлен как перемещение точки (три параметра домена) внутри этого трехмерного пространства; в данном случае это будет смещение точки вверх от некоторой стартовой точки. Стартовая точка для домена – это позиция отсутствия складок: 90° AX,  $0^{\circ}$  EN, 1.0 K (K=L<sub>1</sub>/L<sub>0</sub>). Поскольку разные механизмы должны отличаться друг от друга по конечной морфологии складчатых структур, то следует ожидать, что пути перемещения морфологических параметров доменов при разных механизмах будут разными. Описание таких путей перемещения и будет составлять суть полуколичественного языка описания механизмов. Поскольку чисто технически сложно показать путь перемещения точки (или положение облака точек) в трехмерном пространстве, мы будем использовать проекцию точек или облака точек одновременно на три диаграммы (рис. 7-1, Г) – АХ/К – диаграмма I, EN/К – диаграмма II, AX/EN – диаграмма III.

На схеме части «Д» рис. 7-1 показана эволюция дивергентной антиклинальной структуры, состоящей из нескольких складок меньшего порядка, существующих на фоне крупного изгиба слоистости. От положения 1 к положению 3 увеличиваются наклоны осевых поверхностей (размах значений меняется от  $70^{\circ} \div 110^{\circ}$  до  $45^{\circ} \div 135^{\circ}$ ), похожим образом увеличиваются наклоны зеркала складок, увеличиваются величины укорочения ( $K=L_1/L_0$ ). Соответственно, на диаграмме I (рис. 7-1,  $\Gamma$ ) три серии красных точек смещаются от стартовой точки ( $90^{\circ}$  Ax, 1.0 K) к значениям 0.75, 0.5, 0.25 K при увеличении размаха наклонов осевых поверхностей до



**Рис. 7-1.** Представление о развитии механизма формирования складчатой структуры с использованием языка описания параметров деформации складчатых доменов и их морфологии. А – соотношение параметров морфологии складчатого домена и эллипсоида деформаций [Yakovlev, Voitenko, 2005], Б – трехмерное пространство признаков AX/EN/K и схема пути развития деформации в домене при развитии процесса; показаны проекции этого пути на плоскости AX/EN и AX/K; В – комментарий о возможных вариантах морфологии структурных признаков (осевые поверхности, зеркало складок, величина укорочения. (рисунки А, Б, В –повтор рис. 5 - 15); принципиальная картина положения стадий развития структуры на диагностических диаграммах в соответствии со структурами на рис. Д; Д - два варианта развития структуры – дивергентной и синвергентной. Фиолетовыми стрелками на рис. 7-1, Г показаны направления смещения «фронта процесса». Пояснения в тексте.

 $30^{\circ} \div 150^{\circ}$ . Похожая закономерность наблюдается на диаграмме II три серии красных точек смещаются от стартовой точки ( $0^{\circ}$  EN, 1.0 K) к тем же значениям K, а размах значений наклонов зеркала складок достигает  $-60^{\circ} \div +60^{\circ}$ . На диаграмме III, на которой не откладываются значения укорочения, стартовая точка находится в ее центре. Поскольку между углами ориентировками осевых поверхностей и зеркала складок почти сохраняется прямой угол, все точки смещаются вдоль главной «изгибной» диагонали  $-90^{\circ}$  EN,  $0^{\circ}$  Ax  $/+90^{\circ}$  EN,  $180^{\circ}$  Ax.

На тех же диаграммах эволюция «синвергентной» антиклинали имеет свои особенности. На первой диаграмме синие точки увеличивают размах к значениям 0.5 K, а затем опять стремятся к 90° Ах (результат «линеаризации»). Диаграмма II ничем не отличается от случая дивергентной структуры. Однако, если условные северные и южные крылья здесь совпадают, то, возвращаясь к диаграмме I, заметим, что там есть и другая особенность — на месте северных крыльев дивергентной структуры в нижней ее половине находятся южные крылья синвергентной. Соответственно, на диаграмме III тренд развития этой структуры имеет, вопервых, ориентировку вдоль другой диагонали («анти-изгибной»), а во-вторых, имеет не прямое направление, а вид синусоиды (отклоняется к 90° Ах при субвертикальных наклонах EN).

Таким образом, совокупность точек, отвечающих нескольким стадиям развития складчатой структуры, состоящей из многих доменов, на трех диагностических диаграммах может создавать характерные картины, поддающиеся интерпретации и отличающиеся для разных механизмов. Поскольку в природных структурах могут встречаться сходные по генезису объекты, но в силу разных причин достигшие разных стадий развития (разной амплитуды механизма), например, на соседних структурных пересечениях, то на этих диаграммах можно ожидать появления характерных облаков точек, отвечающих этим механизмам и лежащим на этих вполне определенных трендах. Общая идея состоит в том, что, имея набор таких облаков точек и трендов развития механизмов-эталонов, можно давать надежную генетическую интерпретацию таким облакам точек для природных объектов.

#### 7. 2. Модели экспериментальные

#### 7. 2. 1 Регистрируемые механизмы в моделях Диксона

В экспериментах, о которых пойдет речь ниже, исследовалось возникновение разрывов (надвигов) в слоистой последовательности, смятой в складки [Dixon, Tirrel, 1991]; эти эксперименты не были направлены специально на исследование тех механизмов, которые будут нами в них изучены. Для этой цели формировались пачки слоев пластилина и силиконовой замазки. Общее число слоев достигало 96 при мощности 10 мм. Вся толща состояла из трех пачек – слои пластилина и замазки в равных пропорциях формировали верхнюю и нижнюю толщу, именно в этих «мягких» пачках формировались мелкие складки (рис. 7-2). Средняя толща состояла либо из слоев только пластилина, либо пластилина и замазки в соотношении 4:1. Сам образец имел размеры 127×76 мм, он помещался в ротор центрифуги, имеющий радиус 33 см. Центрифуга могла создавать ускорение до 20 000 g, но использовалось только 2 000 – 4 000 g. Сама складчатая толща моделировала по представлениям авторов, структуру форланда (справа, рис. 7-2), которая испытывала давление со стороны поршня – «хинтерланда» (слева,

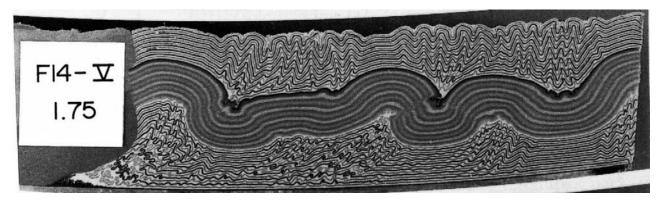


Рис. 7-2. Фотография эксперимента [Dixon, Tirrel, 1991], 3-го из серии F-14.

материал — пластилин). Смещение «поршня» слева направо обеспечивалось добавлением материала сверху, но левее «поршня», что при центрифугировании вызывало его расползание вправо до выравнивания, после чего цикл заканчивался и образец фотографировался. После этого добавлялась новая порция материала, и цикл повторялся. Время центрифугирования в одном цикле составляло около 5 минут. В соответствии с приведенными в статье критериями подобия, модель имитировала природную толщу исходной мощностью около 2 км, общее время складчатости для разных экспериментов составляло от 0.25 до 0.9 млн. лет.

Как следует из текста статьи, было произведено около 15 экспериментов. В первых сериях экспериментов (F2 - F6) в средней толще использовались чередования пластилина и замазки. Эта толща оказалась недостаточно компетентной, и сама сминалась в слабые складки, или равномерно увеличивала мощность. В статье приведены фотографии только отдельных таких опытов. В экспериментах F7 - F14 средний слой, состоящий только из слоев пластилина, сформировал крупные складки, часть которых на поздних стадиях срезалась развившимися надвигами (что и было целью экспериментов). Нами была использована для измерений и анализа серия из четырех фотографий опыта F-14, на стадиях III-VI (наше обозначение 1-4). На фотографиях этих опытов были проведены две линии профиля в верхней и нижней толщах, которые делились на 26 доменов (рис. 7-3). В каждом домене измерялись три параметра – наклон осевой поверхности, наклон зеркала складок и величина укорочения (табл. 7-1). Величина деформации измерялась по расстоянию между слоями вдоль осевой плоскости в сравнении с их исходной мощностью, т.е. по увеличению длины вдоль длинной оси эллипсоида деформаций. Поскольку фотографии первой стадии эксперимента отсутствовали, то за исходные мощности принимались слои в кровле толщи над антиклиналью непосредственно рядом с «поршнем». При самом первом рассмотрении совокупности данных, безусловно, бросается в глаза разница между морфологией складок в верхнем и нижнем профилях, которая важна для понимания механизмов «бокового давления», эталоном которых может выступить анализируемый эксперимент. Верхний профиль в этом смысле будет представлять собой чисто боковое давление без влияния

Таблица	7-1.	Пример	замеров				
структурн	ΗЫХ	Па	араметров				
(эксперимент F-14, стадия 3 или							
V, см. ри	ic. 7-2	2), левая	половина				
нижнего	трофи	ЯП					

нижнего профиля							
AX	EN	K	комментарий				
142	43	0.17	f-14-V-low1				
160	68	0.19	f-14-V-low2				
141	44	0.29	f-14-V-low3				
141	50	0.54	f-14-V-low4				
117	14	0.69	f-14-V-low5				
102	6	0.79	f-14-V-low6				
95	-4	0.93	f-14-V-low7				
127	-15	0.48	f-14-V-low8				
140	8	0.34	f-14-V-low9				
132	16	0.48	f-14-V-low10				
148	2	0.36	f-14-V-low11				
137	-1	0.29	f-14-V-low12				
131	10	0.45	f-14-V-low13				

трения на подошве осадочного чехла, а нижний, наоборот, будет показывать максимальное проявление трения Bce на подошве. замеры структурных параметров были вынесены на три диагностические диаграммы, сначала отдельно для каждого профиля (рис. 7-4). На этих диаграммах они образовали относительно компактные ареалы, которые имеют тенденцию смещаться в своей позиции от стадии к стадии. По причине заметной неоднородности структуры этот процесс не является монотонным - можно говорить, например, о явной тенденции в смещении средних величин укорочения (табл. 7-2), а также о последовательном смещении

значений максимального укорочения – от 0.57 к 0.34 для верхнего профиля и от 0.33 к 0.15 для нижнего. Это хорошо видно на рис. 7-5A, на котором цветными точками и линиями показаны точки параметров доменов и «фронт» процесса образования складок. Эти контуры в варианте начальной и конечной стадии показаны на всех трех диаграммах (рис. 7-5 Б, В, Г). Также

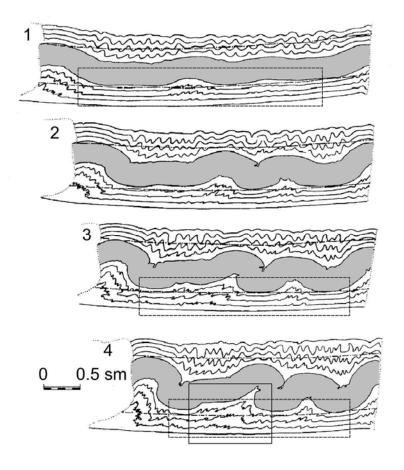
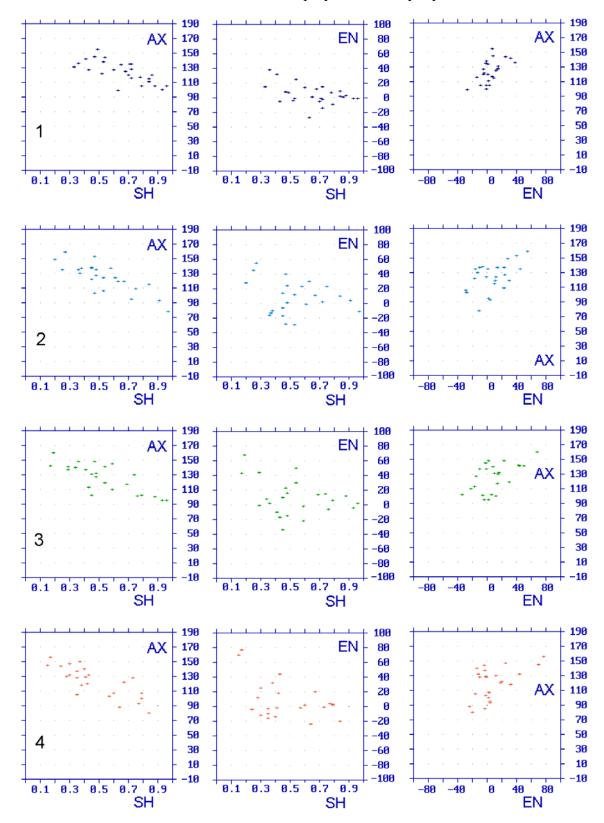


Рис. 7-3. Схема опубликованной серии экспериментов F14 [Dixon, Tirrul, 1991]. Показаны основные толщи, мелкие складки в части слоев. В верхней И нижней частях проведены линии профилей. разделенные на домены (точки границы доменов). Прямоугольники из штриховых линий и сплошной линии показывают структуры, исследованные специально; что будет обсуждаться других параграфах.

наблюдается незначительное смещение среднего наклона осевой поверхности от 124° до 120°, т.е. к более вертикальным. Остальные значения имеют существенный разброс. В пределах самой выборки для нижнего профиля не обнаружено ожидаемого эффекта роста значений наклона осевых плоскостей от 90° к 180° при увеличении укорочения от стадии к стадии, но



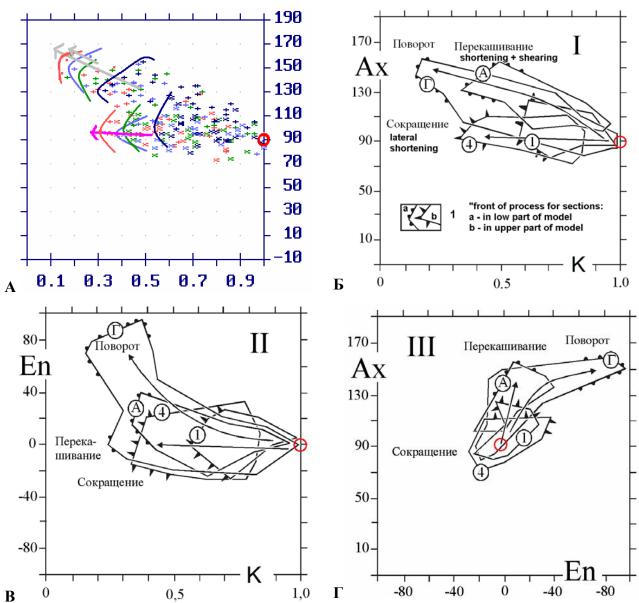
**Рис. 7-4.** Конфигурации облаков точек для 26 доменов нижнего профиля на диагностических диаграммах по отдельности для четырех стадий эксперимента.

Таблица 7-2. Средние значения структурных параметров и их пределы для двух

профилей и четырех стадий.

профилеи и тенврех стадии.								
AX	AX AX		EN	K	K			
средн.	мин./макс	сред.	мин./макс	сред.	мин./макс	профиль		
98.8	79 ÷ 125	4.3	-25 ÷ +26	0.756	$0.57 \div 0.99$	1 up 1		
94.6	81 ÷ 116	2.0	-20 ÷ +29	0.697	$0.41 \div 1.10$	2 up 2		
96.0	74 ÷ 111	4.2	-19 ÷ +32	0.651	$0.43 \div 0.96$	3 up 3		
96.4	72 ÷ 112	0.4	-26 ÷ +32	0.572	$0.34 \div 0.85$	4 up 4		

124.5	99 ÷ 155	4.6	-27 ÷ +38	0.657	$0.33 \div 0.96$	1 low A
121.4	78 ÷ 159	7.3	-29 ÷ +55	0.579	$0.20 \div 1.13$	2 low Б
121.9	70 ÷ 160	8.2	-34 ÷ +68	0.577	$0.17 \div 1.12$	3 low B
120.0	80 ÷ 156	11.5	-24 ÷ +97	0.512	$0.15 \div 1.00$	4 low Γ



**Рис. 7-5.** Совокупные конфигурации ареалов точек, показывающие три процесса, которые были активны в эксперименте F14: горизонтальное сокращение, перекашивание и поворот. Показаны также позиции «фронта» (условный знак 1) трех процессов и их тренды (стрелки и названия «механизмов»).

сами четыре облака обладают именно таким удлинением, поэтому, вероятно, такая тенденция существовала на предыдущих стадиях развития.

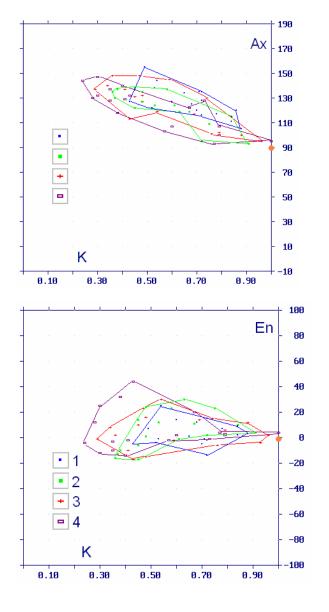
Обращает на себя внимание также крупная антиклиналь, развившаяся рядом с «поршнем». Часть доменов в этой антиклинали показывают механизм поворота или изгиба, когда на диаграмме III точки доменов смещаются от стартовой точки (90°AX и 0°EN) вдоль главной изгибной диагонали к значениям (160°AX и 70°EN), при сохранении в целом прямого угла между осевой плоскостью и зеркалом складок.

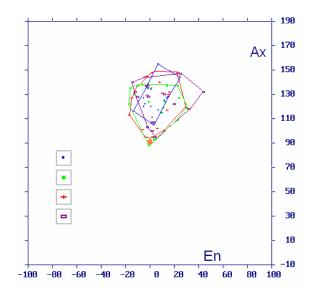
В связи с этим можно дать следующую характеристику трем проявленным механизмам формирования складчатых структур. Структуры бокового (латерального) сокращения сохраняют вертикальную ориентировку осевых плоскостей, горизонтальное в целом зеркало складок и показывают рост величин укорочения. Структуры горизонтального сокращения с горизонтальным перекашиванием показывают значительное отклонение осевых поверхностей от вертикали с ростом дополнительного сокращения. Эти тенденции показаны стрелками на диагностических диаграммах (рис. 7-5). Кроме этого, в качестве осложняющего эксперимент механизма был выявлен процесс поворота (продольного изгиба, вращения).

В связи с выявленным осложнением (антиклиналь рядом с «поршнем») интересным показалось исследовать этот же эксперимент, освободив его от «краевых эффектов». Для этого из данных по четырем стадиям нижнего профиля были удалены по четыре домена рядом с поршнем и рядом с торцевой стенкой; из 26 остались только по 18 доменов. Оставшиеся точки были вынесены на те же диагностические диаграммы, и, соответственно, были оконтурено постадийно четыре ареала (рис. 7-6). На первых двух диаграммах существенно лучше видно последовательное смещение «фронта» складкообразующего процесса (от 0.5 К к 0.25 К) при параллельности вытянутых четырех ареалов на первой диаграмме (Ах/К). На второй диаграмме (Еп/К) к четвертой стадии вполне ожидаемо существенно увеличился диапазон значений наклона зеркала складок, и ареал четвертой стадии стал заметно шире, чем ареал первой стадии. На третьей диаграмме (Ах/Еп) относительно широкий эллипс, в который уложились все четыре стадии, расположен выше стартовой точки и имеет слабую тенденцию к увеличению площади при развитии процесса.

# 7. 2. 2 Уточнение соотношения гравитационного соскальзывания и бокового давления (Воронцовский покров) по результатам анализа моделей Дж. Диксона

В данном месте есть возможность вернуться к теме генезиса складок в области детачмента Воронцовского покрова (параграф 5. 2. 3, стр. 203). Напомним, что основной задачей исследования был выбор между двумя альтернативными моделями — бокового давления (со стороны хинтерланда Большого Кавказа) и гравитационным соскальзыванием. Предварительный





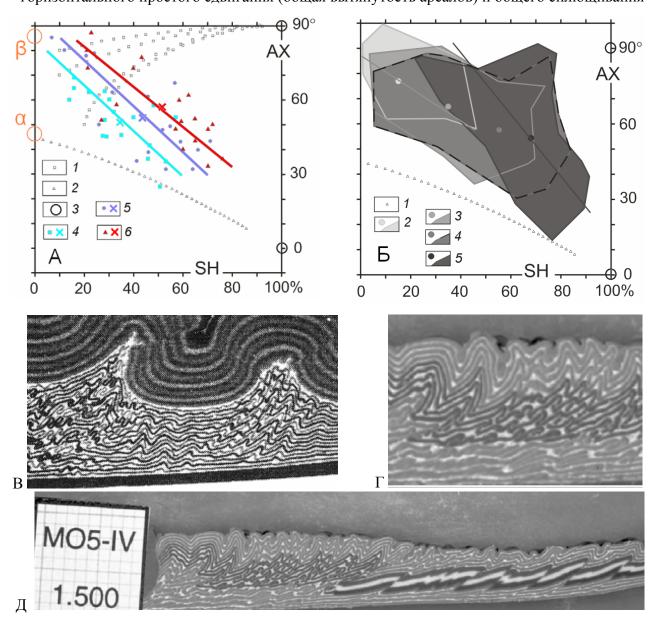
**Рис. 7-6.** Контуры ареалов точек с морфологией доменов, соответствующие 18 доменам основной части нижнего профиля для четырех стадий.

1-4: цвета точек и линий, вид точек для стадий 1-4. Светло-коричневая крупная точка на всех трех диаграммах — стартовая позиция морфологии домена (90° Ax, 0° En, 1.0 K), в которой складки еще отсутствуют.

результат был получен после сравнения ареалов (трендов) двух механизмов в теоретическом виде (рис. 5-13, рис. 7-7, A) с ареалом точек, полученных по замерам складок в покрове. Поскольку природный ареал хорошо совпал с цепочкой точек теоретической модели «горизонтальное простое сдвигание», был сделан вывод о действии именно этого механизма.

Дадим детальное описание морфологии структур, полученных экспериментально для другого механизма — горизонтального бокового давления. Предполагается, что нижний профиль в серии F14 Дж. Диксона может использован как модель такого механизма. На ту же диаграмму с наклоном осевых поверхностей складок АХ и величины укорочения SH (рис. 7-7, А) были вынесены точки трех стадий (1, 3, 4) в центральной части профиля (версия 18 точек), поставлены точки трех средних значений (косые кресты) и нанесены линии регрессии облаков точек. Все три облака заняли положение, промежуточное между трендом механизма горизонтального сдвигания (от 45°АХ и 0%SH к 0°АХ и 100%SH) с явным смещением к аттрактору механизма бокового давления (90°АХ и 100%SH), но при этом сами облака были

вытянуты по направлению от 90°AX и 0%SH (область, отмеченная кружком «β») к 0°AX и 100% SH. Таким образом, для этого эксперимента можно видеть комбинацию двух механизмов – горизонтального простого сдвигания (общая вытянутость ареалов) и общего сплющивания



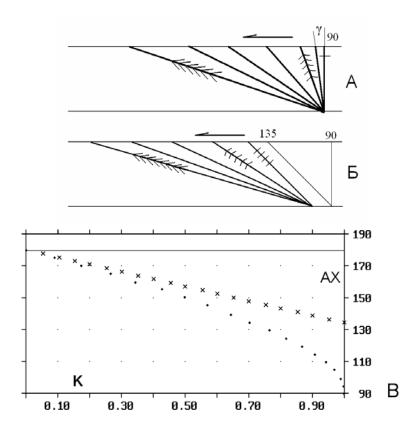
**Рис.** 7-7. Диагностика комбинации двух механизмов (по [Yakovlev, 2012b], с изменениями) – простого горизонтального сдвигания и бокового сплющивания (однородного укорочения) – в моделях на эквивалентных материалах [Dixon, Tirrul, 1991; Dixon, 2004]. Используется диаграмма AX/SH (наклон осевой поверхности / величина укорочения): **a** – модель серии F14 [Dixon, Tirrul, 1991], профиль в нижней части (штриховые прямоугольники на рис. 7-3), оставлены замеры по 18 доменов в профиле; **б** – модель МО5 [Dixon, 2004]; **в** – деталь структуры модели серии F14, стадия 4 (прямоугольник сплошной линии на рис. 7-3); **г** – деталь модели серии МО5, стадия 4; **д** – модель серии МО5 полностью, стадия 4.

Для **а:** 1 — модель однородного горизонтального укорочения (сплющивания); 2 — модель горизонтального простого сдвигания; 3 — аттракторы для этих двух механизмов; 4 — стадия 1 модели — точки, средние значения, линии регрессии; 5 — то же самое, стадия 3; 6 — то же самое, стадия 4. Для **6:** 1 — механизм горизонтального простого сдвигания; 2 — область точек замеров параметров складок для модели МО5, стадия 1, среднее значение, линия регрессии, 3 — то же самое, стадия 2; 4 — то же самое, стадия 3; 5 — то же самое, стадия 4.

(смещение средних значений и самих облаков для стадий 1, 3, 4 к точке 90°AX и 100% SH). Вероятно, наличие в эксперименте компетентной средней толщи (рис. 7-7, В) привело к возникновение большой доли горизонтального сдвигания на ранних стадиях развития, а для более поздних структур, показанных на имеющихся фотографиях уже преобладает общее сплющивание. Обращает на себя внимание отсутствие в эксперименте складок с параметрами 45°AX и 0%SH (область с кружком «а»), характерных для начальной стадии модели «горизонтальное простое сдвигание», которые были обнаружены для природной структуры (рис. 5-13).

Опубликованные материалы более позднего эксперимента Дж. Диксона [Dixon, 2004] позволяют уточнить картину проявления комбинированного механизма формирования складок в аккреционной призме, в котором участвуют и горизонтальное сдвигание, и общее сплющивание (рис. 7-7, Б, Г, Д). Для этого в четырех экспериментах серии МО5 измерялись в нескольких местах вдоль осевых поверхностей складок на разной высоте те же два параметра наклон осевой плоскости и величина укорочения. Для определения величины укорочения измерялись углы схождения складок в местах замера наклона. Совокупности точек были нанесены на диаграмму (рис. 7-7, Б). Ареалы были оконтурены, а также на них отмечены точки средних значений и линии регрессии. Вполне ожидаемо ориентировка линий регрессии оказалась близкой к положению аналогичных линий для серии F14, но смещение точек средних значений оказалось другим. Четыре точки для четырех стадий занимают положение почти точно между двумя трендами (90°AX, 0%SH  $\rightarrow$  90°AX, 100%SH, «сплющивание» противопоставляется 45°AX,  $0\%SH \rightarrow 0°AX$ , 100%SH, «горизонтальное сдвигание»), постепенно увеличивая значения укорочения. Тем самым эта серия экспериментов продемонстрировала одновременное действие обоих механизмов, причем в равных долях. Можно предполагать, что природные структуры типа «аккреционная призма» в чистом виде должны иметь деформационные обстановки (наборы значений AX и SH), соответствующие этому эксперименту.

Результаты этого анализа могут быть интерпретированы следующим образом. Для структур типа покрова или аккреционной призмы можно предположить существование двух взаимоисключающих состояний или деформационных обстановок. Первое состояние – сдвигание и укорочение (вариант «β» на рис. 7-7, А) с первой слабо сжатой складкой, имеющей вертикальную осевую поверхность (90°AX), которая при простом сдвигании увеличивает отклонение от вертикали и укорочение по определенному закону, связанному с косинусом угла сдвига (рис. 7-8, А). Второе состояние – сдвигание и удлинение (вариант «α») с первой складкой, имеющей наклон 45°AX, и которая в последующем своем развитии соответствует тренду простого сдвигания (рис. 7-8, Б). Вероятно, ни в каком виде не следует ожидать возникновения комбинации этих состояний, поскольку одновременное удлинение тела покрова



**Рис.** 7-8. Схема двух вариантов развития складок в условиях горизонтального сдвигания. А – в условиях дополнительного горизонтального укорочения зоны сдвигания возникают вертикальные складки, осевая поверхность которых смещается простым сдвигом « $\gamma$ », увеличивая длину (и величину сокращения, что условно показано уменьшением угла схождения крыльев складок); Б – в условиях горизонтального удлинения или сохранения длины зоны возникают складки с начальным наклоном 45° (135°), при нарастании сдвига величина укорочения складки возрастает, но от начальной длины оси складки (при наклоне 45°); В – два тренда развития складок, соответствующие двум схемам: точки от значения 90°AX, 1.0 К (SH 0%) принадлежат схеме А, кресты от точки 135°AX 1.0 К принадлежат схеме Б. При большом укорочении (0.5 – 0.1 K) тренды сближаются.

и зоны сдвигания в его детачменте и укорочение зоны невозможно. Для совокупности складок детачмента Воронцовского покрова характерно наличие слабого укорочения при наклоне 60°AX, что с поправкой на наклон всего тела на север как раз и составляет 45°AX (рис. 5-13, стр. 206), а слабо сжатых субвертикальных складок в этой зоне не обнаружено. Кроме того, наблюдаемые только субгоризонтальные срывы с надвиганием висячего крыла на юг представляют собой сколы R-типа (симметричные им сколы R'-типа отсутствуют), что указывает на обстановку горизонтального удлинения [Яковлев и др., 2008; Яковлев, 2011].

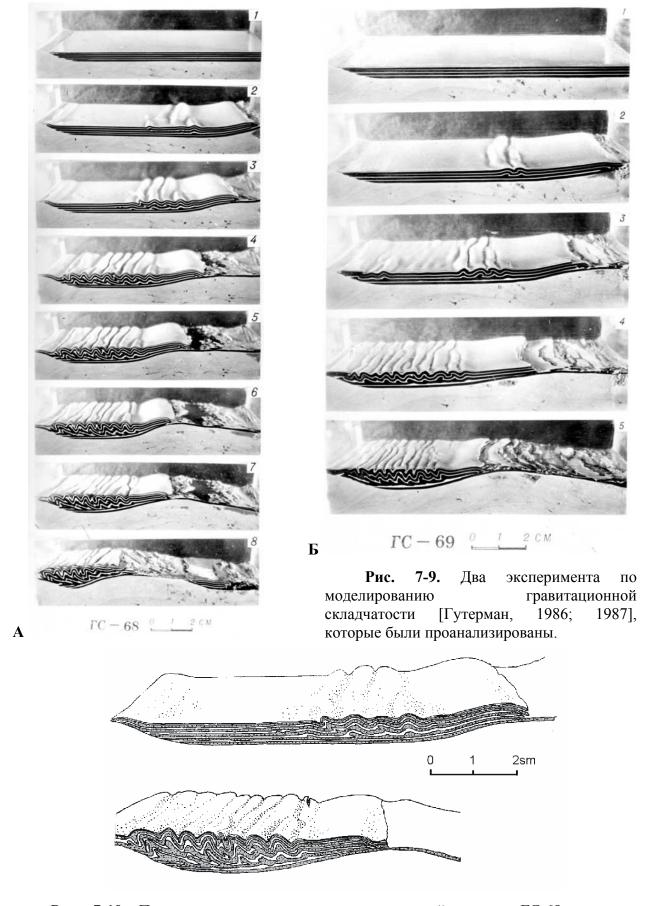
Таким образом, анализ материалов двух экспериментов подтверждает для собранного природного материала очень большую вероятность именно гравитационной природы перемещения Воронцовского покрова, поскольку в складках, принадлежащих детачменту этой структуры, фиксируется простое горизонтальное сдвигание с удлинением тела покрова, а признаки латерального укорочения отсутствуют. Ключевым признаком для однозначного

утверждения такого типа является попадание замеров параметров природных складок (AX и SH) в характерную область «а» диаграммы AX / SH (рис. 7-7, A; рис. 5-13, стр. 206).

#### 7. 2. 3 Диагностика механизмов в двух типах моделей В.Г. Гутермана

Валентин Григорьевич Гутерман (1936 - 2000) выполнил большой объем работ по моделированию на центрифуге целого спектра объектов, связанных с гравитационным воздействием на геологические структуры [Гутерман, 1986; 1987]. К ним относились соляные структуры и конседиментационные складки, покровы и складки гравитационного скольжения, структуры грабенов, структуры взаимодействия магматического расплава и земной коры, структуры изостатического выравнивания. В описаниях моделей всех типов В.Г. Гутерманом обязательно давались расчеты условий подобия, а результаты моделирования часто сопоставлялись с примерами природных структур. Кроме того, важно отметить, что полученные модели гравитационной складчатости В.Г. Гутерман сопоставлял с моделями бокового давления, созданными специально с этой целью. Из всего обилия экспериментов нас интересовали только указанные выше два типа складок (гравитационное скольжение и боковое давление); для каждого были выбраны по две наиболее ярких модели в виде серий фотографий этапов экспериментов – складчатость бокового давления (СБД-3 и СБД-6), а также гравитационная складчатость (ГС-68 и ГС-69). В качестве исходного материала нами использовались фотоотпечатки с очень хорошим разрешением, любезно представленные автору В.Г. Гутерманом в 1990-х годах. Измерения всех расстояний и углов в структурных элементах на этих фотографиях с помощью циркуля-измерителя и транспортира давали хорошую точность. Эти фотографии структур были представлены также в диссертации [Гутерман, 1986] и в монографии [Гутерман, 1987], но в последней, к сожалению, - в таком виде, который не позволяет делать точные измерения.

Модели гравитационной складчатости были составлены из слоев светлой глины (более компетентные, 100% влажности, 0.2-0.3 мм мощности, вязкость не указана) и темных слоев специальной смеси моторного масла (1/4) и технического вазелина (3/4), для которых указана мощность 0.6-0.9 мм и вязкость 37 па·с. Всего в модели мощностью 4.5 – 5.5 мм было создано 10 пар слоев, сама модель имела линейные размеры 52×127 мм. Моделирование проводилось с ускорением 55-60 g в 5-8 этапов, с временем центрифугирования 1-10 сек на каждом этапе. Для создания эффекта оползания с одной стороны под модель подкладывался клин с углом 10-14°. На каждом этапе указанного выше времени оказывалось достаточно, чтобы толща сместилась «вниз» на всю возможную амплитуду. Далее, в соответствии с идеей «орогенной волны» клин смещался, и процедура повторялась (рис. 7-9, 7-10). Подсчеты условий подобия [Гутерман, 1987] показали, что время одной фазы оказывалось очень небольшим – около 100 – 1000 лет.

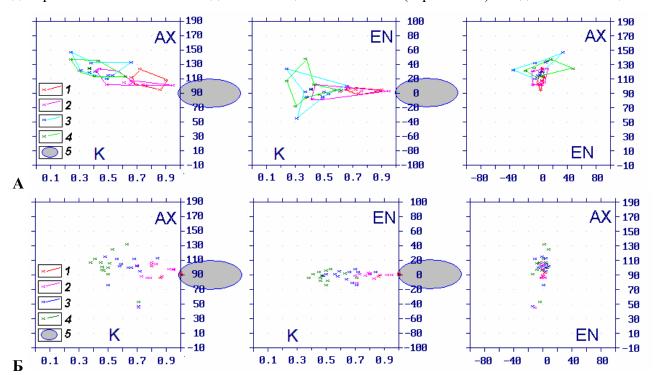


**Рис. 7-10.** Первая и последняя из четырех стадий модели ГС-68, в которых производились замеры структурных признаков. Рисунок по фотографии ([Яковлев, 1997], с изменениями).

В.Г. Гутерман [1987] указывает, однако, что для Эллинид, взятых в качестве примера, весь период складчатости, состоявший из нескольких фаз, охватил период около 10 млн. лет.

В обеих моделях были использованы для замеров структурных признаков по четыре этапа. В каждом случае на последнем этапе была проведена линия профиля и выделялись домены, как правило – по одному на складку. Далее на предыдущих этапах на линиях профиля выделялись домены, преимущественно – для тех же складок. Важное замечание – величина укорочения измерялась по увеличению мощности пары слоев вдоль осевой поверхности складки, угол схождения крыльев складок не использовался. Общее число доменов составило: для четырех стадий модели ГС-68 – 33 домена, для модели ГС-69 – 40 доменов.

Результаты измерения были нанесены на диагностические диаграммы (рис. 7-11). Модель ГС-68 показала вполне ожидаемую картину распределения точек, характерную для комбинации «горизонтальное сдвигание плюс укорочение» (рис. 7-6) — увеличение отклонения наклона осевых поверхностей от вертикали (АХ от 90° до 130°) при возрастании укорочения (SH). Некоторое отличие заключалось только в увеличении диапазона значений наклона зеркала складок (EN) на развитых стадиях процесса. Разумеется, здесь следует заметить, что измерениями была охвачена только половина структуры, поскольку зона растяжения в анализ не включалась. Более того, часть моделей показывала явление «тектонической эрозии» — там само тело покрова отсутствовало, поскольку переместилось вниз по склону поднятия. На диаграммах это показано введением специального знака (серый овал). Модель ГС-69 в целом



**Рис. 7-11.** Диагностические диаграммы для структур гравитационного оползания (по [Яковлев, 1997], со значительными изменениями). А – модель  $\Gamma$ С-68;  $\Gamma$ Б – модель  $\Gamma$ С-69. 1 – модель стадии 1; 2-4 – стадии 2-4; 5 – теоретическая область локализации параметров доменов в зоне растяжения.

эти закономерности повторила, но ее отличие состояло в относительно слабом результате действия «горизонтального простого сдвигания» (меньшее отклонение параметра АХ – от 90° до 110°) и некотором случайном разбросе наклонов осевых поверхностей складок. Для всех четырех стадий обеих моделей на диаграммах хорошо видно смещение «фронта процесса» вдоль оси «величина укорочения». Кроме того, в каждом профиле наблюдается уменьшение величины укорочения от фронтальной части покрова к его тыловой части. В принципе структуру гравитационной складчатости можно рассматривать как совокупность трех обычных зон — тектонической денудации (растяжения), транспорта (перемещения) и аккумуляции (сгруживания, складчатости). Именно третья зона была объектом моделирования в данном случае. Заметим, однако, что наблюдения за таким явлением в природной структуре как совокупности всех трех зон могут встречать сложности. Воронцовский покров (параграф 5. 2), например, с этой точки зрения может относиться ко второй зоне (транспорта), его зона растяжения не изучена, а зоны сгруживания, возможно, нет.

Эксперименты В.Г. Гутермана показали важное свойство складчатости гравитационного оползания – в области сгруживания материала параметры деформированного состояния самого тела оползня не будут сильно отличаться от складчатости бокового давления (см. эксперименты Дж. Диксона). Тем самым еще раз подтверждается справедливость предложенного теоретического положения (параграф 3. 3, стр. 146) о том, что корректная диагностика механизма возможна только тогда, когда исследуется вся структура, целиком охваченная механизмом, а не только ее часть.

Эксперименты по воспроизведению «складчатости бокового давления» (рис. 7-12) проводились В.Г. Гутерманом специально для сопоставления со складками гравитационного генезиса. Материал слоистого тела выбранных моделей СБД-з и СБД-6 и его строение не отличались от моделей ГС-68 и ГС-69. Для обеспечения бокового смещения за специальный поршень помещалось некоторое количество смеси моторного масла и технического вазелина. Превышение уровня смеси над уровнем модели обеспечивало при центрифугировании смещение поршня влево до выравнивания уровней материала в модели и за поршнем. Модель фотографировалась, а потом за поршень помещалось дополнительное количество материала, и цикл повторялся. При сравнении двух типов складчатостей на качественном уровне В.Г. Гутерман [1987] обратил внимание, разумеется, на разницу в структуре тыловой части – наблюдалось хаотическое скучивание материала около поршня в моделях СБД и спокойная, недеформированная структура в моделях ГС.

Показанные на рис. 7-13 замеры структурных параметров в трех стадиях модели СБД-6 (5, 6 и 6 доменов) действительно, не показывают какой-то морфологической специфики структуры. Вполне ожидаемо структура показала в целом сочетание горизонтального

укорочения и горизонтального простого сдвигания. Однако важным в данном случае оказалось то, что сочетания свойств модели и условий нагружения привели к возникновению дополнительного сдвигания вдоль нескольких наклонных зон. На диагностической диаграмме III (AX/EN) хорошо видно поэтапное возникновение и развитие ареала точек диагонального «антиизгибного» направления. Поскольку исторически эти модели были изучены первыми в 1995-97 гг., то именно в них первоначально был зафиксирован механизм «принадвиговая

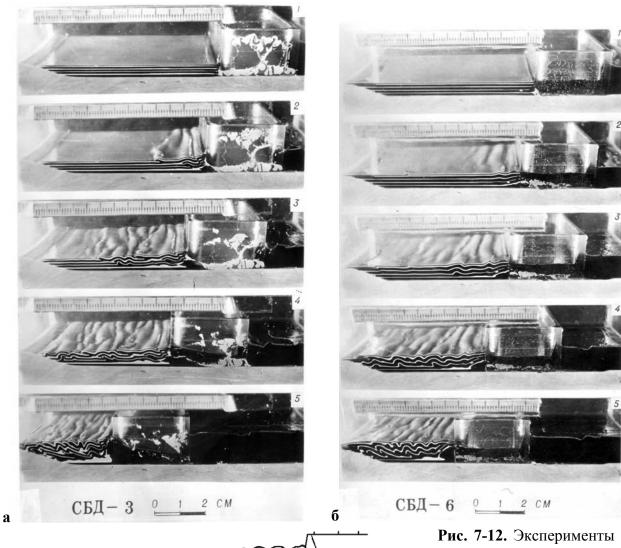
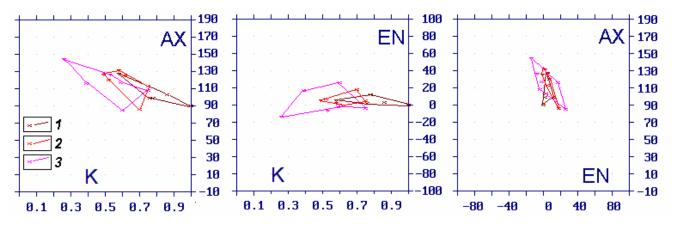
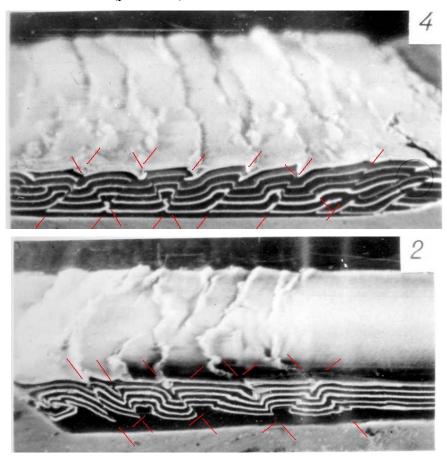


Рис. 7-12. Эксперименты (а, б) по воспроизведению складчатости бокового давления [Гутерман, 1986] и ([Гутерман, 1987], рис. 26 и 24), в – расшифровка, рисунок по фотографии, две стадии опыта СБД-6 [Яковлев, 1987].



**Рис. 7-13.** Диагностические диаграммы с конфигурацией точек морфологии доменов модели СБД-6 (складчатость бокового давления). 1-3 — стадии развития модели, пояснения в тексте

складчатость» [Яковлев, 1997; 2001], который затем подробно был изучен на материале Северо-Западного Кавказа ([Яковлев, 2003]; параграф 5.3, о наклонных зонах пластического простого сдвигания). В части моделей гравитационной складчатости, как нам представляется, сочетания реологических свойств и условий нагружения привели к тому, что деформации стали развиваться по сопряженным направлениям скола (45° к оси сжатия), в результате чего возникли коробчатые складки (рис. 7-14).



**Рис. 7-14.** Модели ГС-45 и ГС-49, в которых были получены структуры с коробчатыми складками ([Гутерман, 1986; 1987], рис. 11, фото 2 и 4, с изменениями). Нанесенные линии показывают направления, по которым формировались зоны сдвигания (наша интерпретация)

Таким образом, модели гравитационной складчатости В.Г. Гутермана показали в своей зоне «аккумуляции» возникновение моновергентной структуры такой морфологии, которая свойственна также складчатости бокового давления (В.Г. Гутерман и Дж. Диксон) — сочетание однородного укорочения и горизонтального простого сдвигания. Важное отличие структур двух разных генезисов наблюдается только в тыловой части структуры.

### 7. 2. 4 Механизм «адвекция» в аналоговых моделях М.А. Гончарова

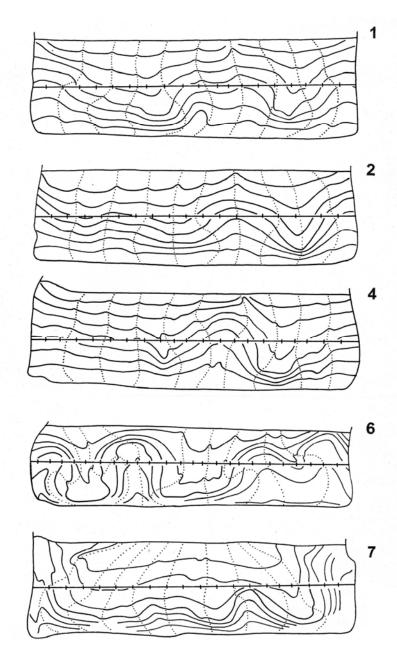
Как уже упоминалось в главах 1 и 3, для периода выдвижения умозрительных моделей была характерна борьба двух основных идей – фиксизма и мобилизма. Наиболее сложным моментом в аргументации идей фиксизма был механизм формирования складчатых комплексов, в которых каждая небольшая складка несомненно возникла вследствие укорочения перпендикулярно своей осевой поверхности. Поскольку для объяснения многих эмпирических данных, в первую очередь - о связи истории развития крупных блоков земной коры с глубокими горизонтами мантии, в рамках фиксизма отрицалось существование плит и их крупномасштабные перемещения, то отрицание общего сокращение складчатой структуры приходило в противоречие с наличием сокращения на уровне отдельных складок. Для разрешения этого противоречия использовалась гипотеза адвекции или глубинного метаморфогенного диапиризма [Белоусов 1960, 1969; Сорский, 1962; Кириллова, 1962, 1963; Шолпо 1978, 1993а, Гончаров 1979, 1988]. Ее суть сводилась к механизму гравитационного всплывания менее плотного вещества сквозь покрышку более плотного [Шолпо, 1993а]. При этом, подобно структурам соляного диапиризма, нижняя толща при всплывании сама собиралась в складки в зоне подъема, и, внедряясь в верхнюю толщу, раздвигала ее, также заставляя ее испытывать укорочение, вследствие чего – тоже сминаться в складки. Доводами в обоснование такого механизма были: а) короткие фазы складчатости (это не находило объяснения в рамках мобилизма), б) факт совместного действия трех механизмов формирования земной коры – складчатости, магматизма и метаморфизма – к конце крупных циклов развития (циклов Вильсона по 200 млн. лет), в) возможность привноса в осадки большого количества флюидов при развитии метаморфизма, г) существование структур всплывания для осадочных толщ (соляной и глиняный диапиризм) и метаморфических (гранито-гнейсовые купола) и другие факты и соображения. Целью моделирования адвективных структур в первую очередь было установление факта, что такие процессы могут формировать складчатость.

Для моделирования складчатой структуры была использована идея временного сильного снижения вязкости модельного тела. Для создания слоистой толщи использовался сплав канифоли и машинного масла (в пропорции 9:1), который подкрашивался красителями

[Гончаров, Горелов, 1975]. Затем в условиях низкой температуры воздуха канифоль дробилась, и из нее создавался мелкий порошок. Порошок слой за слоем насыпался в форму размером 280×98. После этого при комнатной температуре из модели под прессом отжимался воздух. Всего в модели было до 50 слоев толщиной около 0.5 мм. В некоторых случаях далее с помощью сетки нагретых нихромовых проволок, которые продавливались через модель, оставлялись маркеры (разрывы в слоях через 10 мм), которые позволяли следить за возникающими деформациями. Готовая модель прогревалась до температуры около 70°C в течении нескольких часов, причем поддерживалась разница температур между кровлей и подошвой структуры около 5° С. Затем модель охлаждалась и разрезалась нагретой металлической нитью для изучения структуры на срезе. Техника экспериментов была разработана Ю.М. Гореловым. В описании экспериментов сообщается, что вязкость материала модели оценивалась в 10<sup>3</sup> па·с (при 70°), мощность толщи эквивалентна 10 км, время эксперимента – около 1 млн. лет [Гончаров, 1979; 1988]. После охлаждения при комнатной температуре вязкость материала составляла  $10^{7-8}$  па $\cdot$ с, что позволяло хранить созданные модели достаточно длительное время. Модели имели две важные особенности. Во-первых, при их создании экспериментаторы стремились получить не изометричные ячейки Бенара, а линейные структуры. Для этого разница в температурах устанавливалась небольшая, соответственно, превышалось только первое значение числа Релея (возникает линейная конвекция), но не второе (возникают ячейки Бенара). Соответственно, считалось, что срезы модели имели двумерную деформацию, но полной гарантии соблюдения этого условия на любом разрезе не было. Во-вторых, в них возникало большое количество мелких складок, возможно - как следствие всплывания мелких пузырьков оставшегося в модели воздуха. Таким образом, эти мелкие складки скорее имели смысл кинематических маркеров, а не структур, по которым можно было измерять величину укорочения.

Михаил Адрианович Гончаров (1934 – 2014) любезно предоставил автору в начале 90-х годов цветные фотографии ряда экспериментов для анализа их деформаций. Из них были отобраны 8 примеров, в которых были проведены линии, вдоль которых выделялись домены и проводились измерения структурных признаков (рис. 7-15). Надо заметить, что техника проведения таких экспериментов не предполагает получения и изучения промежуточных стадий процесса. Соответственно, в этом случае не было возможности наблюдать последовательно стадии одного опыта. Однако, имея серию экспериментов, можно было провести их ранжировку по степени развитости процесса и увидеть изменения морфологии структуры по параметру «квазистадийность».

Результаты всех измерений (примеры даны в табл. 7-3) были нанесены на диагностические диаграммы (рис. 7-16). Конфигурация ареалов точек экспериментов адвекции



**Рис. 7-15.** Примеры моделей адвекции в соответствии с развитием амплитуды процесса (1-7), рисунок по фотографиям; фотографии были предоставлены М.А. Гончаровым. Сплошные линии — слоистость (выборочно), точки — первоначально вертикальные маркерные линии, линия с отметками — домены, в пределах которых измерялись деформационные параметры.

имела особенность — наряду с доменами, испытавшими укорочение, существовали домены, имеющие удлинение (SH>1.0), а не укорочение, причем это касалось любых ориентировок бывших вертикальных направлений. Это вполне закономерно, поскольку структура в целом укорочения не испытала. На квазистадиях больше 4-й в структуре возникали небольшие участки сильного вращения: домены, попадавшие на эти структуры получали цифры наклоны осевых поверхностей больше 180° (и меньше 0°), а наклоны слоистости показывали перевернутые структуры (больше 90° и меньше -90°). Сведенные вместе, контуры всех восьми экспериментов образовали три общих ареала, имеющие характерные для этого процесса черты

(рис. 7-17). Прежде всего, это дивергентность структуры на диаграмме III (AX/EN) - контуры вытянуты вдоль главной «изгибной» диагонали, на которой сохраняется прямой угол между осевой плоскостью и зеркалом складок. Обращает на себя внимание очень широкий ареал на диаграмме II (EN/K): заполнена почти вся его площадь, то есть любые значения наклона зеркала складок встречаются по всем имеющемся диапазоне величин сокращения доменов от 0.3-0.4 К до удлинения 1.5 К. Для распределения значений наклона осевых плоскостей характерна другая черта – в диапазоне величин сокращения от 0.3-0.4 К до 0.7 К наклоны АХ не превышают величин 30-150°, а структуры с лежачими и ныряющими складками 150-200° АХ и от 30° до -30° АХ встречаются в доменах слабого укорочения и удлинения структур (от 0.7 К до 1.2 К). Эти закономерности хорошо видны также на ранее составленных диаграммах (рис. 7-18), использовавших те же замеры. Интересны примеры других моделей, опубликованных в нескольких работах [Гончаров, 1979; 1988; Шолпо, 1978], но которые не были проанализированы для измерений численных параметров структуры (рис. 7-19). На этих моделях было показано, что может существовать несколько уровней структурных ячеек, формирующих как простые структуры (рис. 7-19, б), с двумя ядрами всплывания, так и сложные, в которых, по мнению М.А. Гончарова ([1979], стр. 133), проявились движения двух уровней (рис. 7-19, а, в). – общего (две ячейки на всю модель) и частных (несколько ячеек меньшего размера). На одном из рисунков показана структура, в которой нижняя толща частично заняла место верхней, что может иметь место в метаморфических комплексах (рис. 7-19, г).

Таблица 7-3. Замеры структурных признаков в моделях адвекции (AX, EN, K, комментарий), выборочно.

105	15	0.84	adv/1/1	105	14	0.98	adv/4/1	92	72	0.48	adv/7/1
105	49	1.07	adv/1/2	100	30	1.07	adv/4/2	85	39	0.78	adv/7/2
100	54	0.68	adv/1/3	92	30	0.74	adv/4/3	55	-80	0.69	adv/7/3
95	-43	0.58	adv/1/4	89	37	0.61	adv/4/4	27	-80	0.90	adv/7/4
91	-33	0.94	adv/1/5	88	35	0.36	adv/4/5	-33	-103	0.96	adv/7/5
93	-27	0.96	adv/1/6	80	<b>-</b> 55	0.62	adv/4/6	-25	-137	1.11	adv/7/6
98	12	1.04	adv/1/7	50	-65	0.78	adv/4/7	70	-53	0.85	adv/7/7
108	37	0.89	adv/1/8	48	-68	0.91	adv/4/8	72	8	0.48	adv/7/8
93	35	0.85	adv/1/9	75	-35	0.70	adv/4/9	76	26	0.48	adv/7/9
87	8	0.69	adv/1/10	95	32	1.06	adv/4/10	70	37	0.74	adv/7/10
87	-12	0.78	adv/1/11	120	40	1.14	adv/4/11	130	37	1.20	adv/7/11
80	-15	1.07	adv/1/12	125	40	1.00	adv/4/12	140	7	1.32	adv/7/12
77	-4	1.13	adv/1/13	115	37	0.70	adv/4/13	115	-28	1.20	adv/7/13
75	8	1.29	adv/1/14	97	-35	0.86	adv/4/14	110	-35	0.46	adv/7/14
80	14	1.18	adv/1/15	95	-1	0.97	adv/4/15	105	-30	0.44	adv/7/15
85	-18	1.26	adv/1/16	85	-10	1.0	adv/4/16	110	50	0.49	adv/7/16
83	-25	1.42	adv/1/17	75	-6	1.0	adv/4/17	130	67	1.13	adv/7/17
85	-35	1.18	adv/1/18	75	-12	1.16	adv/4/18	153	-10	0.62	adv/7/18
				77	-17	0.96	adv/4/19	150	-1	0.40	adv/7/19
				82	-1	0.96	adv/4/20	145	68	0.51	adv/7/20
				88	-3	0.96	adv/4/21	115	80	0.86	adv/7/21
								100	77	0.59	adv/7/22

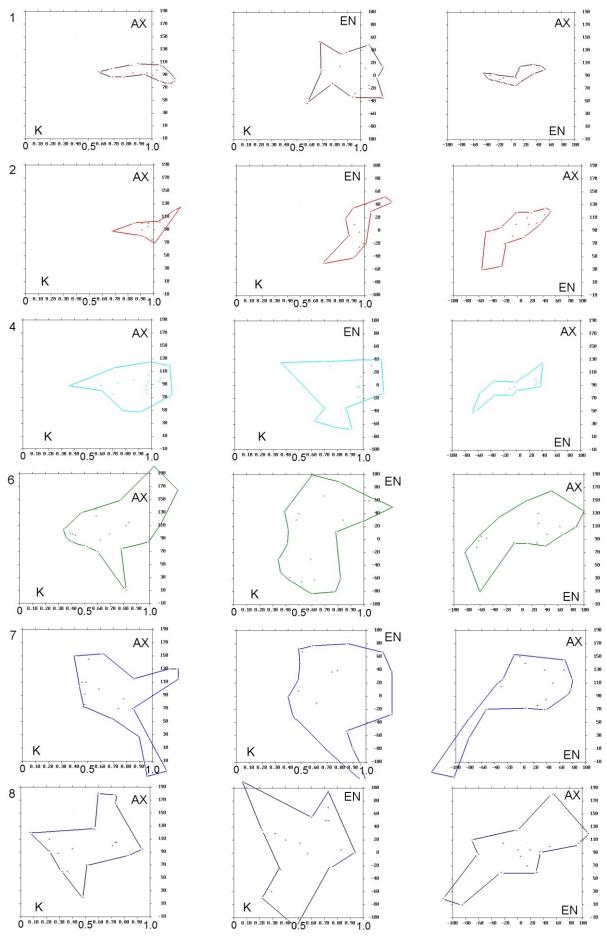


Рис. 7-16. Примеры диагностических диаграмм моделей (квазистадийность – 1-2-4-6-7-8)

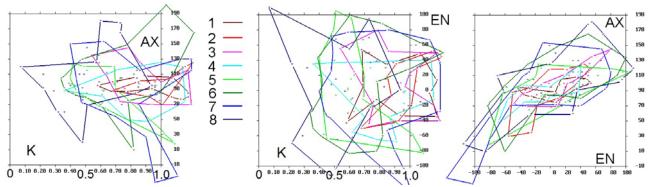
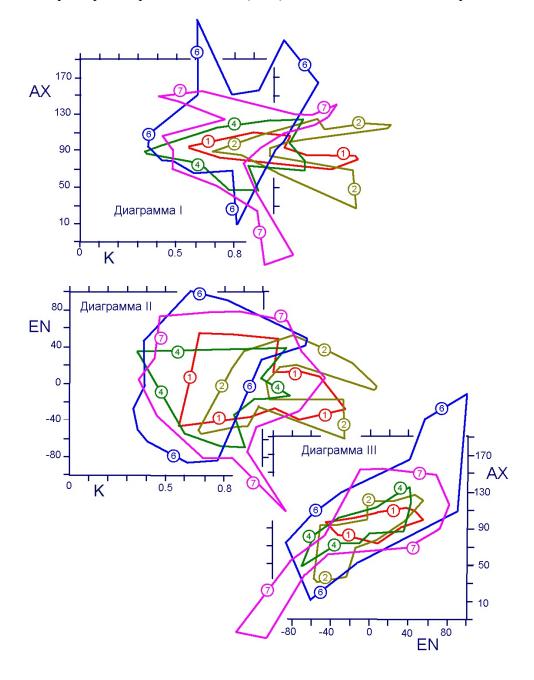


Рис. 7-17. Суммарные ареалы моделей (1 - 8) на диагностических диаграммах.



**Рис. 7-18.** Примеры аналоговых моделей механизма адвекции, показанных контурами замеров параметров доменов на диагностических диаграммах (по [Яковлев, 1997], рис. 18, с изменениями — контуры разных моделей показаны цветными линиями). Номера соответствуют моделям, приведенным на рис. 7-15.

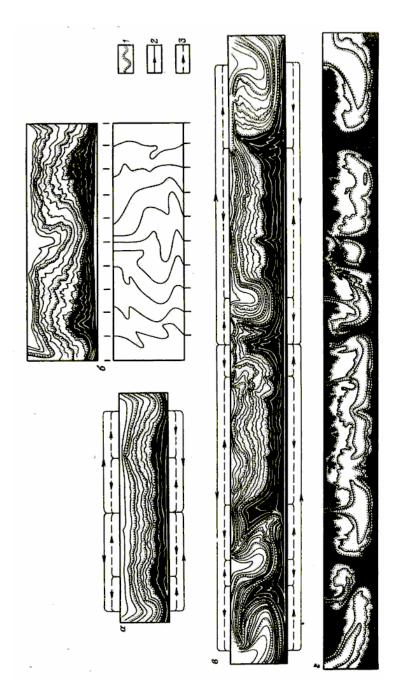


Рис. 7-19. Примеры моделей адвективных экспериментальных структур (по [Гончаров, 1979], рис. 15; [Гончаров, 1988], рис. 20) с элементами интерпретации. «а» - модель с вложенными структурными ячейками двух порядков (слабая адвекция), « $\mathbf{6}$ » — модель с маркерами первоначально вертикальных направлений (внизу), «в» - модель с вложенными структурными ячейками двух порядков, имеющая далеко зашедший процесс, «Г» – модель максимального развития процесса (имитируется метаморфическая складчатость - материал нижней части толщи прорывается наверх).

1 — границы между пачками слоев, 2 — кинематические схемы общих адвективных движений, 3 — кинематические схемы частных адвективных движений.

### 7. 2. 5 Расчетная модель адвекции М.А. Гончарова (ПММА)

Для детального исследования основных свойств структур адвективного типа, только в общих чертах обнаруженных в физических моделях, обратимся к их идеальной математической модели, основанной на уравнениях конвективных движений. Смысловая разница в использованных терминах «адвекция» и «конвекция» в первом приближении простая. Адвекция предполагает движения, направленные на замещение одного тела другим (обмен местами тяжелой и легкой толщ) в условиях, когда их плотности остаются постоянными во время действия процесса. Конвекция также предполагает обмен местами плотного и менее плотных тел, однако речь идет о телах, которые меняют плотность — например при нагревании воды

возникает циркуляция и объемы меняются местами многократно. Если ввести представление об амплитуде процесса, и связывать его с углом поворота исходной «слоистости» в центре конвективной ячейки, то адвекция будет лежать в пределах 0-180°, а конвекция - n×360°.

М.А. Гончаров [1988] предложил использовать для моделирования интересующего его процесса уравнения циркуляции точек в прямоугольной ячейке со свободными границами. Уравнения гидродинамики (в приближении Буссинеска), лежащие в основе этой модели обеспечивают непрерывность и связность среды. Относительные смещения точек друг относительно друга, лежащие в исходно горизонтальной слоистости, позволяют связать возникающие деформации с морфологией складчатых доменов. Таким образом, чисто расчетными средствами можно получать любые наборы адвективных моделей складчатости с вариациями формы ячейки и величины процесса. Эта модель была названа М.А. Гончаровым «простейшая математическая модель адвекции» (ПММА).

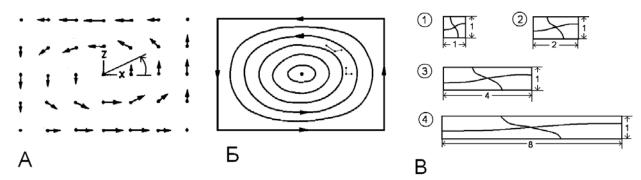
Модель корректно описывает стационарную конвекцию в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой жидкости. Характерным являются плоские (вертикальные и горизонтальные) свободные (без трения и касательных напряжений) изотермические границы. Сами движения происходят в трехмерных ячейках, имеющих форму вытянутых в плане валов [Гончаров, 1988]. Модель по смыслу напоминает известную модель тепловой конвекции при небольшом превышении первого числа Релея, но температура, точнее – разница температур на подошве и кровле ячеек и коэффициент теплового расширения материала не рассматриваются. Сделанные предположения позволили описать поле скоростей движения частиц в ячейке в виде очень простых уравнений:

$$Vx = -A\left(\frac{\pi}{h}\right)\sin\left(\frac{\pi}{h}z\right)\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right),\tag{7.1}$$

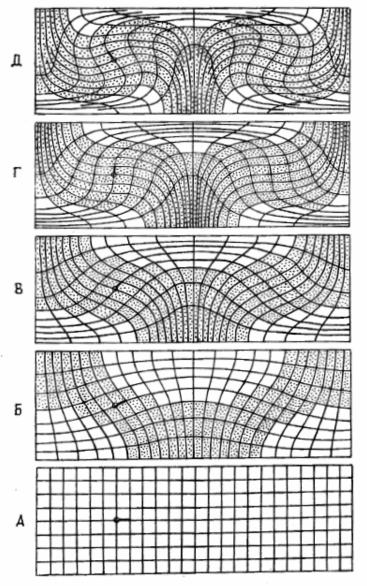
$$Vz = A\left(\frac{2\pi}{h}\right)\cos\left(\frac{\pi}{h}z\right)\sin\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right),\tag{7.2}$$

где  $V_x$  и  $V_z$  — составляющие вектора скорости по горизонтальной оси и по вертикальной оси, h — мощность конвективного слоя,  $\lambda$  — длина волны, A — некоторая константа. Для обсуждавшегося в монографии примера М.А. Гончаров использовал соотношение вертикальной и горизонтальной сторон ячеек 1:1.5.

Как видно из уравнений, линии тока в области центра прямоугольной ячейки имеют почти круговой вид, а с приближением к прямоугольным границам становятся близкими им (рис. 7-20). Амплитуда процесса нами считалась от 0 до 1 из расчета поворота отрезка слоя в центре ячейки на угол от 0 до 180° (для формы ячейки 1:1 – квадрат). Соответственно, поворот домена в центре ячейки до горизонтального положения осевых плоскостей и вертикального положения слоистости считался амплитудой 0.5 (рис. 7-21, Г). Для возможно более полного анализа



**Рис. 7-20.** Основные характеристики простейшей модели адвекции М.А. Гончарова А - Координаты, поле скоростей, угол поворота как амплитуда адвекции, Б - линии тока, три точки (А и Б – по [Гончаров, 1979], рис. 11, с изменениями), В - варианты формы ячейки (по [Яковлев, 1979], рис. 19), показаны четыре варианта соотношения сторон ячейки.



**Рис. 7-21.** Простейшая математическая модель адвекции М.А. Гончарова [1976, 1979, 1988] в версии [Яковлев, 1987]. Домены (ячейки сетки линий) с крапом (точки), показывают области, теоретически занятые доменами, имеющими складки. В центре левой ячейки находится отрезок линии, угол поворота которого связывается с амплитудой адвекции.

возникающих адвективных структур использовался перебор значений двух параметров отношения сторон ячейки (рис. 7-20, В) и амплитуда адвекции. Для расчетов была составлена специальная компьютерная программа, позволявшая визуализировать перемещения точек. Алгоритм расчетов был следующим: для конкретной структуры в конечной прямоугольной ячейке (рис. 7-21, знак 2) назначался профиль, состоящий из 10 доменов, затем точки, принадлежащие центру каждого домена, смещались по уравнениям адвекции на нужную амплитуду со знаком минус («обратное» движение). Затем от полученной точки на некотором малом расстоянии от нее назначались две дополнительные точки - справа и вверху. На следующем этапе устанавливалась та же амплитуда адвекции в качестве контрольной, и рассчитывалось «прямое» перемещение центральных и дополнительных точек для этой амплитуды до попадания центральных точек на горизонтальный профиль. Взаимное положение этих трех точек в каждом «домене» относительно исходного позволяло рассчитывать следующие параметры: наклон первично вертикального отрезка считался наклоном осевой плоскости АХ, новое расстояния между точками вдоль первично вертикального отрезка использовалось для расчета величины укорочения K=L<sub>0</sub>/L<sub>1</sub>, наклон первично горизонтального отрезка считался наклоном зеркала складок ЕП. Конечным результатом расчета одной модели были параметры АХ, К, ЕП для десяти доменов, к которым добавлялись параметры задачи – значение амплитуды адвекции и соотношение сторон ячейки. Прежде, чем перейти к описанию результатов, рассмотрим свойства модели адвекции в самом общем виде на примере рис. 7-21.

На этой модели [Гончаров, 1976, 1979, 1988] в первоначальной ячейке до начала деформаций была нанесена сетка линий, узлы которой как точки испытывали перемещения. В соответствии с представлениями, приведенными выше, первоначально вертикальные линии сетки являются осевыми поверхностями; увеличение их длины относительно исходной означает возникновение складок.

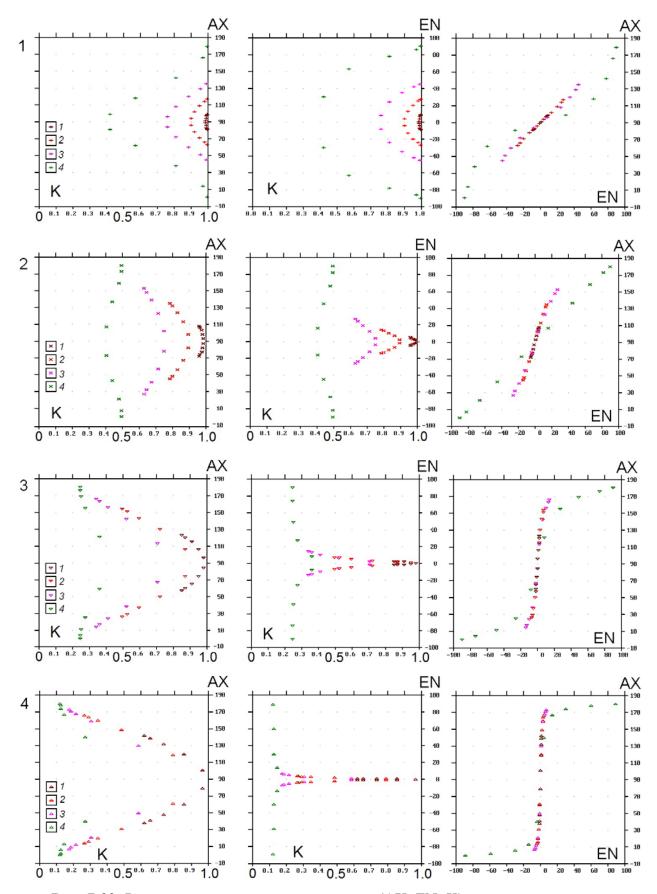
Начиная со стадии Б (рис. 7-21) домены, в которых возникают складки, занимают нижнюю часть ячеек в ядре всплывания (центр структуры) и верхнюю часть ячеек в ядрах погружения, а также всю среднюю часть ячеек. Эти домены отмечены крапом (точки). Как хорошо видно на всех стадиях, области растяжения слоев (домены без крапа) занимают относительно узкие полосы вдоль верхней и нижней сторон ячеек. Это означает, что в модели адвекции с соотношением сторон (длина/высота) больше 1.0 на всем протяжении профиля действительно могли возникать складки, а структуры растяжения при этом будут оставаться вне поля зрения наблюдателя.

Если конкретизировать эту «качественную» картину, рассматривая результаты ряда расчетов с разными значениями основных параметров, то должны будут наблюдаться

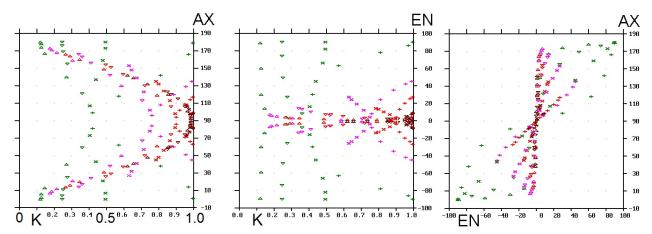
определенные закономерности. В такие расчетные значения были включены: а) соотношения сторон ячеек (горизонтальная длина к вертикальной) 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, б) значения амплитуды адвекции 0.05, 0.15, 0.25, 0.5. Последнее значение амплитуды означает приобретение слоистой толщей в центре ячейки субвертикального положения, при этом здесь находятся складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями. Общая конфигурация структуры, которая соответствует использованной расчетной модели, отражена на рис. 7-21, то есть, эта структура является крупной антиклиналью. Значения параметров структуры десяти доменов одной из моделей приведены в таблице 7-4. Совокупности таких адвективных структур в виде точек на диаграммах рассеяния приведены на рис. 7-22. Хорошо видно, что при соотношении сторон ячейки 1:1 структура приближается к дивергентной (точки вытягиваются вдоль «дивергентной» диагонали, но величина сокращения складок очень слабая. При соотношении сторон ячейки 1:2, 1:4 структура все больше напоминает результаты действия механизма простого сдвигания (для каждой «половинки» антиклинали), то есть точки смещаются к вертикальному направлению на диаграмме АХ/ЕN, а величина сокращения складок сильно увеличивается. Эта тенденция хорошо видна на рис. 7-23, где на трех диаграммах сведены все четыре рисунка. Для амплитуды 0.25 (розовые точки) и соотношения сторон 8.0 на диаграмме AX/EN точки вытягиваются в «вертикальную» линию; плотное облако этих же точек на диаграмме АХ/К тянется в ее левый верхний угол. Показательно, что домены в центре ячейки для варианта 0.5 амплитуды процесса (при горизонтальных осевых поверхностях, цвет всех точек - зеленый) при возрастании соотношения сторон с 1 до 8 имеют величины сокращения 1.0 (отсутствие), 0.5, 0.25, 0.12.

Таблица 7-4. Вычисленные параметры доменов для модели адвекции (стадия 3 — амплитуда 0.25, соотношение сторон ячейки L/H - 2.0). Значениям соответствует ряд знаков 3 (розовые) на рис. 7-22, диаграммы 2 — вторые сверху.

AX	EN	K	Стадия	L/H	Комментарий, домен
153	27	0.6310	3	2	advection-2/0.25/1
148	24	0.6460	3	2	advection-2/0.25/3
139	19	0.6750	3	2	advection-2/0.25/5
123	12	0.7160	3	2	advection-2/0.25/7
102	4	0.7510	3	2	advection-2/0.25/9
78	-4	0.7510	3	2	advection-2/0.25/10
57	-12	0.7160	3	2	advection-2/0.25/8
41	-19	0.6750	3	2	advection-2/0.25/6
32	-24	0.6460	3	2	advection-2/0.25/4
27	-26	0.6310	3	2	advection-2/0.25/2



**Рис. 7-22.** Распределение параметров доменов (AX, EN, K) для моделей чистой адвекции на диагностических диаграммах. Соотношение сторон ячеек (длина/высота) для рисунков 1-4, соответственно: 1.0, 2.0, 4.0, 8.0. Стадии процесса (амплитуда адвекции) для всех четырех рисунков показаны цветом (условные знаки: 1-0.05; 2-0.15; 3-0.25; 4-0.5)

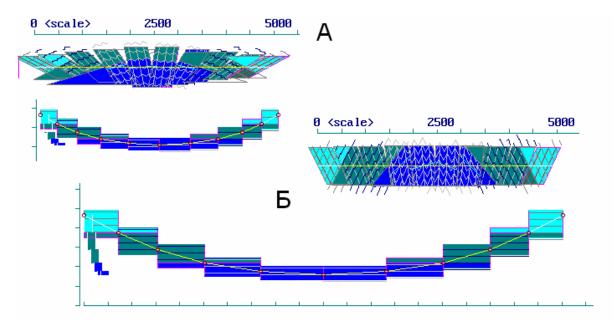


**Рис. 7-23.** Суммарная картина распределения по диагностическим диаграммам параметров адвективных структур ([Яковлев, 1997], с изменениями).

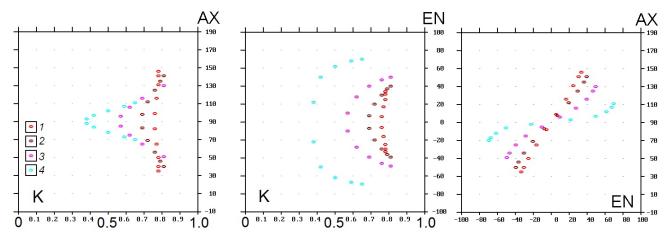
### 7. 2. 6. Синтетическая модель «адвекция плюс сокращение» на основе ПММА

Поскольку при попытках сопоставить природные структуры с чистой моделью ПММА достаточно быстро стало понятно, что природные структуры ей не соответствуют и имеют существенное сокращение, возникла идея усложнить результаты расчетов наложением на них «внешнего» сокращения [Яковлев, 1987]. Кинематически это реализовано последовательные стадии – в соответствующей программе сначала производятся расчеты адвективной составляющей для определенного соотношения сторон ячейки и определенной амплитуды, а затем на структуру каждого домена накладывается некоторое внешнее однородное сокращение. Как и в случае «чистой» адвекции (ПММА) результатом расчетов по синтетической модели являлись наборы структурных параметров AX, EN, K, а также три служебных параметра – амплитуда адвекции, соотношение сторон ячейки и внешнее сокращение. Для того, чтобы проиллюстрировать характер изменений структуры при возрастании ее «внешнего» укорочения, были проведены расчеты для средней амплитуды адвекции и соотношения сторон ячейки 1.5 с четырьмя вариантами величины укорочения -0, 10, 25, 50% (рис. 7-24, 7-25). Как хорошо видно на общей схеме (рис. 7-24) и на изменении положения точек параметров на диаграммах рассеяния (рис. 7-25), при возрастании общего сокращения прежде всего возрастает сокращение складок в домене, осевые поверхности стремятся к вертикали (90°), увеличивается наклон зеркала складок. Соответственно на диаграмме AX/K точки стягиваются к центральной полосе около 90° и уходят влево к высоким значениям сокращения (0.6 - 0.4); или 40% - 60%, для диаграммы EN/K возникает расходящийся влево веер с большим наклоном зеркала складок, а на диаграмме AX/EN хорошо видно характерное постепенное отклонение полосы точек от «дивергентной» диагонали к «субгоризонтальной» полосе с большим разбросом EN и малым, около 90°, AX.

Такая модель при разнообразии ее параметров дает возможность создавать широкую палитру структур двух уровней – крупных складок (структурные ячейки) и однородных

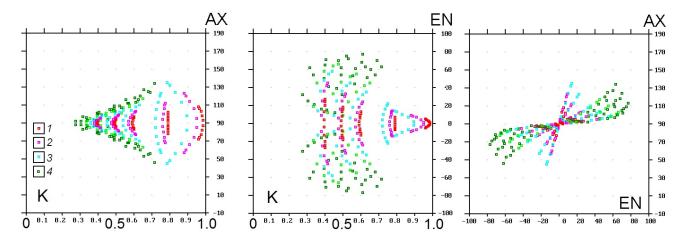


**Рис. 7-24.** Схема синтетической модели «адвекция плюс сокращение». А — модель антиклинальной структуры (полуволна) для амплитуды адвекции 0.25 и соотношения сторон ячейки 1.5 (вверху) и ее доскладчатое состояние, «чистая» адвекция, без сокращения. Б — модель для тех же параметров адвекции, но с общим (однородным) сокращением структуры 50% (в два раза); вверху — складчатая структура, внизу — доскладчатое состояние.



**Рис. 7-25.** Диаграммы рассеяния для серии моделей структуры с амплитудой адвекции 0.25 и соотношения сторон ячейки 1.5 для разных величин общего сокращения. 1 – сокращение отсутствует (0%, см. рис. 7-24, A), 2 – 10%, 3 – 25%, 4 – 50% (см. рис. 7-24, Б)

участков (доменов), что может быть полезно для анализа природных структур. Несколько забегая вперед, покажем совокупность нескольких таких «синтетических» моделей (рис. 7-26), параметры которых были подобраны таким образом, чтобы максимально соответствовать совокупности параметров определенных природных структур. Задача такого подбора может быть сформулирована следующим образом: можно ли и насколько точно можно подобрать такие модели, совпадающие с природными структурами по всем трем ключевым параметрам сразу? В показанную совокупность моделей входят слаборазвитые структуры (правая часть диаграмм АХ/К и ЕN/К, величины сокращения складок в доменах от 0.75 и ниже, до 1.0) и относительно сильно развитые (левая часть, сокращение в доменах от 0.25 до 0.75 (или от 75% до 25%).



**Рис. 7-26.** Синтетическая модель из 24 профилей ([Яковлев, 1997], с изменениями), соотношение сторон ячейки 2.0: амплитуда адвекции 0.05, 0.1, 0.15 (условные знаки 1, 2, 3 разный цвет) и сокращение 1.0, 0.8 (0%, 20%), а также 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3 (последние два значения — знак 4) и сокращение 0.6, 0.5, 0.4 (40%, 50%, 60%)

### 7. 2. 7 Модель квазиизгиба в масштабе структурной ячейки на основе ПММА

Один из наиболее сложных вопросов, многократно обсуждавшийся в работах, посвященных складкообразованию — это поиск отличий структур внешнего давления от структур с внутренним источником энергии ([Хаин, 1987; 1988; Рогожин, Шолпо, 1988а; Гончаров, 1995, 1997; Шолпо, 1978; 1993а] и др.), а для нашей постановки задачи (при использовании только кинематических аспектов деформаций) — отличия «внешнего» изгиба в крупных структурах от структур, образованных «внутренним» адвективным всплыванием. Этот вопрос можно разрешить для части случаев, если использовать простейшую математическую модель адвекции М.А. Гончарова.

По уравнениям перемещения точек в ячейке конвекции по модели М.А. Гончарова [1979] были рассчитаны структуры с набором величин «амплитуда/время адвекции» (TmAd) и внешнего к ячейке сокращения пространства (K, K=L<sub>1</sub>/L<sub>0</sub>) [Яковлев, 2003; Яковлев, 2008г]. Для финальных стадий полученных структур были рассчитаны длины среднего слоя в конвективной ячейке (рис. 7-27). В соответствии с результатами расчетов на диаграмме, на которой по осям откладывались «время адвекции» TmAd и внешнее к ячейке сокращение пространства K, были нанесены длины такого среднего слоя (рис. 7-28). На двух других диаграммах с этими же осями были показаны рассчитанные средние величины наклона осевых плоскостей складок и зеркала складок (рис. 7-29). На первой диаграмме (рис. 7-27) изолиния длины среднего слоя 1.0 разделяет две существенно разные области, имеющие отношение к обсуждаемому разделению двух механизмов. Модель синтетическая («адвекция плюс сокращение»), в которой длина среднего слоя сохраняется, может быть принята в качестве эталонной для других структур; ей было дано название «квазиизгиб». На диаграмме (рис. 7-28) ей соответствует как раз изолиния

1.0. Слева находится область длины этого слоя, меньшая, чем 1.0, то есть слои в таких структурах в целом укорочены. В этой области структуры могут иметь одновременно и компонент гравитационного всплывания, и внешнее сокращение; по кинематическим признакам они не отличаются от структур, имеющих и продольный изгиб, и однородное внешнее сокращение. В области справа длина среднего слоя превышает 1.0, то есть здесь находятся структуры, которые в целом испытывают удлинение слоев. В этих структурах для их объяснения необходимо привлекать участие механизмов либо гравитационного всплывания (адвекции), либо поперечного изгиба (как возможный вариант — вертикальное простое сдвигание над разломом).

На этой же диаграмме (рис. 7-28) показаны позиции трех вариантов ячейки (рис. 7-27) с амплитудой адвекции 0.24 без сокращения и с сокращением SH=25% (K=1.0 и 0.75 на вертикальной оси, точки «I» и «II»), а также с амплитудой адвекции 0.49 («III»). Для точки «I» адвекция или поперечный изгиб фиксируются уверенно, для точки «II» возможны варианты1) продольного изгиба с однородным укорочением и 2) всплывания с последующим укорочением. В последнем случае (точка «III») также уверенно фиксируется «адвективное» всплывание и даже в варианте при сокращении этой ячейки 33% (K=0.67 на вертикальной оси) длина среднего слоя только несколько уменьшится, но все равно остается больше 1.0, т.е. какой-то вариант поперечного изгиба в структуре обязательно должен будет присутствовать, и будет зафиксирован.

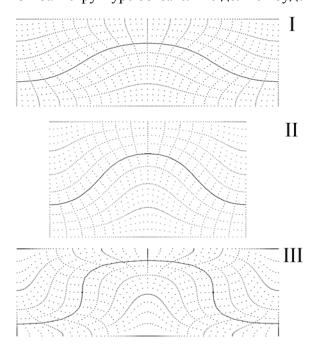


Рис. 7-27. Синтетическая модель «адвекция плюс сокращение» [Яковлев, 2008г]. І - амплитуда адвекции 0.24; ІІ – то же после укорочения K=0.75; ІІІ - амплитуда адвекции 0.49

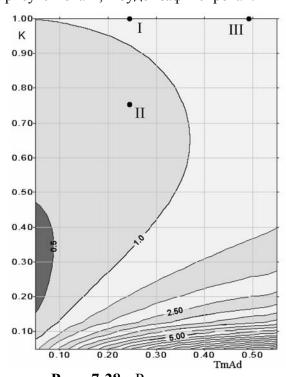
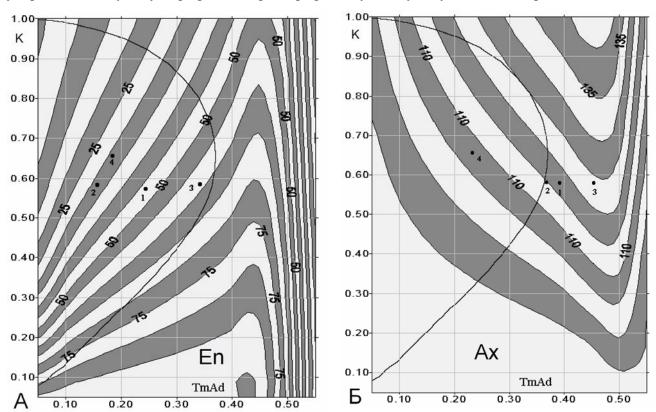


Рис. 7-28. Распределение изменений длины среднего слоя в зависимости от коэфф. укорочения ячейки (К) и амплитуды адвекции (ТmAd) [Яковлев, 2008г]. Показано положение моделей (рис. 7-27).

Приведем пример анализа природных структур с целью разделения «изгибной» и «адвективной» компонент. Для четырех природных структурных ячеек, взятых в качестве примера (рис. 7-30), были измерены средние наклоны зеркала складчатости и наклона осевых поверхностей. Соответствующие точки были нанесены на диаграммы (рис. 7-29) по изолиниям этих значений (замеренных) и значениям коэффициента укорочения ячеек (замеренные). Положение точки по горизонтальной шкале соответствовало модельному параметру «время адвекции». Результаты показали неоднозначную ситуацию: для параметра «наклон зеркала складок» нет определенности – изгиб в масштабе всего чехла могут давать и продольный изгиб, и всплывание, а для параметра «наклон осевых поверхностей» структуры 2, 1 и 3 с высокой вероятностью могут быть результатом поперечного изгиба, поскольку они превышают «квазиизгибный» (находятся справа от линии 1.0). Однако, поскольку для всех точек значения «амплитуды адвекции» не совпадают, то следует признать, что по сравнению с идеальной моделью на природные ячейки «воздействовали» дополнительные движения, увеличивающие наклон осевых поверхностей и уменьшающие наклон зеркала складок. То есть пробный анализ не дал однозначного результата. Если в перспективе привлекать к изучению в природной структуре ячейки дополнительно такие параметры как, например, распределение величины укорочения, «глубину» профиля, «стратиграфическую» глубину доменов и др., то это может



**Рис. 7-29.** Распределение параметров «наклон зеркала складок» (А) и «наклон осевых поверхностей» (Б) в зависимости от сокращения ячейки и амплитуды адвекции [Яковлев, 2008г]. Показаны: изолинии параметров, линия квазиизгиба и (точки 1-4) положение четырех природных структур (рис. 7-30).

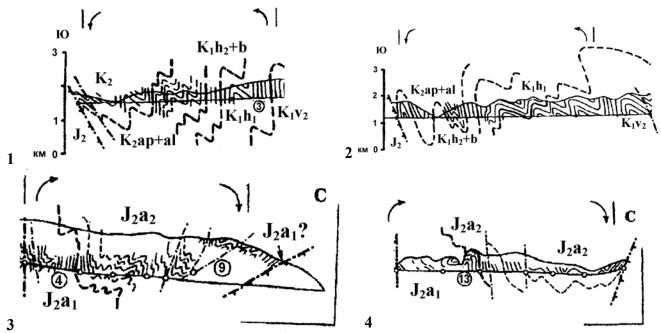


Рис. 7-30. Примеры структур иерархического уровня IV (тектонические ячейки), использованных для оценки их отношения к модели квазиизгиба [Яковлев, 2008г]. 1 — профиль по р. Кешельта, 2 — профиль по р. Б. Лиахва (оба профиля — Чиаурская зона Большого Кавказа, собственные материалы, по [Яковлев, 1997]), 3 — профиль по р. Рагданчай, 4 — профиль по р. Кудиалчай (оба профиля — Тфанская зона Большого Кавказа, с использованием материалов Е.А. Рогожина, по [Яковлев, 1987]).

подсказать наличие элементов простого сдвигания в горизонтальном и вертикальном направлении для внешних границ ячейки, тем самым указывая на возможный наклон нижней (раздел чехол/фундамент) и боковых границ структуры.

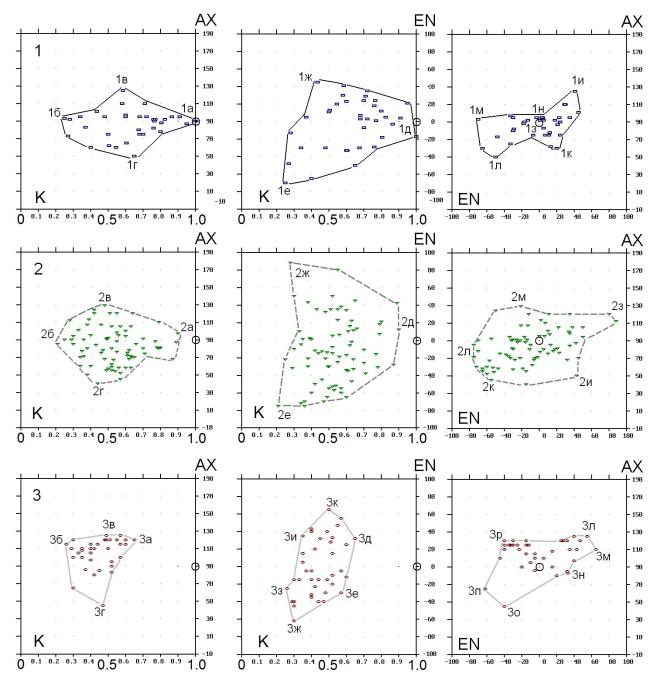
Вывод промежуточный. Как следует из информации, приведенной в параграфе 7.2. «Модели экспериментальные», анализ экспериментальных структур, как физических, так и расчетных, сделанный на основе расположения точек замеров структурных параметров доменов в пространстве этих признаков (наклон осевой плоскости, зеркала складок и величина сокращения, которые являются основными параметрами эллипса деформации), представляет собой достаточно точный язык описания деформационного состояния объекта. Такое состояние характеризуется специфической локализацией точек замеров доменов на диагностических диаграммах, заметно отличающихся для разных механизмов. Теоретическое обоснование языка описания деформационного состояния (параграф 7. 1. 2) было подтверждено реализацией этого типа анализа на примере ряда экспериментов (ряд параграфов в разделе 7.2 «Модели экспериментальные») Поскольку в результатах экспериментов присутствуют объекты разной степени развития, то совокупность таких экспериментов, имеющих разную «амплитуду процесса», обычно показывает вполне определенные линии развития на диагностических диаграммах (тренды). Тем самым этот анализ позволяет различать структуры разного генезиса.

Следующий шаг исследования вполне очевиден – следует собрать и проанализировать таким же образом данные по природным структурам.

### 7. 3. Деформационные тренды природных структур Большого Кавказа

### 7. 3. 1 Три тектонические зоны: Шахдагская, Тфанская, Чиаурская

Сначала воспользуемся данными из работы [Яковлев, 1997; 2001]. Это первый вариант анализа по структурным данным профилей в двух зонах Юго-Восточного Кавказа (Шахдагской и Тфанской) и по данным Чиаурской зоны. Их объем составил последовательно с севера на юг от Шахдагской до Чиаурской зоны: 2 профиля и 36 доменов, 7 профилей и 76 доменов, 3 профиля и 39 доменов. Точки замеров были вынесены на диаграммы рассеяния АХ/К, ЕN/К, АХ/ЕN (рис. 7-31) отдельно для каждой зоны. Вместе эти три зоны образуют полное пересечение основной части складчатого сооружения Большого Кавказа в его восточной



**Рис. 7-31.** Конфигурация точек с параметрами доменов трех тектонических зон на диагностических диаграммах. Зоны: 1 – Шахдагская, 2 – Тфанская, 3 – Чиаурская.

половине, поэтому их совместный анализ должен дать достаточно полное представление о процессах (механизмах) формирования складчатости в этом сооружении.

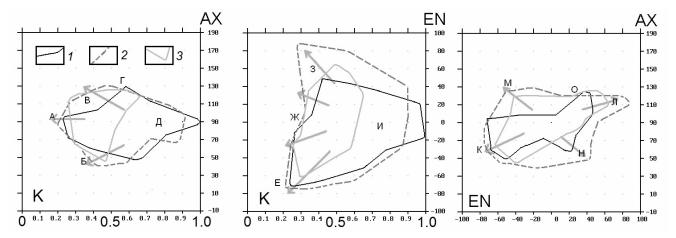
Складчатость Шахдагской зоны (рис. 7-31, 1) на первой диагностической диаграмме (наклон осевой поверхности AX / величина сокращения K) в точке 1a касается «стартовой точки», в которой складки отсутствует (AX=90, K=1.0 или 0%). В точке **16** складчатость развита значительно (AX=90°, K= 0.2 или 80%). Почти все пространство между этими точками и боковыми точками ареала (1в и 1г, заметный наклон осевых поверхностей AX=130° и 50°, К=0.6 или 40%) занято остальными доменами, что говорит о том, что процесс складкообразования в зоне развивался достаточно интенсивно, но некоторые домены остались слаборазвитыми. На второй диагностической диаграмме (наклон зеркала складок EN / величина сокращения К) наблюдается похожая картина: есть несколько слаборазвитых доменов (1д) рядом со стартовой точкой (EN =0, K=1.0 или 0%) и два участка наиболее продвинутой структуры – 1е и 1ж. Так же как на первой диаграмме, здесь процесс образования складчатости может быть представлен как веер трасс, выходящих из стартовой точки и ограниченных некоторой поверхностью в области величин сокращения  $0.2 \div 0.4$  (или  $80 \div 60\%$ ) в левой части обеих диаграмм. На третьей диаграмме (рис. 7-31, 1, АХ/ЕN) 36 точек зоны образовали полосу, очерченную пунктами 13, 1и, 1к, 1л, 1м, 1н и вытянутую по направлению, промежуточному между «дивергентной» диагональю и «горизонтальным» положением (см. стр. 368, «адвекция плюс сокращение»). В этой диаграмме стартовая точка, из которой «выдвигается» процесс образования складчатости, находится в центре (AX=90°, EN=0°). Характерным здесь является выступ  $1\kappa$ , указывающий на элемент вергенции всей структуры на север.

Складчатость Тфанской зоны представлена на следующих аналогичных трех диаграммах (рис. 7-31, 2). Здесь также на диаграмме АХ/К есть область значений, близкая к «стартовой» точке, но не совпадающая с ней (2a). Также есть область сильно развитой складчатости в точке 26, практически с теми же значениями параметров АХ и К, что и в Шахдагской зоне, и две области максимального расширения ареала для доменов с наклонными залеганиями осевых поверхностей (2в и 2г, АХ=130° и 50°, К=0.4 ÷ 0.5 или 60-50%). На диаграмме EN/К (наклон зеркала складок/величина укорочения) конфигурация точек почти точно повторяет контур для соседней Шахдагской зоны, но контур Тфанской зоны выглядит почти симметричным за счет редких сильно развитых доменов с почти вертикальным падением зеркала на юг (EN=80-90°, K=0.4-0.5). На третьей диагностической диаграмме, АХ/ЕN (наклон осевой поверхности/наклон зеркала складок) ареал точек Тфанской зоны оказался шире, чем для Шахдагской зоны, по всем направлениям (23, 2и, 2к, 2л, 2м). Основная полоса точек выдерживает общий «промежуточный» наклон между точками АХ 120°, EN 80° – АХ 60°, EN -80° (они же – 23 и 2л / 2к). «Промежуточным» он является, поскольку находится между «дивергентной» диагональю

(для которой сохраняется перпендикуляр между осевыми поверхностями и зеркалом складок) и «горизонтальным» направлением на диаграмме, показывающим вертикальность всех осевых поверхностей при изменчивости наклонов зеркала складок. Кроме этого, в контуре наблюдается не только повтор выступа северной вергенции (1к / 2и), но и выступ южной вергенции в районе точки 2м. Заметим, что эти два выступа вместе с центральной стартовой точкой (АХ=90°, EN=0°) образуют другую (не «дивергентную», а «синвергентную») диагональ, соответствующую механизму «наклонного простого сдвигания» (см. параграфы 5. 3. 2, стр. 213 и 7. 2. 3, стр. 350).

Морфология складчатой структуры Чиаурской тектонической зоны характеризуется достаточно компактным ареалом точек на диагностических диаграммах (рис. 7-31, 3). На первой диаграмме АХ/К точки занимают только левую и центральную части диаграммы (3б, 3в, 3г), а в правой части (тыловой для тренда развития) домены не представлены. Фактически это означает отсутствие здесь слабо развитой складчатости (справа от точек 3а и 3г), в отличие от первых двух зон. Так же, как и для Шахдагской и Тфанской зон, ареал имеет заметную ширину (между точками 3в и 3г). На диаграмме EN/K точки укладываются в тот же узкий диапазон величин укорочения ( $K = 0.25 \div 0.65$ ), что и на первой диаграмме, но имеют широкий разброс значений наклона зеркала складок (EN =  $-60^{\circ} \div 60^{\circ}$ ). При этом в первом приближении наблюдается симметрия структуры относительно значения EN=0°: позиции точек 3e, 3ж, 3з почти зеркальны точкам 3д, 3к, 3и. На третьей диаграмме, АХ/ЕN (наклон осевой поверхности / наклон зеркала складок), точки замеров в целом формируют полосу «промежуточной» ориентации (точки 30, 3п, 3л, 3м), в которой есть две особенности. Во-первых, плотность точек внутри контура очень разная – наклонов осевой поверхности на север ( $AX = 90^{\circ} \div 130^{\circ}$ , южная вергенция) намного больше, чем наклонов на юг ( $AX = 40^{\circ} \div 90^{\circ}$ , северная вергенция). Эта же особенность видна и на первой диаграмме (АХ/К). Вторая – наличие выступа южной вергенции (точка 3р) и почти полное отсутствие противоположного выступа (см. точки 1к, 2и).

Теперь, после того, как морфология структуры каждой из трех тектонических зон рассмотрена по отдельности, сведем их вместе на трех диаграммах для сопоставления (рис. 7-32). Прежде всего обращает на себя внимание несколько неожиданная особенность контуров тектонических зон на первых двух диаграммах (АХ/К и ЕN/К) — морфология структур практически совпадает в области наиболее развитых доменов (точки А, Б, В и Е, Ж), тогда как в области слаборазвитых доменов позиции контуров различаются больше всего (области точек Д и И). Заметим, что совпадающие позиции контуров находятся дальше всего от «стартовой точки», в которой складок еще нет (АХ=90°, EN=0°, K=1.0 или 0%), соответственно, пути развития структуры лежат между этой точкой и указанными «предельными поверхностями». На рисунке 7-32 такие пути обозначены светлыми стрелками. На третьей диаграмме совпадения контуров



**Рис. 7-32.** Конфигурация параметров доменов трех тектонических зон на диагностических диаграммах суммарно в виде контуров ареалов. Аналогичные рисунки с большей нагрузкой есть в [Яковлев, 1997; 2001]. Контуры зон: *I* – Шахдагской, *2* – Тфанской, *3* – Чиаурской.

трех тектонических зон также весьма заметны: они ярко выражены в районе точек К и О и слабее – в районе точки Л. Что касается двух «выступов» южной (точка М) и северной (точка Н) вергенции, то совпадения касаются, соответственно, Чиаурской и Тфанской зон и Тфанской и Шахдагской зон. Вполне очевидно, что эти совпадения несут в себе генетический смысл.

В самом первом приближении это можно интерпретировать, как явление неоднородности развития складчатой структуры, при котором один раз появившаяся складка становится «слабым звеном» (локальное падение эффективной вязкости?) и имеет тенденцию к «первоочередному» развитию до некоторого предела (возможно, до «упрочнения» структуры). Если это произошло, то следующая складка получает возможность пройти весь путь. Если структура в целом испытала относительно слабое сокращение (Шахдагская зона), то в ней будут встречаться слабо развитые складки наряду с предельно развитыми. Если структура испытала сильное сокращение, то слабо развитых складок не встречается. С этим явлением, видимо, связан значительный разброс контуров в зоне слабой складчатости в первых двух диаграммах (рис. 7-32, точки Д, И).

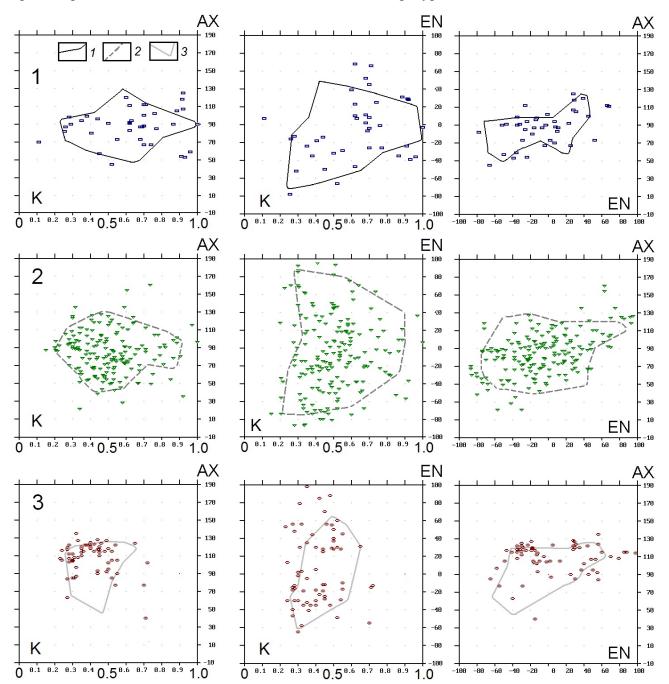
### 7. 3. 2 Другие данные о морфологии природных структур

Прежде всего, необходимо заметить, что показанные в предыдущем параграфе данные зависят от степени обобщения структурных данных, т.е. от размера домена. Если линейные размеры доменов будут относительно большие, то будут получены немногочисленные сглаженные данные, а если размеры будут меньше, то можно получить большее количество точек, но с заметно большим разбросом. Образно говоря, в этом случае каждая точка будет как бы разделена на две, отстоящие в поле трех параметров на некотором расстоянии от исходной точки.

Рассмотрим в связи с этим другой вариант этих же трех тектонических зон по замерам с большим числом доменов, которые были произведены в 2012 - 2013 гг. для построения

сбалансированных разрезов ([Яковлев, 2012а], параграфы 6. 2. 3, стр. 249 и 6. 3. 2, стр. 277). Во всяком случае, те же самые профили были разделены на заметно большее число доменов с другими границами. Рассматривая этот вариант, можно на качественном уровне оценить устойчивость результата. Все замеры были вынесены на диагностические диаграммы, на которые для удобства сравнения были нанесены также контуры первой версии замеров (рис. 7-33).

Число новых замеров в Шахдагской тектонической зоне (рис. 7-33, 1) было 40 против 36 первой версии, что не должно было сильно поменять конфигурацию точек. Действительно,



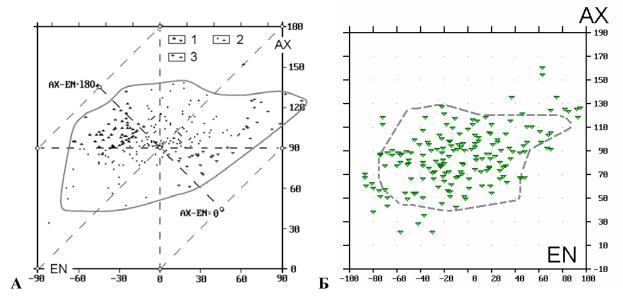
**Рис. 7-33.** Конфигурация точек трех тектонических зон на диагностических диаграммах по материалам замеров 2012 – 2013 гг. (точки), более детальных, чем в 1997 г. Показаны для сравнения контуры ареалов 1997 г. Зоны: 1 – Шахдагская, 2 – Тфанская, 3 – Чиаурская.

площадь нового ареала несколько увеличилась, при этом появились новые слаборазвитые домены и один – сильно развитый (диаграммы AX/K и EN/K). Основные характеристики контура можно считать сохранившимися. Может быть, только стоит отметить слабую выраженность выступа северной вергенции (диаграмма AX/EN).

Тфанская зона в новом варианте была исследована очень детально — число доменов составило 178 против 76 первого варианта (больше в 2.3 раза), что объясняется отчасти добавлением еще одного профиля. Нанесенные на диагностические диаграммы (рис. 7-33, 2) точки по этим замерам показали хорошее совпадение с контурами первого варианта, хотя заметные отскоки за их пределы относительно немногочисленных точек имеют место. То есть, если подсчитывать плотности точек, то новые замеры за пределами первоначального контура являются скорее редкостью. Может быть, поправки в контур как небольшое его расширение можно внести в максимальный размах границы контура в полосе «промежуточной» ориентации на третьей диаграмме (АХ/ЕN). Важным в данном случае является то, что основные черты контура подтверждаются, включая два «выступа» противоположной вергенции. Заметим также, что в новом варианте в Тфанской зоне появились отсутствовавшие ранее совсем слабо развитые домены, но на фоне нового варианта Шахдагской зоны вывод о самом слабом развитии последней структуры остался справедливым.

Чиаурская зона в последнем варианте замеров имеет в тех же трех профилях заметно больше доменов – 66 против 39 версии 1997 г. Как хорошо видно на трех диаграммах (рис. 7-33, 3), в целом ареалы новых точек не очень сильно отличаются от первоначальных контуров. Интересно, что самое яркое отличие касается заметного числа новых наклонов зеркала складок на юг (EN 50° ÷ 100°), но эта черта сближает морфологию Чиаурской зоны с другими двумя зонами, по сравнению с первоначальным вариантом. Другое отличие – существенное усиление концентрации точек в области выступа южной вергенции по сравнению с первоначальным вариантом (см. рис. 7-31, 3, точка 3р). Выявленные отличия можно связать с характерным размером крутых крыльев относительно крупных складок: в новом варианте они используются как отдельные структуры, а в первоначальном – объединялись с замками и другими крыльями складок в более крупные домены.

Подводя итог сравнению двух вариантов замеров морфологии доменов трех тектонических зон Большого Кавказа, следует отметить принципиальную устойчивость если не самих контуров, то основных трендов развития, что подтверждает вывод о том, что анализ параметров морфологии доменов по структурным признакам, связанным с эллипсоидом деформации (наклон осевой поверхности, наклон зеркала складок, величина укорочения складок), является эффективным языком описания деформации структуры, позволяющим выявлять основные тенденции развития структур, связанные с их генезисом.



**Рис. 7-34. А** — диагностическая диаграмма (AX/EN) для доменов Северо-Западного Кавказа по замерам 1997 года [Яковлев, 2003] (параграф 5. 3. 2, рис. 5-16, стр. 210). Диаграмма использовалась выше для выявления доменов, имеющих морфологию локальных структур в наклонных зонах простого сдвигания. Контуром дополнительно показан ареал всех доменов, в целом совпадающий с контурами других структур. **Б** — для сравнения повторно (см. рис. 7-33, 2) показана диаграмма AX/EN для Тфанской зоны по замерам 1997 года (контур) и 2012 года (точки).

Очень коротко остановимся на морфологии структур Северо-Западного Кавказа в сравнении со складчатыми формированиями восточной части Большого Кавказа. Поскольку наиболее информативной для анализа разных механизмов и поиска их различий является диаграмма «наклон осевых поверхностей / наклон зеркала складок» (AX/EN), то ограничимся в данном случае только этой диаграммой (рис. 7-34). Сравнение трех контуров показывает, что складчатость тектонических зоны Северо-Западного Кавказа обладает дивергентностью, а основная полоса точек расположена вдоль уже знакомого направления от  $AX=120^{\circ}$ ,  $EN=70^{\circ} \div 90^{\circ}$  к  $AX=60^{\circ}$ ,  $EN=-70^{\circ}$ . В контурах этой структуры есть также «выступы» северной и южной вергенции. Они были специально описаны в параграфе 5. 3. 2, стр. 209. То есть, основные черты складчатой структуры Северо-Западного Кавказа принципиально совпадают с теми особенностями, которые были детально описаны в параграфах 7. 3. 1 и здесь выше.

### 7. 4. Результаты сравнения природных и экспериментальных структур

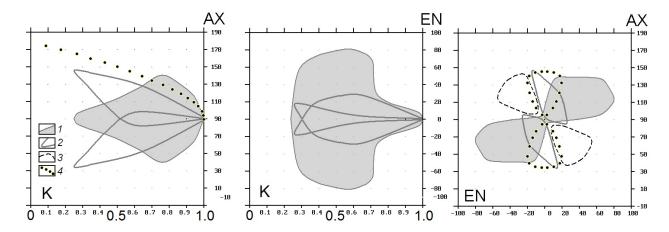
#### 7. 4. 1 Исследованные механизмы, действие которых в природе не подтверждается

В соответствии с идеей использования единого языка описания деформаций для природных и модельных (эталонных) структур по морфологии доменов (или, что то же самое – по параметрам эллипсоида деформаций) при отборе моделей, объясняющих происхождение складчатости, применяется следующий основной принцип – совпадение или несовпадение контуров ареалов природных структур и модельных механизмов. При этом не надо забывать,

что сравнение производится для ареалов, находящихся в трехмерном пространстве признаков (АХ, K, EN), и по техническим причинам такое сравнение удобнее делать по контурам проекции этих ареалов на три «боковые плоскости» этого пространства (АХ/К, EN/K, AX/EN). В связи с этим простого факта несовпадения модельного и природного трендов хотя бы на одной диаграмме достаточно для отрицания исследуемого механизма в качестве объяснения формирования природной структуры. Рассмотрим последовательно ряд моделей, описанных в этой главе выше.

В моделях Дж. Диксона ([Dixon, Tirrel, 1991], параграф 7. 2. 1.) использовалась техника центрифугирования. В этих моделях удалось описать следующие механизмы (рис. 7-5): горизонтальное укорочение, перекашивание (горизонтальное сдвигание), поворот. Горизонтальное однородное укорочение (сплющивание) образует тренд с постоянными значениями субвертикального наклона осевых плоскостей и субгоризонтального наклона зеркала складок при увеличении значений сокращения пространства. На основной диагностической диаграмме III (AX/EN) этот механизм занимает небольшую область в центре вокруг «стартовой точки». Поскольку этот механизм в чистом виде не может формировать наблюдаемые в природе дивергентные структуры (рис. 7-32), то его не следует использовать как основной при объяснении их образования. Механизм горизонтального перекашивания на диаграмме I (AX/K) занимает дугобразную область, начинающуюся в «стартовой точке» и уходящую в левый верхний угол диаграммы, что соответствует формированию моновергентной структуры. На диаграмме II (EN/K) область распространения этого механизма совпадает с областью однородного сокращения, поскольку величины наклона зеркала складок тоже слабо отклоняются от нуля. На диаграмме III (AX/EN) моновергентность структуры выражена в ареале, охватывающем область выше «стартовой точки» в центре диаграммы (рис. 7-5). На итоговых диаграммах возможных механизмов (рис. 7-35) перекашивание нанесено в виде цепочки точек на диаграмме I (АХ/К), что дублирует один из рисунков этой главы (рис. 7-8), а также в виде овала из точек выше «стартовой точки» на диаграмме III (AX/EN). Локально этот механизм также может проявиться, но для трех природных тектонических зон в качестве основного привлекать его не стоит, поскольку структура зон является дивергентной.

В.Г. Гутерман [1986, 1987] исследовал механизмы гравитационного оползания и бокового давления (параграф 7. 2. 3.). Основной вывод по морфологии складчатости бокового давления совпадает с результатами рассмотрения горизонтального укорочения Дж. Диксона. Однако в экспериментах В.Г. Гутермана проявилась особенность, которая связана с формированием наклонной зоны простого сдвигания («принадвиговый» механизм). На итоговых диаграммах (рис. 7-35) нанесены контуры замеров доменов в конкретном эксперименте с таким механизмом



**Рис. 7-35** Диагностические диаграммы, на которые вынесены основные и локальные механизмы, действие которых при формировании природных структур возможно. 1 — синтетическая модель «адвекция плюс сокращение» (точнее — мезоизгиб плюс однородное укорочение), комбинирующая несколько моделей с разными величинами амплитуды адвекции и сокращения, серый контур, 2 — эксперимент В.Г. Гутермана (рис. 7-13, СБД-6, принадвиговый механизм), 3 — теоретические контур принадвигового механизма (наклонное простое сдвигание), 4 — горизонтальное простое сдвигание (показаны для АХ/К — одна, а для АХ/ЕN — обе вергенции.

(знак 2), а также две важные симметричные зоны синвергентных структур (знак 3), существование которых в структурах Северо-Западного Кавказа было подтверждено как замерами, так и вычислительным экспериментом (параграф 5. 3. 3.). Заметим, что такой механизм не является основным, формирующим существующую в природе дивергентную структуру: он может проявляться только локально. Что касается механизма гравитационного оползания, изученного в экспериментах В.Г. Гутермана, то в зоне сгруживания морфология полученных структур не отличалась от структур горизонтального укорочения с элементами перекашивания, описанных выше (рис. 7-11, стр. 352). Поскольку этот механизм не формирует дивергентные структуры, а кроме этого, поскольку в природных структурах явно отсутствует тыловая зона растяжения для такого механизма, то этот механизм не привлекается в качестве главного или локального для объяснения происхождения основного массива данных по морфологии складчатости.

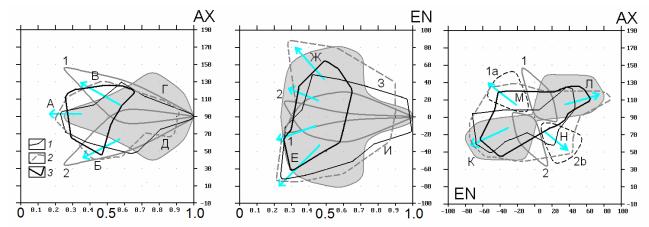
М.А. Гончаров [1979, 1988] всесторонне изучил процессы адвекции и конвекции в применении к объяснению формирования складчатых структур. Заметим очень важный аспект полученных результатов — эти процессы способны сформировать складчатые ансамбли, в принципе имеющие крупные складки в масштабе осадочного чехла, что обеспечивает дивергентные свойства этих структур. Анализ полученных им аналоговых и расчетных моделей показал, однако, что для чисто адвективных структур существуют признаки, не позволяющие использовать этот процесс для объяснения конкретных природных структур. К таким признакам в моделях отнесем обязательное наличие структур растяжения, иную, чем в природных структурах конфигурацию точек на диаграммах АХ/К и ЕN/К (рис. 7-17, 7-23),

отсутствие в них общего укорочения структуры, а также не «промежуточное» (между «диагональным» и «горизонтальным»), как в природе, а строго «дивергентное» (диагональное) положение оси облака основного массива точек на диаграмме АХ/ЕN (рис. 7-23).

## 7. 4. 2 Теоретические и экспериментальные механизмы или их комбинации, действие которых при формировании природных структур возможно

Модель синтетическая, сочетающая чисто конвективную структуру (ПММА М.А. Гончарова) с общим укорочением, как уже было указано выше, была специально подобрана таким образом, чтобы максимально напоминать природные структуры (параграф 7. 2. 5, рис. 7-26, стр. 370; рис. 7-35, знак 1, стр. 382). Контуры этой модели, а также тренды и контуры тех механизмов, которые, как указано в предыдущем параграфе, могли участвовать в формировании складчатых структур трех тектонических зон, вынесены на рис. 7-35 и 7-36. На рис. 7-36 эти контуры совмещены с контурами складчатых структур Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон, что позволяет понять, насколько эти механизмы или их комбинации соответствуют природной складчатости.

Как хорошо видно на рисунке 7-36, основная площадь контуров природных зон закрывается синтетической моделью. Однако, кроме пунктов, в которых природные контуры в принципе совпадают с основной моделью (А, Е, Ж, К, Л), есть пространства, в которых домены синтетической модели не присутствуют, и для объяснения возникновения таких природных доменов необходимо привлекать дополнительные механизмы. Прежде всего это области точек Б и В на диаграмме АХ/К, а также М и Н на диаграмме АХ/ЕN. Эти «синвергентные» пространства объясняет «принадвиговый» механизм (наклонные зоны простого сдвигания), области которого показаны контуром 1 на всех трех диаграммах (южная вергенция) и контуром 2 (северная вергенция), а также аналогичными теоретическими контурами 1а и 2b на диаграмме



**Рис.** 7-36 Диагностические диаграммы для природной складчатости с наложением контуров теоретических моделей (смотри знаки на рис. 7-35) и природных структур. Пояснения в тексте. Тектонические зоны: 1 — Шахдагская зона, 2 — Тфанская зона, 3 — Чиаурская зона

АХ/ЕN. Реальность действия такого локального механизма в природе была показана в параграфе 5. 3. 3, стр. 214 на примере структур СЗК. Кроме этого, часть пространства на диаграмме АХ/ЕN (от 90° до 140° АХ при значениях -15° ÷ +15° EN) может занимать аналогичный механизм не наклонного, а горизонтального простого сдвигания. На рис. 7-34 (А) эту область диаграммы занимают примерно 20 доменов (из всех 250 доменов Северо-Западного Кавказа), имеющих основную, южную вергенцию, причем аналогичных структур с северной вергенцией (для 40°÷80° АХ) практически нет.

Таким образом, конфигурация точек замеров морфологии природной складчатости трех тектонических зон восточной части Большого Кавказа в самом первом приближении описывается синтетической моделью («адвекция плюс сокращение» или «квазиизгиб») как основной, обеспечивающей дивергентность структуры, в комбинации с локальным механизмом наклонных зон простого сдвигания (принадвиговый механизм).

Кроме «синвергентных» областей, которые в первом приближении имеют объяснение, есть дополнительная заметная неточность. Она выражена в «лишнем» пространстве точек Г и Д, которое закрыто синтетической моделью, но в котором отсутствуют природные структуры, и, наоборот, пространство точек З и И, в котором присутствуют природные домены, но нет модельных. Эта неточность может быть следствием определенной последовательности деформаций в синтетической модели: сначала конвекция, а потом укорочение. Очевидно, что в природной структуре возможно или их одновременное действие (что наиболее вероятно), или обратное – сначала укорочение, а потом конвекция. В этом случае контуры модели могут быть другими, и совпадения природных и модельных структур в областях обсуждаемых точек (Г, Д, 3, И) могут существенно улучшиться. В настоящий момент этот вопрос не исследован.

Обсуждая проблему идентификации механизмов формирования складок в рангах «структурная ячейка» и «тектоническая зона», т.е. тех структур, которые охватывают весь осадочных чехол, необходимо напомнить дополнительно о трех особенностях.

Первая особенность связана с геологической историей. Если зоны Тфанская и Чиаурская были сформированы за один этап (возникновение складчатости между олигоценом и сарматом в первом приближении), то в Шахдагской зоне на первом этапе имела место как минимум предоксфордская складчатость, на структуры которой уже потом были наложены позднеальпийские (олигоцен - сармат) деформации. В анализе, показанном во всех параграфах выше, эта особенность структуры никак не учитывается. Попытки как-то разделить результаты этих двух этапов деформации и проанализировать их отдельно не предпринимались, ввиду неясности количественного соотношения результатов двух эпизодов деформации и отсутствия методик учета двух стадий в алгоритме обработки материала. Очевидно, что такой анализ следует запланировать в качестве специального направления будущих работ.

Вторую особенность можно было бы отнести к чисто техническим проблемам, но, возможно, содержательный аспект в ней тоже может существовать. Речь идет о том, что все механизмы и тренды развития развиваются в трехмерном пространстве признаков, а анализируются только проекции этих объектов на плоскостях. Правильнее было бы создать трехмерный аппарат сопоставления модельных и природных ареалов (облаков) точек или использовать такой аппарат, если он есть в других науках. Возможно, при этом удастся перейти на полуколичественные процедуры сравнения, что должно повысить объективность результата. Но на данном этапе развития методов использованные технологии дают приемлемый результат. Отнесем уточнения, связанные с полуколичественным сравнением, также к будущим работам.

Третья особенность связана с ограниченностью имеющихся расчетных и аналоговых моделей относительно внешних перемещений границ самих моделей в сравнении с природными структурами. Если боковые горизонтальные перемещения моделируются в первом приближении адекватно, то вертикальные перемещения фундамента в большинстве экспериментов по формированию складчатости, как правило, игнорируются. Между тем, как это было показано в параграфах 6. 2. 4 и 6. 3. 6, перепады расчетных глубин кровли фундамента между соседними ячейками могут достигать десяти километров на расстояниях первых километров. Разумеется, пока нет возможности говорить о том, как это выражено – резким смещением по разлому или плавным по крылу флексуры. Но то, что такие перемещения будут влиять на морфологию складок и должны быть учтены, также достаточно очевидно.

#### Выводы по главе 7

В начале главы специально рассматриваются вопросы отличия механизмов формирования разных по объему структур и разницы между механизмами возникновения разрывов и складок. Указано, что к рассмотрению следует принимать только те теоретические или модельные механизмы, которые могут быть описаны формализованным образом (единообразно). Только в этом случае можно будет находить отличия между разными эталонными механизмами, а также находить сходство между природными структурами и моделями.

Далее показаны результаты основных типов экспериментов по формированию складчатых структур, которые были проведены исследователями из разных стран: Дж. Диксоном (с использованием центрифуги), В.Г. Гутерманом (с использованием центрифуги), М.А. Гончаровым (термическая адвекция). Рассмотрены также несколько расчетных кинематических моделей (простейшая математическая модель адвекции М.А. Гончарова, модели синтетическая и квазиизгиба Ф.Л. Яковлева). Для анализа механизмов формирования структур профили внутри моделей делились на домены, в которых измерялись три параметра – наклон осевой поверхности складки, величина укорочения перпендикулярно осевой плоскости

и наклон зеркала складки. На примере многостадийных экспериментов было показано, что взаимное расположение точек замеров на диаграммах рассеяния этих трех признаков создает ареалы, типичные для каждого механизма. Увеличение амплитуды механизма (величины укорочения в доменах) ведет к смещению таких ареалов в поле всех трех признаков, показывая такие тренды развития, которые отличаются друг от друга для разных механизмов. Эти отличия имеют диагностическое значение. С помощью этих диаграмм было показано, что аналогичные по генезису модели бокового давления Дж. Диксона и В.Г. Гутермана обладают похожими трендами развития. Были изучены тренды механизмов гравитационного соскальзывания (В.Г. Гутерман), аналоговой адвекции (М.А. Гончаров), идеальной кинематической модели адвекции (М.А. Гончаров), синтетической модели – общей комбинации адвекции с однородным сокращением (Ф.Л. Яковлев), квазиизгиба как варианта синтетической модели (Ф.Л. Яковлев, изгиб в масштабе всего осадочного чехла, а не для одного слоя), а также, в одной из моделей В.Г. Гутермана, был найден частный, локальный механизм наклонной зоны простого сдвигания («принадвиговый», Ф.Л. Яковлев). Оказалось, что все эти модели на диаграммах рассеяния параметров доменов имеют свои характерные черты, позволяющие их отличать друг от друга. Было показано, что дивергентная структура со свойствами некоторого общего укорочения пространства может быть создана только синтетической кинематической моделью «адвекция плюс сокращение». Совокупность операций деления структурных профилей на домены, замеров трех структурных признаков внутри каждого домена и рассмотрение ареалов точек замеров на диаграммах рассеяния представляет собой язык описания механизмов формирования (деформирования) любой складчатой структуры, относящейся к линейной складчатости. Эти описания явились предметом пункта 8 научной новизны, а также используется в пункте 1 защищаемых положений (о комплексе методов исследования и методических приемов).

Интересные данные были получены при исследовании двух моделей, созданных Дж. Диксоном. Эти модели в данном случае использовались нами в качестве модели аккреционной призмы. Было выявлено, что обсуждаемый метод анализа дает возможность описывать тонкие особенности механизма деформирования для однородного чехла и для чехла с компетентной средней частью толщи. Было показано, что даже небольшое начальное горизонтальное укорочение вызывает возникновение складок с вертикальными осевыми плоскостями, которые далее деформируются по определенному тренду. В то же время простое горизонтальное сдвигание (гравитационный тип структур в рамках геодинамики) вызывает появление начальных складок с наклонными (45°) осевыми плоскостями, тренд дальнейшего развития которых отличается от тренда первоначально субвертикальных складок. Поскольку именно эти пологие первоначальные наклоны имели складки Воронцовского покрова, то это

подтверждает сделанный ранее вывод о его гравитационной природе (параграф 5. 2. 3). Этот материал анализа конкретных аналоговых моделей с использованием геометрии доменов еще раз подтверждает **пункт 12 научной новизны** (ранее опиравшийся только на две теоретические модели) и еще раз используется **в части защищаемого положения 2** (о гравитационной природе Воронцовского покрова).

Язык описания механизмов формирования в виде замеров трех структурных признаков (наклон осевых плоскостей, наклон зеркала складок, величина укорочения складок) был использован для характеристики природных структур Шахдагской, Тфанской и Чиаурской тектонических зон восточной половины Большого Кавказа. Для этого использовались замеры доменов, сделанные в 1997 году. Было показано, что все три тектонические зоны обладали чертами сходства и отличия между собой. Прежде всего, во всех трех зонах крупные части структуры (примерно в ранге структурных ячеек) показывали свойства дивергентной структуры как по наклону зеркала складок, так и по наклону осевых поверхностей. Максимально развитые домены во всех трех зонах оказывались в пределах 80-60% укорочения, а конфигурация линии максимального продвижения доменов на трех диаграммах рассеяния оказались очень схожими: по наклону зеркала складок от  $+45^{\circ} \div +80^{\circ}$  до  $-60^{\circ} \div -80^{\circ}$ , по наклону осевых поверхностей – от 45° до 130°. Наиболее ярким отличием является разная позиция наименее развитых доменов по величине укорочения – в Шахдагской зоне это 0%, в Тфанской – 10%, в Чиаурской – 35%. Наблюдается асимметрия структуры в виде заметной концентрации точек по тренду наклонных зон простого сдвигания южной вергенции – в Чиаурской зоне, северной вергенции (незначительной) – в Шахдагской и обоих трендов – в Тфанской. Эти наблюдения показывают, что механизм формирования складчатых структур для всех трех зон являлся почти идентичным.

Сопоставление контуров природных зон линейной складчатости на диагностических диаграммах с контурами и трендами ряда эталонных механизмов не подтвердили возможность реализации распространенной модели аккреционной призмы для объяснения структуры Большого Кавказа – структура в соответствии с моделью должна обладать свойством моновергентности, в то время как реальная природная структура является дивергентной. Не подтверждается возможность использования модели чистой адвекции - величины укорочения природных структур в среднем значительно выше, чем в этой модели, общая конфигурация точек в поле «наклон осевых поверхностей/наклон зеркала складок» существенно отличается от модельной. Наиболее удачной является модель синтетическая «адвекция плюс сокращение», которая закрывает в первом приближении поле природных точек во всех трех диаграммах. пространства Оставшиеся свободные природных ареалов попадают ареалы «принадвигового» механизма. Таким образом, в первом приближении механизм возникновения природной складчатости описывается комбинацией синтетической модели (квазиизгиб) с

локальным принадвиговым механизмом. Материал диагностики механизма формирования природных структур составил предмет **пункта 14 научной новизны** (стр. 12, Введение), а также **защищаемого положения 3** (диагностика процесса образования природной складчатости).

Поскольку совпадение модельных и природных контуров не является идеальным, в конце главы обсуждаются возможные причины этого и намечены пути развития дальнейших исследований. Прежде всего, это возможный порядок действия механизмов. В модели используется комбинация «сначала вся адвекция, потом все сокращение». Возможно, что одновременное действие двух компонент приблизит конфигурацию модельных ареалов к очертаниям природных ареалов. Кроме этого, обсуждаются особенности природного процесса, влияние которых на модельную морфологию структуры пока не исследованы — это двухэтапность деформаций для Шахдагской зоны, возможные сложные движения на границах структурных ячеек (например, вертикальные движения блоков фундамента) и методическая особенность представления трехмерного процесса в виде трех проекций на 2D диаграммы рассеяния. Все эти аспекты могут рассматриваться как направления дальнейших работ по диагностике природных механизмов формирования складчатых структур.

# ГЛАВА 8. О ЗНАЧЕНИИ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЛЯ АНАЛИЗА МОДЕЛЕЙ ГЕОДИНАМИКИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В данной главе представлена информация, которая касается анализа различных аспектов имеющихся геодинамических моделей и истории развития сооружения Большого Кавказа, включая современную стадию горообразования. Отличие от предыдущих глав состоит в том, что материалы параграфов этой главы базируются не на систематическом описании деформаций структур определенного ранга, а являются относительно широкими обобщениями, разновидностью синтеза. При этом только первый параграф посвящен результатам, которые вынесены в разряд защищаемых положений. Основная же часть материалов главы касается таких особенностей результатов, представленных в предыдущих главах, которые заметно отличаются от общепринятых сведений, а потому требуют специального обсуждения.

## 8. 1. О возможности применении модели А-субдукции (аккреционной призмы) к структурам Большого Кавказа

### 8. 1. 1. Основные признаки структуры аккреционной призмы по ее моделям

Как уже было показано в нескольких местах выше, в настоящее время наиболее распространенными схемами строения и развития «складчато-надвигового» сооружения Большого Кавказа являются модели, опирающиеся на идеи «А-субдукции» и «аккреционной призмы». Выше рассматривались отдельные аспекты соответствия такой интерпретации Большого Кавказа его реальной структуре; здесь они будут сведены вместе для того, чтобы найти обоснованное решение проблемы.

Насколько нам известно, в учебных пособиях по геотектонике и/или геодинамике, а также в иных публикациях не существует систематического описания всех признаков такой складчато-надвиговой структуры, которая соответствует «А-субдукции» (например, [Лобковский и др., 2004], стр. 85-90; [Хаин, Ломизе, 2005], стр. 199-208). В таких описаниях коллизионных структур (типов «континент-континент» или «континент-островная дуга») сама складчатая структура в лучшем случае просто упоминается, полагаем, как аргумент в пользу существования коллизии. Восполняя этот пробел, проанализируем наиболее цитируемые модели Большого Кавказа, а также модели на эквивалентных материалах.

Основные признаки структуры хорошо видны на нескольких модельных пересечениях С.И. Дотдуева [1986] (наши рисунки 1-7, стр. 35, 6-1, стр. 221), на модели А. Робинсона [Robinson et. al., 1996] (рис. 1-8, стр. 36) и на модели на эквивалентных материалах Дж. Диксона [Dixon, 2004] (рис. 7-7, стр. 347). Такими признаками являются: 1) общая субгоризонтальная поверхность детачмента над фундаментом, для Большого Кавказа — на глубине 8-10 км, жесткий фундамент относится к структурам Закавказского массива; 2) моновергентная

структура по наклону осевых поверхностей (южная вергенция) и 3) моновергентная структура по наклону поверхностей чешуйчатых надвигов (южная вергенция); 4) хотя это специально не оговаривалось, но по рисовке схем строения С. Дотдуева и А. Робинсона можно предполагать, что основное сокращение происходит по надвигам, а не по складкам; 5) к глубоким частям структуры наклон осевых поверхностей и наклон плоскостей надвигов становятся более пологими. Заметим также две особенности этих схем. Первая особенность уже была специально упомянута выше (параграф 6. 1. 1, стр. 220) — это то, что такие модели призваны обосновать очень большое сокращение пространства, которое для Большого Кавказа составляет минимум 200 км (С.И. Дотдуев, В.Е. Хаин, Л.М. Расцветаев) и может достигать 500-900 км. В этом случае основное сокращение приходится не на складчатую структуру, а на смещение по надвигам. Там же (параграф 6. 1. 1) было показано, что такие перемещения геометрически невозможны. Вторая особенность связана с экспериментальной моделью Дж. Диксона [Dixon, 2004] — в ней отсутствуют надвиги. Однако такое ее отличие от умозрительных схем С.И. Дотдуева и А. Робинсона (по пункту 4) не является критически важным — оно может касаться случая незначительного общего сокращения в аккреционном клине.

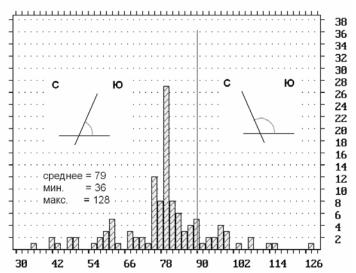
Поскольку в результате количественных или полуколичественных исследований складчатых структур Большого Кавказа был получен обширный цифровой материал, на его основе на статистическом уровне можно проверить, насколько природная структура соответствует установленным пяти признакам аккреционной призмы.

## 8. 1. 2. Разрывы в структуре Северо-Западного Кавказа, сравнение с модельными ожиданиями «аккреционной» схемы

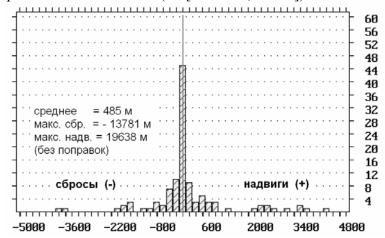
Рассмотрим подробно тот материал, который не получил детального освещения в предыдущих главах. В процессе сбора замеров структурных признаков доменов для построения сбалансированных пересечений одним из параметров был наклон плоскости разрыва. Для 11 пересечений Северо-Западного Кавказа (243 домена) было измерено 119 таких наклонов, что является достаточным для их статистической характеристики [Яковлев, 2009г]. После построения сбалансированных пересечений для этих разрывов были установлены тип результирующего движения (сброс или надвиг) и амплитуда горизонтального смещения. Южная вергенция разрывов действительно имеет место, но она не так резко выражена, как это можно было бы думать, глядя на модельные пересечения. Средний наклон сместителя составляет около 80°, само распределение значений (рис. 8-1) выглядит симметричным, но с очень резким максимумом: в пределах 10 градусов (74°-84°) оказалось 61 значение или 55% всех замеров. Северную вергенцию имела пятая часть разрывов. Таким образом, вся структура по наклону разрывов выглядит так, как если бы основная часть разрывов была субвертикальна,

но все сооружение испытало поворот к югу на 10 градусов вокруг горизонтальной оси, совпадающей с простиранием. Такие отклонения не могут считаться достаточными для характеристики структуры как моновергентной. По типу смещения (рис. 8-2) все разрывы делились на надвиги (58) и сбросы (61), т.е. их соотношение было равным. Таким образом, природная ситуация не соответствует теоретической (признак 3 «аккреционной призмы»), для которой в структуре участвуют только моновергентные надвиги: реальная структура по разрывам не моновергентная и в ней развиты не только надвиги.

Амплитуды горизонтального смещения составляли в среднем 1838 м для надвигов и - 788 м для сбросов, однако около 1 км смещения из среднего для надвигов обеспечили 4 значения с большими амплитудами от 8.3 до 19.6 км, которые не являются точными (рис. 8-2). Поскольку отмечалось усиление роли крупных пологих надвигов для южной половины структуры Северо-Западного Кавказа [Расцветаев 2002; Маринин, Расцветаев, 2008], дополнительно были изучены распределение типа и амплитуды разрывов в зависимости от

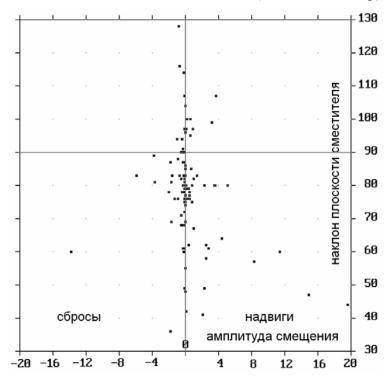


**Рис. 8–1.** Гистограмма распределения наклонов плоскостей сместителей разрывов (119 значений) для Северо-Западного Кавказа (по [Яковлев, 2009г])

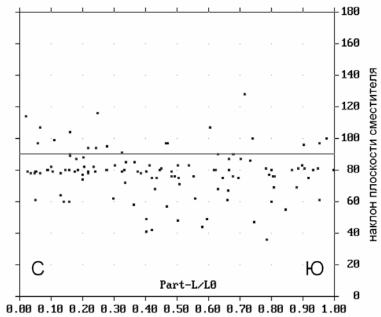


**Рис. 8–2.** Гистограмма распределения амплитуд горизонтальных смещения по разрывам (119 значений) для Северо-Западного Кавказа (по [Яковлев, 2009г]). Несколько экстремальные значений надвигов и сбросов не вошли в гистограмму.

наклона разрыва (рис. 8-3), а также зависимость наклона разрыва от его положения в крест простирания всего сооружения (рис. 8-4). Из 119 значений (без внесенных поправок) на первой диаграмме рассеяния только 4 находятся в правом нижнем ее квадранте со значениями 60° и меньше и амплитудой больше 8 км, что отвечает понятию «крупный пологий надвиг» (рис. 8-3). Таким образом, явление, о котором говорит Л.М. Расцветаев, существует, но его роль очень невелика. Что касается пологих разрывов южной половины структуры, то на второй диаграмме действительно есть 7-8 точек с наклоном 60° и меньше (падение на север), которые имеют



**Рис. 8-3.** Зависимость амплитуд смещения сбросов и надвигов (в км) от наклона плоскости сместителя разрыва для Северо-Западного Кавказа (по материалам [Яковлев, 2009г]).



**Рис. 8-4.** Зависимость наклона плоскости сместителя от положения вдоль условного профиля с севера на юг (по [Яковлев, 2009г]).

позицию вдоль профиля на  $0.4 \div 0.8$  длины, т.е. принадлежат центру и части южного фланга. Однако, поскольку есть ряд точек с южным наклоном в северной части профилей, а основная полоса точек на всей условной длине профиля укладывается в значения  $60^{\circ} - 100^{\circ}$  (рис. 8-4), то такие наклоны можно скорее отнести к слабой общей дивергенции всего сооружения, чем к черте, определяющей основной характер его морфологии. Таким образом, данные статистики моновергентность структуры по наклонам плоскостей разрывам не подтверждают.

По материалам построения сбалансированных профилей легко установить долю смещения по разрывам в общем сокращении пространства (признак 4 «аккреционной призмы»). В табл. 8-1 показаны такие сведения, повторяющие табл. 6-24. Для четырех профилей суммарное смещение по разрывам оказалось растяжением, и только для одного профиля, имеющего слабое общее сокращение (12%) доля сокращения по разрывам оказалась большой. В таблице показаны два варианта подсчета: один полный, а во втором исключены короткие профили и экстремальные значения. При подсчете средней доли сокращения по надвигам в общем сокращении профилей эта цифра оказалась близкой к 0.1, что означает десятикратное превышение роли пластичных деформаций над хрупкими. То есть, признак 4 также не подтверждается статистическими данными по структуре Северо-Западного Кавказа.

**Табл. 8-1.** Доля суммарного смещения по надвигам и сбросам в общем укорочении профилей 1 – 11 Северо-Западного Кавказа, для справки дана общая величина сокращения профиля (Sh, %)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Средн.
-0.08	0.98	0.26	0.31	0.13	0.08	-0.14	0.10	-0.71	0.22	-0.11	0.09
-0.08		0.26	0.31	0.13		-0.14	0.10		0.22		0.11
16%	12%	33%	32%	52%	51%	40%	28%	39%	32%	41%	

### <u>8. 1. 3. Сравнение основных параметров морфологии складчатых систем и рельефа кровли</u> фундамента с модельными ожиданиями

Рассмотрим последовательно оставшиеся структурные признаки и их соответствие природным структурам. Построение сбалансированных профилей трех крупных частей Большого Кавказа дало возможность получить глубины кровли фундамента для структур ранга «структурная ячейка». Тем самым можно показать, сохраняется ли на одной глубине (если да, то на какой) та поверхность детачмента, по которой в соответствии с первым признаком модели А-субдукции происходит проскальзывание всего осадочного чехла. Как видно на рис. 6-25, стр. 273, для Тфанской и Шахдагской зон есть только очень ограниченные пространства, в которых глубина кровли фундамента выдерживается на одном уровне (табл. 6-12) — это сочетание профилей 2 и 10 (на глубине 12.5-13.5 км, 4 ячейки), профиль 3 (-11 км, 2 ячейки) и профиль 9 (-7.5 ÷ -8.5 км, 3 ячейки). В остальных пересечениях рельеф кровли фундамента

образует перепад (уступ?) от 4 до 10 км с опущенным южным крылом, а сама кровля фундамента находится на глубинах от -4 до -20 км. Никакого субгоризонтальной и выдержанной по глубине поверхности возможного детачмента, проходящего по кровле фундамента, что диктуется моделью «аккреционной призмы», не наблюдается. Похожая по смыслу структура наблюдается и в трех пересечениях Чиаурской зоны (рис. 6-36, стр. 291, табл. 6-16) – здесь перепады рельефа кровли фундамента в одном профиле составляют 7.5 – 10 км, местами – в соседних ячейках. Расчетная глубина самого фундамента в Чиаурской зоне достигает -25 и -26 км, составляя в среднем -21 км, что существенно отличается от декларируемой глубины -10 км [Дотдуев, 1986; Robinson et. al., 1996]. Еще более тяжелая ситуация с обсуждаемым гипотетическим общим детачментом имеет место в Северо-Западном Кавказе (табл. 6-25, рис. 6-51, стр. 321). Здесь расчетная глубина кровли фундамента в среднем составляет -13.2 км, однако значения лежат в широких пределах - от -2.2 км до -31.7 км, а перепады в конкретных профилях составляют минимум 6.4 км, в четырех случаях достигая величин 18.5 и 22 км. Обращает на себя внимание хорошее расчленение структуры вдоль простирания на три участка, которые имеют устойчивое строение – с центральным прогибом в 5-10 км на западе (профили 1 и 2), с резким погружением южного борта структуры относительно северного (с уже указанной разницей 18.5 – 22 км, профили 3, 4, 5) и с центральным прогибом на востоке (перепады от 13 до 21 км, профили 8, 9, 10). Даже профиль 7, имеющий наиболее устойчивую глубину фундамента в пяти ячейках, характеризуется размахом рельефа кровли фундамента в 9 км. Разумеется, в Северо-Западном Кавказе провести субгоризонтальный детачмент по кровле фундамента в соответствии с моделью аккреционной призмы также невозможно – природная структура не обладает такими свойствами.

Добавим к описанию первого признака А-субдукции структуру перехода от Большого Кавказа к Закавказскому массиву (от Чиаурской к Окрибо-Сачхерской зоне через Рача-Лечхумский шовный разлом). Здесь устанавливается сброс по кровле фундамента с опущенным северным крылом (Чиаурская зона) с амплитудой до 10 км (рис. 6-42, стр. 300). Такая ситуация указывает на то, что фундамент в пределах Большого Кавказа является пластичным, а не жестким, и что он испытал ту же величину сокращения, что и смятый в складки осадочный чехол над ним. Соответственно, часть первого важного признака аккреционной призмы, а именно – «жесткость» фундамента, природной структуре не соответствует. Все вместе это означает, что первый признак аккреционной призмы («субгоризонтальный детачмент по кровле жесткого фундамента» на глубине около 10 км) не соответствует природной структуре.

Второй признак аккреционной призмы — моновергентность по наклону осевых поверхностей складок — легко проверяется по материалам параграфа 7.3, стр. 374 («Деформационные тренды природных структур Большого Кавказа»). На рис. 7-31 на

диаграммах рассеяния показаны замеры наклонов осевой плоскости складок трех тектонических зон Большого Кавказа (Шахдагская, Тфанская и Чиаурская). В сочетании с замерами наклона зеркала складок ареалы точек демонстрируют морфологию скорее дивергентной структуры (испытавшей дополнительное однородное укорочение), чем моновергентной. В Чиаурской зоне, в которой складок с южной вергенцией намного больше, чем с северной, совокупность таких точек показывает сходство с морфологией локальных зон пластического простого сдвигания (параграф 5.3, стр. 207); в секторе «горизонтальный простой сдвиг» диаграммы AX/EN (90°  $\div$  130° AX / -10°  $\div$ +10° EN) замеры отсутствуют. Для аналогичного материала по морфологии складчатых доменов Северо-Западного Кавказа (рис. 7-34 А, стр. 380) характерна в целом та же конфигурация (дивергентная структура с дополнительным укорочением). Здесь некоторые домены отвечают обсуждаемой морфологии (моновергентность осевых поверхностей, при простом субгоризонтальном сдвигании), в отличие от Чиаурской зоны, но их число (около 20 из 250) заведомо недостаточно, чтобы говорить об этом как о свойстве, определяющей основной стиль структуры. Таким образом, складчатость Большого Кавказа характеризуется дивергентностью двух порядков – в крупных складках (тектонических ячейках), охватывающих весь осадочный чехол, и во всем сооружении в целом (по вергенции наклонных зон простого сдвигания). Это означает, что второй признак аккреционной призмы (моновергентность по наклонам осевых поверхностей) также не отвечает реальной морфологии природных структур.

Пятый признак аккреционной призмы – это усиление вергенции структуры в глубоких частях структуры, т.е. такое явление, при котором чем ближе к детачменту, тем более пологими становятся осевые поверхности и плоскости надвигов. Реально в структурах Большого Кавказа пологие надвиги и чешуи известны только на самом юге сооружения, на границе с Закавказским массивом, и относятся они только к верхним частям структуры. В их число можно включить «надвиги южного склона» к востоку от с. Джава, аналогичные им надвиги в Кахетии, покровы Баскальский и Астраханский в восточной части Чиаурской зоны. Заметим, что относящийся к этим же структурам Воронцовский покров, вероятнее всего, имеет гравитационную природу (параграф 5. 2. 3), высказывались мнения о таком же происхождении и двух других упомянутых покровов. То есть, эти покровные структуры не относятся к собственно аккреционной призме (к ее нижней части). Как это уже обсуждалось в параграфе 6. 3. 6 (стр. 294), к западу от с. Джава есть возможность прямо проследить строение глубоких частей структуры, поскольку она существенно воздымается в этом направлении, и в Сванетском антиклинории на поверхность выходит палеозойский фундамент. Как это видно на геологической карте (рис. 6-40 и 6-41), никаких признаков складок с пологими осевыми плоскостями, равно как и плоскостей субгоризонтальных надвигов здесь не наблюдается. То

есть, характер изменения вергенции структуры с глубиной прямо противоположен модельному «А-субдукции». Поскольку в районе палеозойского ядра Сванетского антиклинория нет никаких следов пологих надвигов, то и по пятому признаку модель аккреционной призмы следует отвергнуть.

Указанное выше сопоставление природной структуры с выявленными признаками аккреционной призмы показывает несоответствие реальной природной структуры БК рассматриваемой модели. Однако полученный вывод по его геодинамической сути не является совершенно новым – ранее с использованием нескольких геологических аргументов к выводу об отсутствии процесса субдукции в альпийских деформациях БК пришел М.Л. Сомин [2000а], это положение являлось важной частью его диссертационной работы [Сомин, 2007]. В качестве основных аргументов привлекались следующие факты и наблюдения. Прежде всего, это касалось природы Главного Кавказского Разлома, который не является листрическим надвигом (например, мнение С.И. Дотдуева [1986]). Об этом говорят: крутой наклон плоскости разрыва (не положе 65°), в том числе по геофизическим данным до глубины 80 км; залечивание зоны разлома интрузиями среднеюрского возраста (Ушбо-Эцерский, Санчарский, Аксаутский и др.); идентичность разреза и структурных особенностей среднеюрских пород в разделенных разрывом блоках; нормальные контакты стратиграфического разреза и его постепенное омоложение в структуре от поднятого фундамента в северном поднятом блоке через разлом на юг в погруженном южном блоке. Из этого М.Л. Сомин делает вывод, что ГКР – это крутой магмоподводящий разрыв среднеюрского возраста, возникший на флексурном изгибе поверхности фундамента. Отсутствие в зоне разрыва серпентинитов, экзотических блоков и других признаков коллажности подтверждают это наблюдение [Сомин, 2007]. На основании многочисленных полевых наблюдений М.Л. Сомин показал, что для структуры Центрального Кавказа севернее ГКР характерен «аркадный» стиль с широкими антиклиналями и узкими щелевидными синклиналями, что исключает масштабные срывы по поверхности чехол / фундамент. Из этого делается вывод о совместной деформации палеозойского фундамента и юрского чехла в условиях внешнего горизонтального сокращения. Для структуры южного ограничения БК М.Л. Сомин допускает возможность пододвигания Закавказского массива под флишевые комплексы ([Сомин, 2000а], стр. 665).

Исходя из этого можно утверждать, что наши данные о сбросовом характере Рача-Лечхумского разлома по уровню поверхности кровли фундамента, а также приведенные выше в этом параграфе данные сопоставления морфологии природной структуры с теоретическими параметрами модели аккреционной призмы, подтверждаются выводами о совместной деформации альпийского чехла и палеозойского фундамента и об отсутствии субдукции в центральной части БК [Сомин, 2007], которые были получены ранее геологическими методами. Новым элементом является распространение этих выводов в пределы южной части БК (Чиаурская тектоническая зона и Рача-Лечхумский разлом).

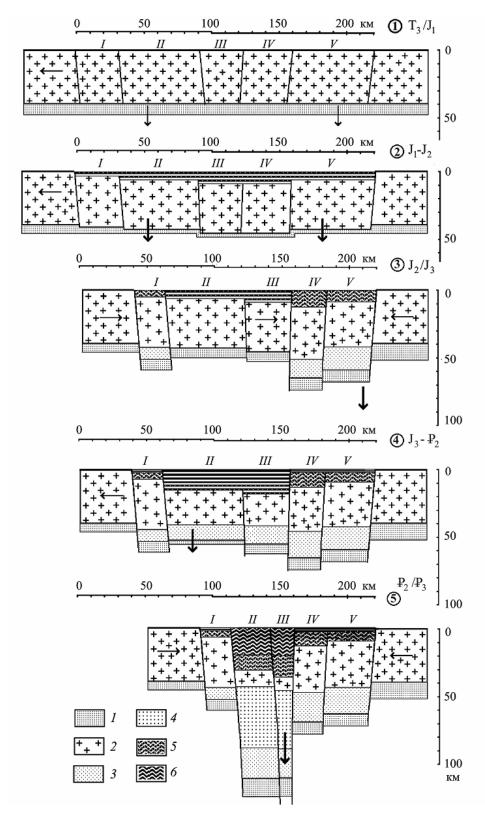
Таким образом, на основании представленного в этом параграфе материала в шестое защищаемое положение относительно структуры Большого Кавказа следует добавить фразу: «Широко распространенные в литературе представления о том, что морфология структуры Большого Кавказа отвечает модели типа «аккреционная призма» не подтверждаются – по всем основным параметрам природная структура не совпадает с модельной.»

## 8. 2. Общее строение и характер развития Большого Кавказа – основные черты возможной геодинамической модели

Параграфы, представленные ниже (8.2. - 8.5), посвящены некоторым важным проблемам тектоники и геодинамики, часть которых была выявлена после получения результатов, показанных в предыдущих главах работы. По ряду причин в настоящий момент эти проблемы не могут быть разрешены, но есть возможность и необходимость обсудить как суть проблем, так и возможные подходы к их решению.

Потребность обсуждения первой проблемы — каковы общие причины возникновения складчатой системы Большого Кавказа и какова общая структура этого складчатого сооружения — прямо вытекает из отрицания возможности применения к Большому Кавказу наиболее распространенной в современных публикациях концепции «А-субдукции» или «аккреционной призмы», что было показано в предыдущем параграфе. Изложенные ниже материалы, заметим, являются сугубо предположительными и не выносятся в защищаемые положения.

Прежде, чем выдвигать возможную модель развития Большого Кавказа взамен отрицаемой «аккреционной призмы», построим, опираясь на собственные данные по сбалансированной структуре осадочного чехла Большого Кавказа, общую схему его развития с соблюдением вертикального и горизонтального масштабов [Яковлев, 2008б]. Для такой схемы возьмем наиболее широкое возможное «синтетическое» пересечение, начиная от зоны Известнякового Дагестана на севере и кончая Гагро-Джавской зоной на юге (рис. 8-5). Доскладчатая ширина такого пересечения, включающего обширные пространства слабой складчатости Дагестана, составляет около 220 км. Для анализа развития основных структур было выделено пять этапов, при этом на качественном уровне оценивалась мощность земной коры и положение границы Мохо. Известно, что севернее ГКР отложения нижней юры почти повсеместно начинаются с базальных конгломератов [Ренгартен, Старостина, 1956; Тучкова, 2007]; южнее ГКР, в районе Сванетского антиклинория, накопление первых осадков предварялось складчатостью и размывом пород триасовой дизской серии [Белов, Сомин, 1964]. Исхоля из этого, можно считать исходную мощность коры для момента начала осадконакопления



**Рис. 8-5.** Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа с соблюдением объемов пород и величин деформаций (по [Яковлев, 2008б]). Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

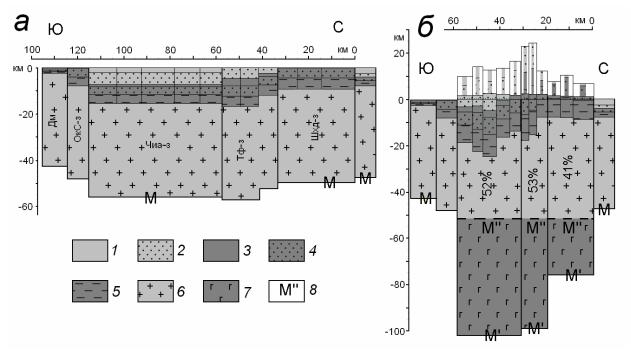
— исходная мантия; 2 — земная кора без осадочного слоя; 3, 4 — часть коры, предположительно получившая свойства мантии: 3 — в период первого эпизода складчатости J2/J3, 4 — в период основной складчатости P2/P3; 5 — отложения J1 и J2; 6 — отложения J3, K, P1, P2. Цифры в кружках — стадии развития. Тектонические зоны: I — Гагро-Джавская, II — Чиаурская, III — Тфанская, IV — III — IIII — III — IIII — III —

в ранней юре стандартной в 40 км (стадия 1, рис. 8-5). Далее в центральном прогибе (Тфанская и Чиаурская зоны) началось накопление мощных глинистых бескарбонатных толщ нижней и средней юры. Поскольку современные уровни критической глубины накопления карбонатных осадков в океанах (carbonate compensation depth, CCD) составляют первые километры (что в соответствии с принципом актуализма указывает на кору океанического типа), то следует предположить, по крайней мере, резкое уменьшение мощности континентального слоя коры іл situ для начала этой стадии, то есть в этот момент имел место подъем границы Мохо вверх по столбу литосферных пород. Эта идея относительно стадии 2 является новой в сравнении с публикацией [Яковлев, 2008б], и на рис. 8-5 это явление не отражено. На границе средней и поздней юры в Гагро-Джавской, Шахдагской зонах и в Известняковом Дагестане возникла складчатость, величина укорочения которой была относительно небольшой (10-30%). Тем не менее, наращивание над корой осадочного слоя (10 км) плюс «деформационное» увеличение мощности всего пакета даст 60 – 65 км мощности коры, что превышает оценочные величины глубины Мохо в 50-55 км. Это означает необходимость перехода нижней части коры в состояние мантии, что отмечено на рис. 8-5 (стадия 3) как новые объемы мантии. Для того, чтобы в дальнейшем на стадии 4 в условиях достаточно глубокого трога в пределах Тфанской и Чиаурской зон накапливались толщи карбонатного флиша верхней юры – палеоцена, необходимо существенное «утяжеление» всей системы в результате перехода низов коры в состояние мантии (рис. 8-5, стадия 4). Вероятно, это частично имело место и раньше, на стадии 2. После накопления мощной толщи мезокайнозойских пород (до 15-18 км) в соответствии с классической схемой развития Большого Кавказа на границе эоцен / олигоцен возникла складчатость со значительным укорочением в 50% (стадия 5). Если принять, что плотность пород не менялась, то уровень пород, находившихся ранее на исходной границе Мохо, окажется на глубине более 100 км (40 км +15 км = 55 км; 55 км \* 2 (50%) =110 км). Разумеется, явление изостазии не позволит возникнуть такой структуре при условии сохранения породами плотности коры, поэтому приходится предполагать появление мантийных пород (или аналогичных им по плотности) на месте заметной, до 60%, доли объема консолидированной коры.

Наиболее гипотетичным, но необходимым выглядит уменьшение мощности кристаллической части коры на момент погружения дна бассейна под уровень карбонатной компенсации. По оценкам В.Г. Трифонова [Трифонов, 2012; Trifonov, Sokolov, 2014] для более поздней стадии, на конец осадконакопления и перед сокращением пространства и формированием складчатости (на начало олигоцена) для «зоны южного склона» с мощностью чехла 18 км мощность кристаллической части коры для условия сохранения изостазии составляет 16 км. Альтернативой замещения пород «коровой» плотности породами более плотными, «мантийными» для объяснения такого «подъема» границы Мохо является часто используемое предположение о растяжении, увеличении ширины бассейна. Если принять такую схему как

единственное объяснение, то масштаб такого возможного растяжения (2.5 раза относительно исходного 16=40/2.5 км?) будет слишком велик и потребует убедительного структурного обоснования. Заметим, что для Большого Кавказа о растяжении могут свидетельствовать только дайковые комплексы нижней юры ([Панов, Ломизе, 2007], стр. 99) имеющие очень ограниченную суммарную ширину вдоль профиля (до 10% на ограниченных отрезках профилей, или 1 км на все 100 км пересечения), и такое удлинение не могло быть значимым.

Заметим, что явления перехода «кора / мантия» уже неоднократно описывались в рамках модели преобразований «габбро / эклогит» [Артюшков, 1993], но в данном случае такая схема не будет являться достаточной для объяснения масштабов преобразований. Вероятно, для такой трактовки следует привлекать неизохимические преобразования, включающие увеличение количества ионов железа и магния относительно калия и натрия. В первоначальном варианте схемы (рис. 8-5, [Яковлев, 2008б]) стадия горообразования (последующий рост гор и размыв после сармата) игнорировалась. Позже была построена схема, использовавшая данные, полученные по Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зонам [Яковлев, 2012а, 2012б]. В сбалансированном разрезе, в котором для восточной половины Большого Кавказа охвачен весь объем коры и часть верхней мантии, показаны стадия конца альпийского осадконакопления и современная стадия. Для современной стадии, в отличие от схемы 2008 года, показан объем размытых осадков (рис. 8-6). Положение современной границы Мохо здесь показано очень условно – вполне очевидно, что любое положение этой границы на глубинах от -55 до -70 км все равно не дает возможности иметь постоянный объем кристаллической части коры, и необходимо допускать преобразования пород кора/мантия для значительного объема коры. В связи с этим приведем данные по границе Мохо для Большого Кавказа. Данные по глубинному строению Большого Кавказа были получены на основании разрезов ГСЗ и обобщены первоначально в [Краснопевцева, 1984; Краснопевцева и др., 1970; Резанов и Шевченко, 1978]. Они показали увеличение мощности коры в пределах Большого Кавказа до 55 км (параграф 6. 5). Современная переинтерпретация первичных записей подтвердила в целом полученные ранее оценки, но была выявлена значительная сложность рельефа, в частности - смещения горизонтов по разломам [Павленкова, 2012]. Там же отмечается неустойчивость данных о геофизических разделах внутри коры. В.Г. Трифонов, обсуждая недавно строение земной коры БК в связи с альпийским укорочением и последующим изостатическим выравниванием (орогенным поднятием и размывом) [Трифонов, 2012, Trifonov, Sokolov, 2014], использовал эти оценки мощности коры в разных частях сооружения – от 45 до 55 км. Для Центрального и Северо-Западного Кавказа в исследованиях по строению коры по комплексу геофизических данных, включая магнитотеллурическое зондирование, указывается на то, что граница Мохо южнее северной границы БК устойчиво не определяется, в связи с чем объемы коры ниже осадочного слоя выделяются как «коро-мантийная смесь» [Шемпелев и др., 2001; 2005].



**Рис. 8-6.** Сбалансированная схема строения коры и верхней мантии восточной половины Большого Кавказа в конце этапа осадконакопления перед основной складчатостью (а) и на современном этапе после укорочения и горообразования (б), показаны обобщенные величины сокращения тектонических зон в процентах и размытые объемы осадочного чехла (по [Яковлев, 2012а]): 1 – палеоцен и эоцен, 2 – мел, 3 – верхняя юра, 4 – средняя юра, 5 – нижняя юра, 6 – объемы кристаллической части земной коры до поверхности Мохо (на начало осадконакопления), 7 – предполагаемые объемы мантийного вещества, образованные из погруженной части земной коры, 8 – граница Мохо: М – граница Мохо из расчета 40 км мощности коры на начало юры, М' – современное положение пород, занимавших первоначально на а) позицию границы Мохо, М" – предполагаемое положение границы Мохо (новообразованной).

Перемещения геофизической границы Мохо внутри литосферы предполагались ранее, при обсуждении процессов сначала постплатформенного горообразования [Яковлев, Юнга, 20016], а позже — при рассмотрении горообразования двух видов — постплатформенного и постскладчатого. Так, предполагалось, что в соседних Памире и Афгано-Таджикской депрессии около 20 км мантийных пород перешли в состояние коровых (Памир), а 20 км нижней части кристаллической коры в депрессии приобрели мантийные свойства [Яковлев, Юнга, 2003; 2010]. Такой вывод был сделан на основании отсутствия орогенного сокращения для Памира при современной мощности коры 60-65 км и наличия сокращения 30-50% в Афгано-Таджикской депрессии при мощности коры 30-35 км. Поскольку в обеих структурах неотектонические движения начинались с платформенных условий в эоцене (стандартная мощность коры 40 км), рассчитать эти изменения было легко. В этих же работах обращалось внимание на множественность причин (механизмов) увеличения и уменьшения мощности коры, что дает для разных регионов очень широкий диапазон смещения границы Мохо вдоль столба литосферных пород.

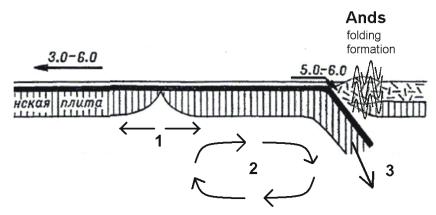
Определенные и существенные ограничения на возможность взаимных переходов пород типа кора/мантия косвенно накладывает общепризнанный постулат тектоники плит о принципиальной

разности двух типов коры – древней континентальной и молодой (не древнее 200 млн. лет) океанической. Если допустить такие переходы в значительных масштабах (больше чем в небольшом пограничном слое габбро/эклогит), то тогда на следующем шаге можно допустить, что часть современных океанических плит могли иметь прежде континентальный характер. В этом случае заметная часть известных моделей тектоники плит может быть подвергнута сомнению. В этом смысле полученные нами результаты входят в противоречие с указанным постулатом. Но, поскольку показанные выше результаты были получены корректным и проверяемым образом в методическом отношении и опирались на надежные структурные данные, в этой конфликтной ситуации следует подвергать сомнению не результат, а теоретический постулат.

Обсудив общую структуру Большого Кавказа, полученную с использованием сбалансированных разрезов, и положение границы Мохо в этой структуре, а также показав необходимость допустить преобразования пород коры в мантийные (по плотности, как минимум), можно перейти к поиску движущих сил и источников энергии для формирования складчатого сооружения в рамках его общей модели.

В самом простом виде в рамках господствующей сейчас тектоники плит можно выделить всего три источника перемещений (рис. 8-7), которые через посредство некоторых механизмов могут приводить к установленным сокращениям пространства. Первый такой источник, наименее вероятный (рис. 8-7, знак 1), - это дивергентная граница плит, применительно к Большому Кавказу находящаяся либо в Срединно-Атлантическом хребте, либо в рифте Красного моря. Слабая вероятность такого механизма связана с тем, что усилия (давление?) внедрения магмы не могут быть значительными, а передача движения из глубокого моря (ось рифта) к горному сооружению против силы тяжести (чисто гипсометрически) требует физического обоснования — скорее возникнет смещение в противоположном направлении. Разумеется, в случае субдукционной конвергентной границы (не коллизионной) такое движение (от хребта к глубоководной впадине) физически оправдано.

Второй источник является общепризнанным — это конвективные движения в ячейке «рифт» — «океаническая плита» — «зона субдукции или коллизии» (рис. 8-7, знак 2). Препятствием к использованию такого источника для объяснения складкообразования служат логические соображения — поскольку эпизоды формирования складчатости являются относительно краткими на фоне крупных циклов (короткие фазы общей длительностью около 10-20 млн. лет против 150-200 млн. лет цикла Бертрана), то сложно физически обосновать кратковременность запуска движения мантии в крупной ячейке межконтинентального масштаба: такая ячейка должна иметь скорее длительное непрерывное движение, чем пульсационное с короткими периодами. В литературе существуют предположения о наличии такого постоянного движения, и дается объяснение, что складчатость при этом не формируется,

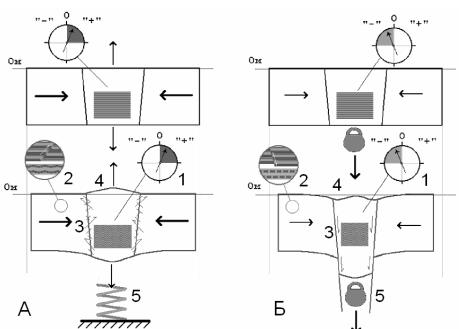


**Рис. 8-7.** Общая схема источников движения и энергии в рамках тектоники плит (использована иллюстрация из ([Dewey, Bird, 1970]; с изменениями). Выделяются три источника: 1. – раздвижение вследствие внедрения магмы, 2. – конвективное движение океанических плит от дивергентных к конвергентным границам, 3. – погружение остывшего слэба океанической коры высокой плотности среди менее плотных пород мантии.

поскольку существует свободное проскальзывание океанической плиты в зоне субдукции (за пределами исследуемого объекта). Формирование складчатости в этих схемах обеспечивается последующим столкновением с краем континента транспортируемых вместе с океанической плитой некоторых континентальных масс в виде микроконтинентов. Но такое толкование требует указывать конкретные геологические структуры, история развития которых удовлетворяет такой модели. К структурам Большого Кавказа такая модель не может быть применима. Третий источник в литературе используется относительно редко, поскольку по физическому смыслу является локальным (рис. 8-7, знак 3). Предполагается, что сформированная в срединно-океаническом хребте океаническая кора по пути к зоне субдукции постепенно остывает и приобретает все более высокую плотность. В результате ее плотность становится выше, чем плотность подстилающей мантии и плотность коры висячего крыла зоны субдукции. В связи с этим ее погружение происходит больше под действием силы тяжести, чем бокового давления; более того, есть предположения, что именно такое погружение вызывает растяжение срединно-океанического хребта. С этим же механизмом (точнее – с приобретением океанической плитой высокой плотности пород и соответствующим ее погружением) можно связывать известное явление ролл-бэка [Matenco, 2013; Wortel et al, 2013], при котором островная дуга дополнительно «накатывается» на океаническую плиту. В некоторых случаях смещение островной дуги и формирование аккреционной призмы осадков («Б-субдукция») обеспечивается только таким механизмом, например, для Эллинской дуги в Эгейском море.

Сопоставим некоторые логические следствия двух конкурирующих вариантов развития складчатой структуры по параметру «источник энергии» – а) внешнее сжатие и б) погружение по причине утяжеления структуры (рис. 8-8, А и Б). Прежде всего, в первом (А) варианте (цифра 1 в обоих вариантах – А и Б) при развитии сооружения внутри него будут формироваться только структуры сжатия – складки и надвиги. Структуры растяжения (сбросы и будинаж слоев) запрещены. Во втором варианте (Б) возможны и структуры сжатия и

структуры растяжения. За пределами всего сооружения (цифра 2) аналогичные структуры будут резко различаться – при внешнем сжатии в окружающих блоках формируются надвиги и складки, при внутреннем источнике – только структуры растяжения (сбросы). На границах деформируемой области и стабильных блоков (цифра 3) для варианта внешнего сжатия могут формироваться только надвиги, для варианта утяжеления – сбросы могут существовать. Резкие отличия двух вариантов возникают также по параметру «позиция кровли структуры»: при внешнем сжатии явно должен формироваться заметный рельеф, при внутреннем утяжелении – может возникать бассейн осадконакопления; во всяком случае, резкого роста гор не следует ожидать. И, наконец, по параметру «влияние изостазии» (рис. 8-8, цифра 5) также существуют отличия – при внешнем сокращении будет увеличиваться мощность коры, что не позволит иметь сокращение больше 30-40% или в 1.5 раза (до 60 км), без размыва кровли структуры. При варианте внутреннего утяжеления нет препятствий для возникновения любой величины сокращения. Рассмотрим, к какому варианту следует отнести структуру Большого Кавказа по этим признакам. Как уже было показано выше, количество надвигов и сбросов в структуре изученных районов Большого Кавказа было примерно одинаковым. Добавим сюда прямые наблюдения над специфическими структурными формами – складками, в которые были смяты слои песчаника, равномерно разбитые будинажем не только на крыльях, но и в замках, что говорит о растяжении субгоризонтальной слоистости перед формированием складок (рис. 8-9).



**Рис. 8-8.** Общая схема сопоставления логических следствий двух вариантов возникновения складчатости: A — активного внешнего сжатия со стороны окружающих жестких блоков, B — активного погружения утяжеленной нижней части структуры и пассивного (реактивного) сближения окружающих жестких блоков (по материалам [Yakovlev, 2005а]). Показаны варианты существования структур-индикаторов обстановки (1-5). Пояснения в тексте.

Такие структуры существуют в центральной части Чиаурской зоны в районе профилей 2 и 3, т.е. не повсеместно, но и не локально. Эти складки и наличие сбросов говорят в пользу второго варианта («внутреннее утяжеление»).

По признаку 2 (структуры-индикаторы в соседних блоках) систематически собранных данных для периферии Большого Кавказа скорее нет. Есть данные по напряженному состоянию Северо-Западного Кавказа для олигоцена [Saintot, Angelier, 2002], показывающие растяжение в крест простирания структуры для одного из этапов. Для района севернее Карпат на территории Польши была найдена широкая полоса, до 150 км, в которой для времени основной складчатости в самих Карпатах регистрируется удлинение вкрест простирания ([Lamarche et al., 2002], стр. 75). То есть, и по этому признаку приоритет следует отдать «внутреннему утяжелению».

Третий признак (тип разрывов на границе складчатого и стабильных блоков) уже обсуждался выше: надвиги здесь существуют как локальные структуры, а общим типом разрыва в случае Рача-Лечхумского разлома следует считать сброс по кровле фундамента с амплитудой до 10-15 км. Это тоже признак варианта «внутреннего утяжеления». Что касается роста гор или появления осадочного бассейна для времени формирования складчатости (признак 4, рис. 8-8), то здесь тоже следует отдать приоритет скорее второму варианту. Классическая версия истории геологического развития Большого Кавказа [Милановский, Хаин, 1963] относит майкопскую серию ( $\mathbf{P}_3$ -N<sup>1</sup><sub>1</sub>) к нижней молассе, которая чаще других подразделений ложится на подстилающие структуры с угловым несогласием. По этому признаку считается, что время формирования основной складчатости – рубеж эоцена и олигоцена. Предполагается, что если в олигоцене и существовал размыв осадочного чехла в центральных частях Большого Кавказа, то только в пределах низкой суши, поскольку все



**Рис. 8-9.** Смятые в складки слои песчаника, которые предварительно были растянуты (будинированы). Чиаурская зона, профиль 3, Большая Лиахва. (фото Ф.Яковлева)

терригенные осадки майкопской серии не имеют грубого состава. Поскольку мощности этих отложений являются относительно большими (1 – 3 км, местами до 5-6 км) и развиты повсеместно, то это – совпадение со вторым, а не с первым вариантом. По пятому признаку решение в пользу «внутреннего утяжеления» тоже вполне очевидно. Важно, что величина укорочения в среднем по структуре Большого Кавказа составляет около 50% (в 2 раза), а в отдельных ячейках – до 67% (в 3 раза). Если бы был реализован первый вариант (однородное укорочение с увеличением мощности коры [Billings, 1960; Molnar, Tapponnier, 1975; Avouac, Тарроппіег, 1993]), то мощность коры, с учетом осадочного чехла – 55 км, была бы увеличена до 110 – 170 км, что противоречило бы изостазии. Поскольку такое сокращение имеет место, то первый вариант (внешнее сжатие) оказывается невозможен.

Таким образом, в первом приближении из всех возможных геодинамических моделей (обстановок) лучше согласуется со всем комплексом данных (по истории развития, наличию структур-индикаторов обстановки, величин деформации и построенных сбалансированных разрезов, а также для условия действия изостазии) версия преобразований пород в нижней части консолидированной коры, при которых эти породы приобретают плотность мантии. Эта гипотеза не выводу, приведенному в конце параграфа 8.1. (отрицание возможности применения к Большому Кавказу схемы «аккреционная призма»). В то же время, поскольку такие преобразования пород являются на настоящий момент гипотетическими, указанная модель выдвигается только как предположение и не выносится на защиту.

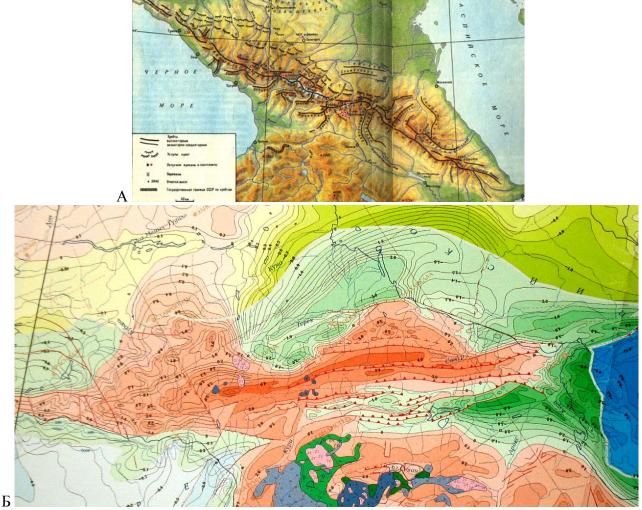
### 8. 3. Постскладчатое горообразование на примере Большого Кавказа

## 8. 3. 1. Основные параметры альпийской складчатой структуры Большого Кавказа, их связь с горообразованием, возможные механизмы горообразования

В предыдущих параграфах были получены подробные сведения о складчатой структуре крупных блоков горного сооружения, величинах деформации, о рельефе поверхности «осадочный чехол / кристаллический фундамент», об амплитудах поднятия и размыва кровли осадочного чехла (параграфы 6. 2. 4, 6. 3. 5, 6. 4. 2). Логика подробного освещения геодинамических аспектов истории развития Большого Кавказа требует дать в конце общего изложения результатов хотя бы некоторую информацию о последнем этапе его развития. Заметим сразу, что полное раскрытие этой темы требует использования данных геоморфологии (исследования террасовых рядов, генезиса и уровней геоморфологических поверхностей выравнивания), литологии (мощностей и состава плиоценчетвертичных осадков в окружающих депрессиях), современных геофизических полей и т.д., а также применения соответствующих специальных методов исследований. Таким образом, тема «горообразование» в ее полном объеме является очень сложным предметом исследования и поэтому не может составлять одну из основных целей настоящей работы. Однако существуют связи полученного

материала с явлением горообразования; они должны быть показаны, и на их базе могут быть сделаны некоторые выводы.

Остановимся, прежде всего, на общем характере известного материала ([Милановский, Хаин, 1963; Геология СССР, 1964; 1968; 1972; Милановский, 1968; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993; Большой Кавказ ..., 2007] и другие). Большой Кавказ характеризуется обычно как сводово-глыбовое поднятие, «базовая» поверхность которого образовалась в позднем сармате (около 10 млн. лет, начало позднеорогенной стадии, по Е.Е. Милановскому [1968]). В отдельных точках Большого Кавказа был установлен прибрежно-морской генезис поверхностей выравнивания этого возраста, который затем был распространен на всю вершинную поверхность Большого Кавказа. На этом основании амплитуды поднятия этой реперной поверхности были оценены как 2-3 км, а местами, в относительно узких зонах, они достигали 4-5 км (рис. 8-10). Оценки величин опускания в периферических депрессиях производились от поверхности этого же возраста, но по данным геофизических исследований и/или бурения.



**Рис. 8-10.** Основные черты неотектонических движений Большого Кавказа. А – орогеографическая карта. Б – неотектоническая карта Большого Кавказа (по [Карта новейшей, 1997]).

Упомянем основные крупные структуры: Терско-Каспийский прогиб (до 2-3 км), Северо-Апшеронский, до 2-4 км (он же Кусаро-Дивичинский), Южно-Каспийская впадина (до 7-10 км), Южно-Куринская (до 6-7 км), Западно-Кубанский прогиб (до 5 км), Туапсинский прогиб (до 5-7 км, включая майкоп). Прогибы к северу и к югу от сектора Центрального Кавказа либо отсутствуют, либо имеют верхнекайнозойские отложения очень малой мощности — не более 1-2 км. Если давать самую общую характеристику приведенным прогибам как альпийским, то к указанным мощностям надо добавить залегающую ниже майкопскую серию (нижнюю молассу), имеющую обычно мощность 2-3 км. В восточной части региона, в Терско-Каспийском, Северо-Апшеронском и Южно-Куринском прогибах ее мощность может достигать 3-5 км. В Южно-Каспийской впадине к олигоцену относят мощную, до 10 км толщу, с которой связаны современные грязевые вулканы.

Напомним основные параметры складчатой структуры, имеющие отношение к горообразованию. Наиболее важными сведениями следует считать полученные данные об амплитудах размыва верхней части осадочного слоя (параграфы 6. 2. 4, 6. 3. 5, 6. 4. 2). Они были вычислены после восстановления исходной ширины структурных ячеек, полученной по данным о складчатых деформациях, исходной мощности всей колонки и восстановления ее постскладчатой мощности. Знание стратиграфического уровня толщ, выходящих на уровень линии структурного разреза, топографической высоты уровня линии профиля позволяет оценить, как глубину положения важной границы «осадочный чехол/кристаллический фундамент», так и общий размыв верхней части осадочного чехла. Основной проблемой для анализа процессов горообразования в настоящий момент является невозможность определить возможный масштаб синхронного со складчатостью размыва верхней части осадочного чехла, имевшего место, вероятно, в течение олигоцена. В связи с этим неясны объемы размыва, приходящегося собственно на неотектонический этап, которые должны были бы совпадать с оценками неотектонического поднятия. Заметим, что структурно-геологическая оценка объемов такого размыва ранее никем не делалась. Соответственно, исходя из сопоставления амплитуд поднятия (2-3 км) и наших оценок среднего размыва (10 км для СЗК и 16 км для трех зон Восточного Кавказа) можно предположить, что такой размыв будет существенно превышать амплитуды, указанные на неотектонических картах. Эта выявленная проблема будет обсуждаться ниже. Заметим, что по ранее широко известным качественным оценкам наибольшие амплитуды орогенного поднятия наблюдаются в тех блоках коры, в которых были накоплены наиболее мощные толщи осадков и в которых величины укорочения были наибольшие. Эти оценки относятся к геосинклинальной схеме развития, которая в настоящий момент игнорируется большинством тектонистов. Ниже эта закономерность будет показана на количественном уровне.

Прежде чем обсудить проблемы возможных механизмов горообразования, заметим, что в настоящий момент для объяснения явления нет возможности привлечь какой-то один процесс. Несмотря на реальность отмеченной выше закономерности, для Большого Кавказа наблюдается явное наложение нескольких процессов, как по площади, так и во времени. Например, с одной стороны, в заметное поднятие в Центральном секторе втянута Лабино-Малкинская зона моноклинального строения, которая относится к Скифской плите и не имеет значимых альпийских деформаций. С другой стороны, на южном ограничении Большого Кавказа в погружение Алазанской кайнозойской депрессии втянуты блоки Чиаурской тектонической зоны, имеющие относительно высокие значения складчатого сокращения пространства. Ниже предлагается короткий обзор возможных механизмов неотектонического поднятия блоков разного генезиса, но он не претендует на сколько-нибудь значимую полноту.

При выдвижении геодинамических моделей формирования горных сооружений ранее исследователями обычно использовался какой-то один механизм, причем только иногда такие исследования были основаны на численных расчетах. Однако в последнее десятилетие появились работы, привлекающие действие нескольких механизмов, имеющих, в том числе, количественный вид. Так, в качественном виде уже предлагалось при анализе горообразования иметь в виду ряд механизмов (до пяти), которые в зависимости от конкретных условий могут действовать как отдельно, так и в некоторых сочетаниях, в том числе — не одновременно [Яковлев, Юнга, 2010; Трифонов и др., 2008; Трифонов и др., 2012].

Первый механизм — уже упоминавшийся выше эффект горизонтального укорочения и роста вертикальной мощности коры при постоянстве объема и плотности пород (однородное укорочение с увеличением мощности коры [Billings, 1960; Molnar, Tapponnier, 1975; Avouac, Tapponnier, 1993; Юнга, Яковлев, 2000]). Это наиболее простой, понятный и чаще всего используемый механизм, при котором рост гор является изостатическим следствием увеличения мощности относительно легкой части литосферы. Второй — изохимические переходы мантийных пород в коровые вблизи границы Мохо под воздействием опускания и нагревания («андерплейтинг», в том числе — преобразования типа эклогит/габбро [Артюшков, 1993]). В других версиях андерплейтинга фигурируют пододвигание пластин коровых пород и наращивание коры снизу выплавками из мантии под воздействием плюма.

Эти два механизма в варианте совместного действия впервые были использованы для объяснения разницы между оценками величины укорочения, выполненными прямым структурно-геологическим измерением деформаций поверхностей выравнивания и косвенным – по механизму изменения мощности коры [Юнга, Яковлев, 2000; Яковлев, Юнга, 2001а; 2001б; Yakovlev, Yunga, 2006]. Было установлено, что собственно укорочением объясняется только половина увеличения мощности коры, а вторая половина была отнесена к андерплейтингу без

уточнения его природы. Позже эти же два механизма [Трифонов и др., 2008; Трифонов и др., 2012; Трифонов, 2012] были разделены по времени для Тянь-Шаня – было показано, что резкое увеличение скорости поднятия в последние 2 млн. лет не связано с увеличением степени сжатия, а это значит, что добавку к поднятию надо отнести на действие другого механизма.

Третий механизм – это смещение границы Мохо на большие расстояния по вертикали вдоль столба пород литосферы при изменении валового химического состава этих пород (предположительно – при изменении соотношения ионов калия и натрия относительно железа и магния) в платформенных условиях. При обобщении результатов сравнения двух методов оценок величин укорочения для Тянь-Шаня, Памира и Афгано-Таджикской депрессии было показано, что граница Мохо во втором случае опустилась на 20 км, а в третьем – поднялась на 20 км [Яковлев, Юнга, 2003]. Обычный механизм изохимического перехода «габбро/эклогит» петрофизических изменений таких масштабов объяснить не может, поэтому и был предложен в самом общем виде такой механизм. Четвертый механизм был выдвинут также в самом общем виде для объяснения горообразования Большого Кавказа [Яковлев, Юнга, 2010]. Здесь на большую глубину, до 100 км, в результате сокращения структуры всей коры в два раза (50%) были опущены коровые породы, которые должны были там приобрести свойства мантийных пород. Однако быстрое погружение могло не сопровождаться синхронным с ним нагреванием, если скорость опускания пород превышала скорость распространения теплового фронта. В этом случае, в результате последующего нагревания коровых и мантийных минералов на достигнутых глубинах, могли возникать явления «обратных переходов», когда ассоциации пород одной глубины, но при бoльших температурах могут иметь меньшую плотность. Эти явления могут усиливаться подходящим снизу фронтом флюидов, возникших внизу при реакциях появления «мантийных» пород. Предположительно такого типа преобразования вызывают нарушение изостазии и рост гор. В отличие от других механизмов, этот вид преобразований не требует наличия или влияния мантийного плюма. Такой механизм объясняет, с одной стороны прямую корреляцию амплитуд поднятия с величиной складчатого сокращения структур, а с другой запаздывание горообразования относительно складкообразования. Пятый механизм разуплотнение пород коры и мантии под воздействием мантийных флюидов [Трифонов и др., 2008, Трифонов, 2012]. Этот процесс возник во многих районах подвижных поясов и платформ в последние 2-5 млн. лет. Аргументация охвата таким процессом коровых пород на платформах состоит в дробном их внутреннем строении (первые десятки километров), что не может быть обеспечено преобразованиями только в верхней мантии. В связи с этим привлекается механизм разуплотнения коровых пород (диафторез или ретроградный метаморфизм) под влиянием флюидов ([Е.В. Артюшков, устные сообщения 2011 года; Артюшков, 2012]).

В.Г. Трифонов в недавних работах [Трифонов, 2012; Трифонов и др., 2012] выделяет три механизма горообразования: 1) коллизионное сжатие и увеличение мощности коры, что вызывает изостатическое поднятие, 2) замещение мантийного вещества менее плотным

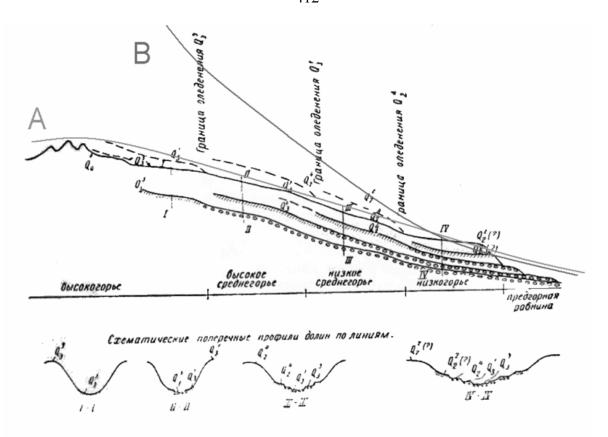
астеносферным и 3) уменьшение плотности высокометаморфизованных пород, коровых по первоначальному происхождению, в верхах мантии и в коре в результате ретроградного метаморфизма. Заметим, что второй механизм аналогичен андерплейтингу (второму), а третий – это комбинация наших четвертого и пятого.

Таким образом, корректный анализ процессов горообразования для конкретного региона (Большого Кавказа) в настоящий момент не может быть выполнен только на качественном уровне в виде словесного описания, поскольку требуется привлечение нескольких механизмов, которые при большой длительности горообразовании могут взаимодействовать в разное время в разных комбинациях. Для того, чтобы дать полноценное описание таких комбинации на количественном уровне, необходимо иметь численные модели механизмов и уметь их различать, подобно тому, как это было сделано для механизмов складкообразования (параграф 7. 4. 2). Это означает, что такие механизмы надо научиться связывать с замеряемыми параметрами природных структур. Вполне очевидно, что эта задача пока не может быть решена. Однако элементы таких описаний в предварительном порядке могут быть даны уже сейчас.

#### 8. 3. 2. Соотношение процессов складкообразования и горообразования

Как уже было упомянуто выше, оценки амплитуд неотектонических движений на пространстве Большого Кавказа основаны на трех предположениях разной степени достоверности: 1) вершинная поверхность имеет единый генезис (прибрежно-морской), 2) возраст максимально высокой выровненной поверхности соответствует началу позднеорогенной стадии, 3) к началу позднеорогенной стадии складчатая структура уже была сформирована. Напомним также, что ранее оценки структурно-геологических объемов размытых осадков не делались. Рассмотрим вопрос, насколько эти предположения обоснованы, что могут представлять собой имеющиеся оценки неотектонических поднятий и каким образом можно соотносить между собой (и как оценивать) процессы складкообразования и горообразования.

В.А. Растворова [1963], критикуя позиции Е.Е. Милановского, указывала на то, что в пределах Центрального Кавказа (Северная и Южная Осетии) происхождение высокогорных поверхностей выравнивания не может считаться прибрежно-морским. Эти поверхности имеют нивально-ледниковое происхождение, а их возраст — четвертичный. То есть, это молодые поверхности (1-2 млн. лет), сформированные в условиях высокогорья (рис. 8-11). Это означает, что верхнемиоценовые прибрежно-морские поверхности в центральных частях Большого Кавказа не сохранились. В этой же статье указаны две точки на местности, в которых Е.Е. Милановский определил возраст и прибрежно-морской тип отложений — окрестности Эльбруса (верхний миоцен) и вершины г. Шахдаг (ранний сармат). От себя добавим, что именно



Рис, 3. Схема соотношения разновозрастных нивально-глациальных поверхностей, трогов и террас р. Большая Лиахва — флювиоглациальные террасы; // — днища трогов и высокие «плечи» на склонах долин; /// — водораздельные выровненные поверхности; // — водораздельные выровненные поверхности, поднятые и уничтоженные денудацией

**Рис. 8-11.** Схема расположения геоморфологических уровней и четвертичных отложений разного возраста в пределах южного склона Большого Кавказа (по [Растворова, 1963], с дополнениями). Добавлены две линии: А – прогнозная позиция верхнемиоценовой поверхности при ее полном совпадении с «вершинной» (мнение Е.Е. Милановского), В – возможная позиция этой поверхности и ее значительный размыв в случае, если она маскируется новой эрозией нивального характера четвертичного возраста (наша иллюстрация мнения В.А. Растворовой)

окрестности г. Шахдаг (4 243 м) демонстрируют очень контрастные значения амплитуды размыва кровли осадочного чехла: если сама эта вершина по характеру и возрасту отложений действительно почти не размыта, как и аналогичная структура г. Шалбуздаг западнее (4 140 м), то южнее последней в четырех структурных ячейках вычисленная высота кровли чехла имеет последовательные значения 9.6, 12.5, 21.9, 21.6 км. Последние две структурные зоны относятся к структуре Тфанской, а не Шахдагской зоны. Учитывая, что упомянутые вершины Шахдагской зоны сложены бронирующими массивными титонскими известняками, а аналогичные по высоте более южные, относящиеся к Тфанской зоне (г. Базардюзю, 4 446 м.), – кливажированными аргиллитами средней юры (легко размываемыми), то прямой перенос на них данных от г. Шахдаг по меньшей мере требует специального обоснования. Все вместе это означает, что амплитуды постсарматского поднятия (10-12 млн. лет) структур Тфанской и Чиаурской зон, во-

первых, сложно восстановить, а во-вторых, они могут оказаться существенно больше, чем оценки, сделанные по вершинным поверхностям более молодого (1-2 млн. лет) возраста. Что же касается амплитуд неотектонического поднятия, которые указаны на картах неотектонических движений, то, очевидно, они потребуют существенных уточнений, поскольку конкретные цифры высот (амплитуд поднятия) могут относиться к поверхностям разного возраста. Например, на картах можно было бы дать поверх существующих данных еще два типа изолиний. Первый тип может показывать возраст поверхностей выравнивания (самые молодые окажутся около наиболее высоких вершин); второй тип может показывать высоту формирования этих поверхностей (высоту оледенения). В этом случае можно будет вычислять скорости поднятия, но, к сожалению, их сложно будет сопоставлять друг с другом.

В принципе обозначенная проблема (очень большие амплитуды размыва верхней части колонны пород осадочного чехла в сравнении с оценками неотектонических поднятий) может быть разрешена при сопоставлении этих объемов с объемами накопленных кайнозойских толщ в окружающих Большой Кавказ осадочных прогибах. Причем для сарматских и более поздних отложений, содержащих конгломераты, может быть восстановлен и возраст размываемых пород, что может позволить оценить «стратиграфический» уровень размыва, а значит и скорость поднятий. Однако для такой проверки существует несколько неочевидных препятствий.

Данные по очень большим объемам размыва касаются, прежде всего, зон наиболее интенсивной складчатости – так, для параплатформенных блоков севернее ГКР (для Северо-Западного Кавказа это Чугушское поднятие, Лагонакская зона и др.) амплитуды размыва невелики (первые километры), но, поскольку их структура не исследовалась, то и в подсчете среднего размыва они не участвовали. То же самое касается и структур Известнякового Дагестана – эти данные также не учитывались. Сами исследованные зоны занимают небольшое пространство внутри всей структуры Большого Кавказа – это полоса примерно 200×50 км Северо-Западного Кавказа, 30×30 км Чиаурской зоны, 20×10 км Шахдагской и 100 ×10 км Тфанской зоны. Таким образом, исследованиями охвачены 250-300 км из 1200 км протяженности всего Большого Кавказа. Поэтому перенос полученных цифр размыва (10 и 15 км в среднем) целиком на весь Большой Кавказ не будет корректен. С другой стороны, в объем накопленных осадков передовых и межгорных прогибов могли добавляться осадки с Восточно-Европейской платформы и других горных сооружений (Малый Кавказ, Эльбурс). Это означает, что и объем размываемых пород, и объем накопленных пород будут требовать уточнения; в этих условиях совпадение или несовпадение цифр не обязательно будет значимо. Не надо также забывать, что все расчеты велись от принятых «стратиграфических моделей», которые составлялись «консервативным» образом – интерполяциями мощностей отложений для тех

блоков, где они были размыты. Это означает, что верхняя часть стратиграфического разреза, например, в Тфанской и Гойтхской зонах может иметь мощность, меньшую принятой. Такая возможная коррекция уменьшит амплитуду размыва.

Здесь надо вспомнить, что амплитуды размыва верхней части осадочного чехла в структурных ячейках получены по законам геометрии с использованием величин деформации и «стратиграфических» моделей. Это означает, что полученные данные легко проверяются верификацией логики расчетов и повторными вычислениями. Обсуждаемая их проверка по косвенным неточным данным (по объемам осадков в передовых прогибах) не может иметь приоритета перед прямой проверкой. Это утверждение не отрицает полезности проведения самого подсчета объемов осадков. Кроме этого, если соотнести полученные результаты (10 – 20 км амплитуды размыва) с тем временем, за которое этот размыв мог иметь место, то окажется, что необходимые скорости поднятия не превышают уже известных значений. Амплитуда размыва в 20 км за 15 млн. лет соответствует скорости поднятия в 0,13 см/год, 20 км за 5 млн. лет – 0.4 см/год, а амплитуда размыва в 10 км за 2 млн. лет – только 0.5 см/год.

Заметим также, что оценки амплитуд размыва (неотектонического поднятия) являются «кумулятивными», т.е. в них не разделены потенциально существующие две составляющие – соскладчатый размыв и размыв при горообразовании. Для прояснения этого аспекта проблемы могут быть поставлены два вопроса: 1) совпадали или не совпадали по времени процессы складкообразования и горообразования? и 2) если происходил размыв верхней части чехла при формировании складок, можно ли это явление считать горообразованием?

Ответы на первый вопрос могут быть получены только косвенные, поскольку прямых свидетельств (угловых несогласий в основании кайнозойских толщ) в пределах собственно Большого Кавказа не существует. Классическое мнение, основанное на существовании двух типов моласс (нижней майкопской, не грубее песчаников, и верхней орогенной, до конгломератов) полностью разделяет эти процессы. Возраст Воронцовского покрова (22-15 млн. лет), который сместился на 15 км, имея уже сформированную внутреннюю складчатую структуру [Яковлев и др., 2008], переносит время формирования складчатости на сам олигоцен, что не меняет сути ответа — складчатость проходит (завершается?) до начала после-сарматского горообразования. Другие известные покровы (Баскальский, Астраханский) своим миоценовым возрастом могут смещать время складчатости к самому началу горообразования, но не позднее. Примерно об этом же свидетельствует наиболее древний возраст (сарматский) кайнозойских толщ в Алазанской впадине, сформированной поверх складчатой структуры Чиаурской зоны.

Важное косвенное свидетельство возраста складчатости можно найти в работе [Saintot, Angelier, 2002], посвященной анализу напряженного состояния. По этим данным по периферии Северо-Западного Кавказа в кайнозойских породах не фиксируются состояния сжатия

перпендикулярные всей структуре, которые можно было бы сопоставлять с формированием складок. Есть только следы более позднего косого (север-северо-восточного) сжатия, которые отразилось в обстановке смещения в продольных разрывах по типу правых сдвигов, а также продольного (северо-западного) сжатия.

Рассмотрев основные свидетельства существовавших обстановок осадконакопления, В.Г. Трифонов в своей недавней работе [2012] дает возраст основной альпийской складчатости Большого Кавказа как послемайкопский, т.е. в конце раннего миоцена – в среднем миоцене. Свидетельством в пользу горообразования, как процесса, отдельного по времени от складчатости, является также отсутствие следов значимых складчатых и надвиговых деформаций в поверхностях выравнивания и в террасах [Несмеянов, 1992].

Это означает, что процесс горообразования как формирования горного рельефа в основном происходил вслед за формированием складчатой структуры, а не был синхронным с ней. Размыв кровли осадочного чехла, а также соскальзывание с низких поднятий покровных структур могли иметь место синхронно с формированием складчатости в майкопское время и в среднем миоцене.

Ответ на второй вопрос (о соотношении размыва и горообразования) также не является простым. Можно напомнить, что в европейской традиции термин "orogeny" относится и к формированию складчатости, и к параллельному складчатости формированию горного сооружения. Весьма вероятно, что, например, в относящихся к «аккреционному» типу альпийских складчатых сооружениях дугообразного типа западной части Средиземного моря нет такого, как на Большом Кавказе, резко выраженного разделения во времени процессов формирования складчатого и горного сооружений, хотя для Карпат такое разделение процессов образования структуры и возникновения рельефа за некоторыми исключениями в целом наблюдается [Грачев, 2000]. Поскольку складкообразование связано, как правило, с горизонтальными движениями, а горообразование – с вертикальными, то по этим параметрам их прямое сравнение не имеет смысла. Для решения этого вопроса предлагается, в соответствии с классической трактовкой истории развития Большого Кавказа [Милановский, Хаин, 1963], полностью отделить формирование складчатости от неотектонического поднятия и абстрактно считать, что размыва кровли осадочного чехла на этом этапе не было. Тогда оценивать величину складкообразования (в целях его сравнения с горообразованием) можно по амплитуде погружения кровли консолидированного фундамента, т.е. по разнице глубины этого раздела между стадиями 1 (конец осадконакопления) и 2 (конец формирования складчатости). В этом случае кумулятивная амплитуда неотектонического поднятия будет равна оценке амплитуды поднятия кровли осадочного чехла или разнице глубин кровли фундамента между концом формирования складчатости (стадия 2) и современной ситуацией (стадия 3). «Кумулятивной»

эта амплитуда является, поскольку включает в себя и компоненту возможного соскладчатого размыва кровли чехла, и размыв на стадии неотектонического поднятия в чистом виде. Проблема разделения этих частей движения обсуждалась выше. Интересно, что результатом такого сравнения двух генетически разных процессов в этом случае фактически является параметр «разница глубин фундамента», показанный на рис. 6-27 (стр. 275), 6-39 (стр. 293) и 6-53 (стр. 322).

В качестве рабочей гипотезы о соотношении этих двух процессов можно выдвинуть предположение, что в течение олигоцена и раннего миоцена в пределах Большого Кавказа была окончательно сформирована складчатость. Вероятнее всего, в указанный период верхняя часть осадочного чехла постепенно выдвигалась вверх, формируя низкую сушу, и одновременно размывалась. Продуктами этого размыва являлись отложения майкопской свиты (но снос материала с Восточно-Европейской платформы также существовал). По завершении складчатости (с позднего сармата) начало формироваться горное сооружение, и грубые продукты его размыва сформировали верхнюю молассу. Реальное поднятие среднемиоценовых поверхностей выравнивания и амплитуда размыва может оказаться существенно больше оценок, сделанных по тем вершинным уровням и поверхностям выравнивания, которым давался миоценовый возраст. Возникновение складчатости, вероятно, сопровождалось относительно небольшим погружением кровли фундамента и заметным синхронным размывом пород верхней части структуры. Судя по соотношению объемов отложений нижней и верхней моласс, размыв при складкообразовании мог превышать размыв при горообразовании.

Выдвинутые рабочие гипотезы и предложенные подходы к решению обозначенных выше проблем горообразования не могут считаться вполне обоснованными и не выдвигаются в качестве защищаемых положений. Отметим, что результаты исследований складчатой структуры позволили сформулировать проблему уточнения оценок неотектонических движений, решение которой позволит в будущем улучшить понимание явлений неотектонической активизации.

# 8. 4. Корреляционные связи основных параметров развития и деформации структурных ячеек; изостазия и ее проявление в геодинамике

Информация о величинах горизонтального сокращения, глубинах кровли фундамента, амплитуде размыва верхней части осадочного чехла и других численных параметрах, которая получена в результате построения сбалансированных разрезов, кроме самого результата, представляет собой массив данных. Эти данные могут быть использованы для статистических исследований, а они могут выявить такие корреляции между параметрами, которые имеют геодинамический (генетический) смысл.

Основные интересующие нас параметры были получены для 79 структурных ячеек (42 для Северо-Западного Кавказа, 23 для Тфанской и Шахдагской зон, 14 для Чиаурской зоны). В число шести параметров входят два типа величин: те, которые измеряются тем или иным способом, и величины, полученные расчетным образом из первых. Различать их важно, поскольку корреляции между «вычисленными» параметрами физического смысла не имеют. Использовались следующие величины:

- 1\*. величина укорочения (\* измеренный параметр)
- 2\*. исходная мощность чехла (стадия 1) (измеренный параметр)
- 3. постскладчатая глубина (стадия 2) (расчетный параметр, используются 1 и 2)
- 4. современная глубина фундамента (стадия 3) (расчетный параметр, используются 3 и 5)
- 5\*. «амплитуда поднятия» (разница, стадия 3 стадия 2) *(измеренный параметр)*
- 6. разница глубин фундамента (разница между стадиями 3 и 1) (расчетный параметр, используются 2 и 4)

Характер материала продемонстрируем сначала на примере Северо-Западного Кавказа (42 ячейки), в котором достаточно много полных или почти полных пересечений через всю складчатую структуру. В этом смысле частичный аналог Северо-Западного Кавказа представляют собой три тектонических зоны вместе — Чиаурская, Тфанская и Шахдагская (37 ячеек). Материал отдельно для этих трех зон, а также общую выборку для 79 ячеек мы рассмотрим позже.

В табл. 8-1 представлены результаты вычисления корреляций для двух выборок Северо-Западного Кавказа: для полной в 42 ячейки и для очищенной, в 32 ячейки. Из очищенной выборки были удалены ячейки, имеющие слабовыраженную складчатость и расположенные по периферии сооружения — на его периклинали и южнее шовной зоны Ахцу, в пределах Закавказского массива (1а, 1с; 2а, 2с; 3а; 4а; 8d, 8е; 10d, 10e - номер профиля и индекс ячейки). Сразу обращает на себя внимание прямая корреляция (сильная, r = 0.79) параметров «величина укорочения / амплитуда поднятия» (1/5). Другая корреляция (умеренная, r = -0.397) обнаруживается для соотношений укорочения ячеек и разницы глубин фундамента. Причем, если из выборки удалить часть ячеек, то связь усиливается (до средней, r = -0.58). Такой же характер связи обнаруживают параметры «разница глубин / исходные мощности»: есть прямая корреляция (r = 0.395), с усилением (до r = 0.537) для очищенной выборки. Заметим, что для очищенной выборки падает сила связи «укорочение ячеек / амплитуда поднятия» (до средней, r = 0.593).

Вычисленные стандартные ошибки корреляции (для вероятности P=95%) даны ниже таблицы 8-1, для всех указанных случаев они лежат в пределах от  $\Delta=0.194$  до  $\Delta=0.308$ . Соответственно, доверительные интервалы для обсуждаемых трех величин лежат вне нулевого значения, поэтому коэффициенты корреляций являются значимыми. Сразу заметим, что

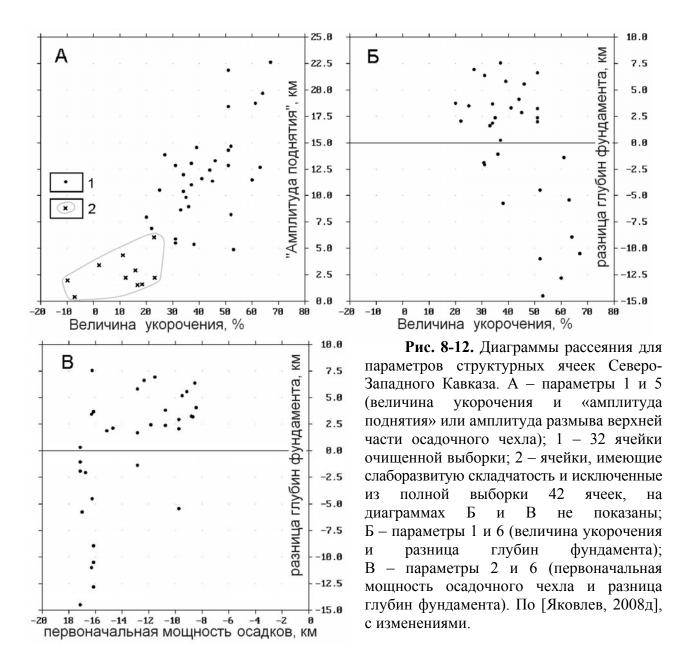
Таблица 8	<b>1.</b> <i>Mampu</i> ųa	корреляций	параметров	структурных	ячеек с	для Северо-Западного
Кавказа для	двух совоку	иностей: для	полного набол	па 42-х ячейки і	и для вы	борки 32-х ячеек

Для 42 ячеек (очищенная 32)	1*	2*	3	4	5*	6
1*. величина укорочения	1.000	-0.147	0.011	-0.353	0.790	-0.397
		(0.029)	(-0.701)	(-0.418)	(0.593)	(-0.582)
2*. исходная мощность чехла		1.000	0.399	0.755	-0.048	0.395
(глубина фундамента, стад. 1)			(0.633)	(0.783)	(0.246)	(0.537)
3. постскладчатая глубина			1.000	0.368	-0.060	0.251
кровли фундамента (стадия 2)				(0.866)	(-0.325)	(0.842)
4. современная глубина				1.000	0.023	0.901
кровли фундамента (стадия 3)					(0.185)	<del>(0.954)</del>
5*. амплитуда поднятия					1.000	0.065
(разница, стадии 3 и 2)						(0.122)
6. разница глубин фундамента						1.000
(между стадиями 3 и 1)						

- Описание силы связей: сильная r=0.9÷0.7, средняя 0.7÷0.5, умеренная 0.5÷0.3, слабая 0.3÷0
- Вычисленные ошибки и доверительные интервалы:
- (1/5) 42: r = 0,790  $\Delta = 0,194$ ; интервал 0,984 / 0,596 сильная
- (1/6) 42: r = -0,397  $\Delta$ =0,290; интервал -0,107/ -0,687 умеренная
- (2/6) 42: r = 0,395  $\Delta$ =0,291; интервал 0,686 / 0,104 умеренная
- (1/5) 32: r = 0.593  $\Delta = 0.294$ ; интервал 0.887/0.299 средняя
- (1/6) 32: r = -0,582  $\Delta$ =0,297; интервал -0,285 / -0,879 средняя

интерпретировать сильную связь «величина укорочения / амплитуда поднятия» как генетическую прямую связь «изостатическое поднятие вследствие общего укорочения и увеличения мощности коры» будет неправильно, поскольку поднятие имело место заметно позже собственно складчатости. Более важно то, что есть существенная корреляция величины сокращения с параметром «разница глубин фундамента» (параметр 6), который показывает кумулятивное опускание / поднятие кровли фундамента после формирования складчатости и поднятия гор: чем глубже общее опускание, тем больше величина укорочения. А разница глубин фундамента в свою очередь связана с начальной (накопленной) мощностью осадочного чехла. То есть, более естественно интерпретировать всю цепочку корреляций как классическую «геосинклинальную» закономерность развития событий: чем больше накапливаются осадки – тем более сильная возникает складчатость – тем более высокие растут горы (вариант – больше объем размыва горного сооружения).

На рис. 8-12 показана конфигурация точек очищенной выборки 32х ячеек в поле признаков. Хорошо видна вытянутость ареалов на первых двух диаграммах и только в третьей ареал представляет собой «конус», в котором отдельные точки с экстремальными значениями разницы глубин фундамента (до -15 км) и большой первоначальной мощностью осадочного чехла обеспечивают большое удлинение ареала, хотя большие мощности осадочного чехла могут иметь и небольшие значения разницы глубин фундамента. В то же время небольшая мощность чехла (8 – 15 км) никогда не дает общего большого погружения фундамента.



В таблице 8-1 есть две другие заметные корреляции (2/3, r=0.633 и 2/4, r=0.783 для очищенной выборки), которые имеют простое объяснение. Исходная мощность осадочного чехла (глубина кровли изменяется в процессе поднятия (параметр 4, современная глубина, стадия 3). Вполне очевидно, что эти корреляции в целом повторяют закономерности, выявленные выше.

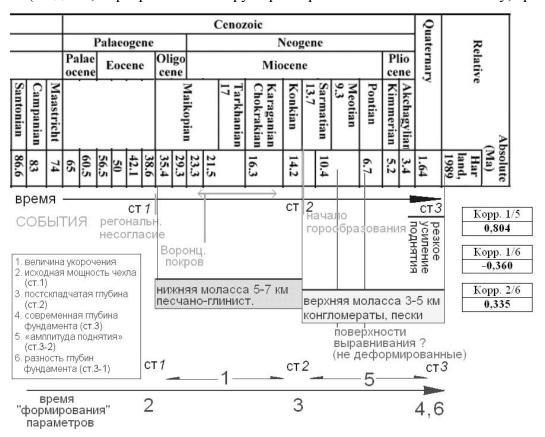
Рассмотрим, как проявлены эти закономерности для восточной части Большого Кавказа в тектонических зонах Шахдагской, Тфанской и Чиаурской (табл. 8-2). Для 37 ячеек эти же фундамента, стадия 1, параметр 2) в процессе деформации к концу стадии 2 увеличивается пропорционально величине сокращения (параметр 3, постскладчатая глубина), а затем корреляции в целом выдерживаются. В таблице для сравнения повторены корреляции Северо-Западного Кавказа для полной выборки (строка 2). Корреляция 2/6 (начальная мощность чехла /

**Таблица 8-2.** Матрица выборочных корреляций параметров структурных ячеек Большого Кавказа, для двух совокупностей – 37 ячеек трех зон и 42 ячеек C3 Кавказа.

Выборки:	Корреляция 1/5	Корреляция 1/6	Корреляция 2/6		
1. Три зоны (37 ячеек)	0.630	-0.628	0.360		
2. СЗ Кавказ (42 ячейки)	0.790	-0.397	0.395		
3. Совместно (79 ячеек)	0.807	-0.444	0.386		

разница глубин фундамента) так же, как и для 42 ячеек, является умеренной, корреляция 1/5 (величина укорочения / амплитуда поднятия) — средней, меньшей, чем сильная для 42 ячеек (на 0.16), а корреляция 1/6 оказалась сильнее, чем для Северо-Западного Кавказа (средней силы -0.628 против умеренной -0.397). Совместная обработка параметров всех ячеек (строка 3, 79 ячеек) дала сильную связь для параметров 1/5 и умеренные для 1/6 и 2/6. Таким образом, данные для восточной половины Большого Кавказа подтверждают закономерности, выявленные при анализе данных по Северо-Западному Кавказу.

Для уточнения генетических связей между параметрами воспользуемся диаграммой со шкалой времени, на которой отметим моменты формирования обсуждаемых параметров (рис. 8-13). Самым первым был сформирован осадочный чехол определенной начальной мощности (стадия 1, маркер «2» по номеру параметра в табл. 8-1 на шкале внизу, время 38 млн.



**Рис. 8-13.** Диаграмма последовательности событий геологического развития сооружения Большого Кавказа (центральная полоса диаграммы), генетических связей и времени формирования шести параметров, взаимные корреляции которых анализируются (список слева, значения корреляции справа).

лет). Одновременно с формированием майкопской нижней молассы предположительно происходило образование складчатости, при котором было реализовано все горизонтальное сокращение (стадия 2, маркер «3», время окончания – 14 млн. лет). Вслед за этим начался процесс горообразования и размыва верхней части колонны пород осадочного чехла (процесс, маркер «5»), который к настоящему моменту фиксируется в виде параметра 4 (современная глубина кровли фундамента) и параметра 6 (разница глубин фундамента). На шкале внизу рисунка это отмечено маркерами «4» и «6». Рассмотрим генетические связи между параметрами, значимые корреляции между которыми обсуждаются. Причинно-следственные связи между ними должны быть таковы, что следствие не должно опережать по времени причину. С этой точки зрения первым параметром в цепочке событий (причиной) является первоначальная мощность осадочного чехла (параметр 2), а разность глубин фундамента (параметр 6) – следствием в корреляции 2/6. Точно также величина сокращения опережает величину размыва (амплитуду поднятия, корреляция 1/5) и разницу глубин фундамента (1/6). Вероятно, существует какая-то генетическая связь между первоначальной мощностью (2) и величиной сокращения (1), но она является опосредованной, поскольку в прямой корреляции между этими параметрами она не фиксируется (1/2; r = -0.147 и 0.029).

Кроме матрицы корреляций были найдены средние значения параметров (табл. 8-3). В этой таблице для Северо-Западного Кавказа, прежде всего, обратило на себя внимание практически полное совпадение величин начальной глубины фундамента (первоначальная мощность осадочного чехла) и современной глубины фундамента. Разница глубин фундамента при этом оказалась очень небольшой (-13.38, -13.25,  $\Delta$  =0.13 км). Заметим, что начальные глубины здесь менялись от -7.3 до -17.3 км (табл. 6-25, столбец 6, стр. 316), а разброс современных глубин кровли фундамента был еще больше — от -2.2 км до -31.7км (табл. 6-25, столбец 12). Три зоны восточной половины Большого Кавказа совместно обнаруживают в этом отношении очень большое сходство: при заметном разбросе начальных глубин (-9.8 км  $\div$  -16.7 км) и еще большем разбросе современных позиций кровли фундамента (-4.4  $\div$  -24.8 км) их средние значения оказываются близкими: -13.6 и -15.1 км с разницей глубин в -1.5 км. Эти три

**Таблица 8-3.** Средние значения глубин кровли фундамента и величин неотектонического поднятия для трех стадий развития Северо-Западного Кавказа (42 ячейки) и трех зон восточной половины Большого Кавказа (37 ячеек)

	Величина	Доскладч.	Постсклад.	Современ.	Неотект.	Разница
	укорочения	глубина	глубина	глубина	поднятие	глубин
Северо-Западный	35%	-13.38 км	-22.2 км	-13.25 км	8.9 км	0.13 км
Кавказ						
ЮВ Кавказ и	55%	-13.6 км	-31.7 км	-15.1 км	16.6 км	-1.5 км
Чиаурская зона						

зоны, если их рассматривать совокупно, в целом повторяют также основную закономерность Северо-Западного Кавказа — относительное погружение в основном характерно для южной части структуры, а поднятие — для северной. Чиаурская, Тфанская и Шахдагская зоны имеют следующие средние глубины с юга на север и, соответственно, от первой стадии к третьей: -15.34 км, -36.61 км, -20.54 км (Чиаурская) / -13.38 км, -31.19 км, -12.00 км (Тфанская) / -9.80 км, -19.86 км, -10.20 км (Шахдагская). Параметр «разница глубин фундамента» для них меняется как -5.20 км, 1.38 км, -0.40 км.

Важной особенностью является также «амплитуда размыва» в связи с величиной укорочения – для Северо-Западного Кавказа это +8.9 км при 35% укорочения, а для трех зон восточной части Кавказа — +16.6 км при 55% укорочения. Эти же параметры для трех зон меняются с юга на север как +16.07, +19.16, +9.64 км при величине сокращения 57%, 55% и 52%. Все вместе это может быть интерпретировано как стремление к устойчивому положению кровли консолидированного фундамента и может быть связано с какими-то проявлениями изостазии по меньшей мере в итоге действия двух процессов.

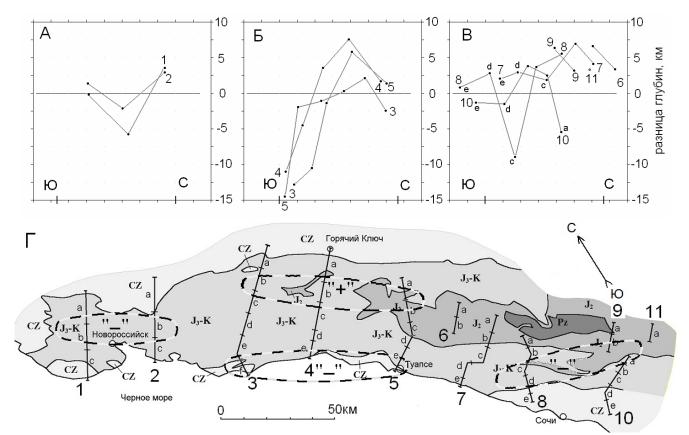
Рассмотрим дополнительно, как распределяется параметр «разница глубин фундамента» по простиранию и вкрест простирания всего сооружения Северо-Западного Кавказа. Для восьми полных профилей (табл. 8-4) средние величины не выходят за пределы  $\pm 3 \div \pm 3.6$  км, что при обычной разнице значений вдоль профиля в 10-15 км не является большой величиной. То есть, вдоль почти каждого полного профиля есть сильно поднятые и сильно опущенные ячейки, а в среднем параметр «разница глубин фундамента» тяготеет к нулю. Среднее значение из восьми длинных профилей составляет -0.48 км, а для всех 11 профилей (плюс 5 ячеек в северной области поднятий) значение увеличивается до  $\pm 0.13$  км.

По типу строения вкрест простирания структуры все пространство Северо-Западного Кавказа может быть поделено на три сектора (рис. 8-14). В западном в двух профилях наблюдается прогиб в центре структуры (рис. 8-14A), в среднем секторе (три профиля – 3, 4, 5) очень сильно выражен перекос всей структуры с погружением ее южного края (рис. 8-14Б). В восточной части структуры намечается, так же, как в западном секторе, центральный прогиб (ячейки 7с, 8с, 10а). Но этот сектор отделяется от центрального профилем 7, который имеет в целом высокую позицию фундамента. Можно еще отметить две частных структуры. Крайние на юге ячейки профилей 8 и 10 (8d, 8e, 10d, 10e) имеют относительно небольшие отклонения от нуля параметра «разница глубин фундамента», что вполне объясняется их принадлежностью к устойчивому Закавказскому срединному массиву. Вторая структура – это совокупность всех коротких профилей и первых двух северных ячеек в профилях 3 – 10. Здесь существует очень устойчивый подъем позиции кровли фундамента от периферии к продольной оси структуры с разницей в 3-6 км.

Обнаруженное свойство структуры – постоянство позиции кровли фундамента в среднем в результате совокупного действия процессов складкообразования и горообразования –

**Таблица 8-4.** Средние значения параметра «разница глубин фундамента» для профилей Северо-Западного Кавказа и величины сокрашения (без коротких профилей 6, 9, 11)

Профиль	1	2	3	4	5	7	8	10	средн.
Разница глубин (средн.)	-0.7	0.7	-3.0	-0.5	-3.5	3.6	0.8	-0.4	0.13
Сокращение (%)	16	12	33	32	52	40	38	32	35%



**Рис. 8-14.** Характер распределения параметра «разница глубин фундамента» в крест простирания структуры, для A-B север справа, расстояния условные, двумя штрихами показаны границы основной структуры C3 Кавказа. A – западная часть структуры, профили 1 и 2, центральный прогиб, B – центральная часть, профили 3, 4, 5, резкий наклон структуры к югу, B – восточная часть, профили B – 11, центральный прогиб с максимумом в ячейках 7с, 8с, 10а. B – расположение профилей в структуре Северо-Западного Кавказа; овалами отмечены участки погружения и поднятия (другие условные знаки смотри рис. 6-43, стр. 303).

вероятнее всего, следует отнести на проявление изостазии. При этом можно предположить, что действуют два фактора, имеющие разную глубину. Один, более глубокий, «отвечает» за относительное постоянство среднего для профилей значения параметра «разницы глубин фундамента» вдоль структуры. Второй, более «мелкий», наоборот, обеспечивает резкие, но согласованные, изменения параметра вкрест простирания. Этот фактор в первом приближении можно интерпретировать как изгибные (упругие?) деформации границы «чехол-фундамент» с длиной полуволны в 20-40 км.

Можно предположить, что для структуры восточной половины Большого Кавказа (Чиаурская, Тфанская и Шахдагская зоны) будут наблюдаться те же явления. В этом отношении

в Тфанской зоне есть погружение ее южной части относительно северной (профили 4-8), а также есть общее значительное погружение фундамента самой южной, Чиаурской зоны. Однако, поскольку эти две структуры не граничат непосредственно друг с другом, делать обоснованные утверждения нет возможности.

В заключение параграфа напомним, что в нем обсуждались взаимные корреляции массива значений нескольких параметров для изученных структур Большого Кавказа. Наиболее важной представляется опосредованная цепочка зависимостей: чем больше начальная мощность, тем больше разница глубин (параметры 2/6), разница глубин увеличивается при большем сокращении (параметры 1/6), чем большее сокращение (разница глубин, начальная мощность) тем больше «поднятие» (параметры 1/5). Такую совокупность зависимостей можно связывать с известным, но забытым «геосинклинальным» типом развития подвижных блоков земной коры и с природой активности этих блоков, относящейся к внутренней, глубокой (мантийной?) структуре. Это хорошо совпадает с явным влиянием изостазии на ход развития структуры в процессе складкообразования и горообразования (анализ поведения параметра «разница глубин фундамента» в Северо-Западном Кавказе). Наблюдения, описанные в данном параграфе, могут быть использованы как исходный материал для разработки геодинамических моделей или для проверки некоторых следствий таких моделей путем сопоставления модельных параметров с параметрами природных структур.

Первые шаги в этом направлении были сделаны в работе В.Г. Трифонова [Трифонов, 2012; Trifonov, Sokolov, 2014]. За основу им принимаются реалистичные значения величины сокращения при альпийском формировании складчатой структуры от 10-35% до 50% в семи разных районах Большого Кавказа. Мощность кристаллической коры до поверхности Мохо (16 -40 км) рассчитывалась, исходя из мощности осадочного чехла в этих районах (5 -18 км) на конец майкопского времени, до принятого в работе [Трифонов, 2012] начала деформации укорочения, и на основании предположения об изостатическом равновесии, поскольку поднятия в это время еще отсутствовали. При этом автором используются некоторые показанные в таблицах плотности пород чехла ( $2.5 \text{ г/см}^3$ ) и коры ( $2.83 - 2.93 \text{ г/см}^3$ ). Значения мощности коры в этих районах, которые могли существовать на предыдущих этапах их развития (перед осадконакоплением), автором не обсуждались. Были рассчитаны новые постдеформационные мощности коры и изостатически обусловленные этим расчетные значения поднятия и размыва. Сопоставляя эти значения с известными значениями, в том числе с амплитудами неотектонических движений, В.Г. Трифонов указывает на заметные их несоответствия. Во-первых, в зоне южного склона современная мощность коры существенно меньше вычисленной, что может говорить об уплотнении части пород коры до состояния мантии. Во-вторых, общее поднятие Большого Кавказа в его северных частях оказалось больше расчетного, в связи с чем автором упоминается разуплотнение пород коры и мантии. Отметим,

что использованная В.Г. Трифоновым модель общего сокращения коры и осадочного чехла, а также полученные этим автором выводы не вступают в явное противоречие с нашими данными.

Отметим две принципиально важных особенности этой работы [Трифонов, 2012; Trifonov, Sokolov, 2014]. 1) Автор не опирается на умозрительные модели строения и развития региона, а использует эмпирические данные, в том числе – по величинам укорочения. 2) Большой Кавказ в работе не имеет некоторой общей схемы строения и обобщенных цифр (например, одной величины сокращения в 200 км на всю структуру, как у других авторов); продольная и поперечная его делимость используется для нескольких оценок ряда параметров в нескольких регионах, что позволяет проводить сравнительный анализ результатов.

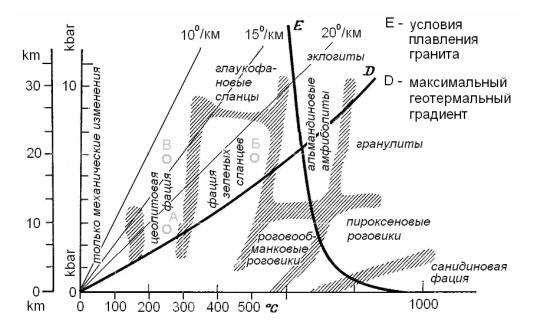
Полагаем, что эта работа открывает новый класс задач геодинамики, направленных на изучение сразу нескольких процессов.

# 8. 5. Проблема соотношения значительных амплитуд размыва и слабого метаморфизма пород альпийского складчатого чехла

Очень высокие значения амплитуды суммарного размыва верхней части колонны осадочного чехла в 10-15 км в среднем и до 20-22 км в некоторых структурных ячейках (для современного состояния при величинах сокращения до 50-67%) могут вызвать недоумение, поскольку степень метаморфизма выходящих на линию разреза пород явно не согласуется с ожидаемыми их изменениями в соответствии с общепризнанными взглядами. Рассмотрим, является ли такое противоречие критическим и можно ли его использовать в качестве критерия оценки правильности предлагаемых методов и полученных результатов.

Описания юрских пород терригенного состава (песчаники и аргиллиты), как в северном борту трога (севернее ГКР), так и в центральной его части (Тфанская и Гойтхская зоны), известные из литературы [Тучкова, 2007; Гаврилов и др. 2012], не содержат таких описаний новообразованных минералов, которые позволили бы отнести их к фации зеленых сланцев. В целом все исследователи сходятся, что изменения терригенных пород не превышают цеолитовой или пренит-пумпеллитовой фаций метаморфизма. На стандартной диаграмме Р/Т условий метаморфизма для обычного геотермического градиента такая ситуация не выходит за пределы 7-10 км по глубине (рис. 8-15, знак А). Полученные данные о размыве до 20 км и более верхней части колонны осадков на этой же диаграмме должны соответствовать зеленым сланцам (рис. 8-15, знак Б), а даже сильно кливажированные аргиллиты этому не соответствуют. Это противоречие вызывает понятное недоверие к полученным результатам.

Между тем значительного расхождения здесь может и не быть, если формирование складчатых структур проходило в условиях низкого геотермального градиента (10-15°/км). На той же диаграмме эта позиция отмечена кружком «В» (рис. 8-15). Такая ситуация не должна



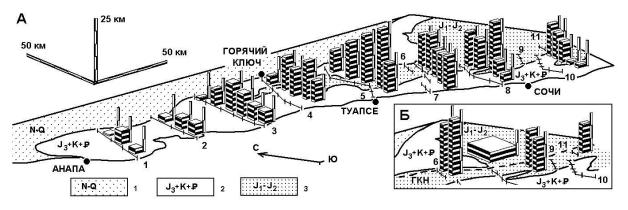
**Рис. 8-15.** Схема Р/Т условий существования основных фаций метаморфизма для терригенных пород (по [Turner, Verhoogen, 1960], с небольшими изменениями). Добавлены линии низких геотермических градиентов и обсуждаемые условия пород (кружки A, Б, B).

вызывать удивления, поскольку именно в районе Большого Кавказа (Гобустан, например) в брекчии грязевых вулканов встречаются обломки мезозойских пород, до титона включительно [Геология СССР, 1972], вынесенных с глубины 10 и более км, но не указывается, что они имеют сильные изменения метаморфического характера. Это может говорить об очень слабых изменениях мезозойских пород на больших глубинах.

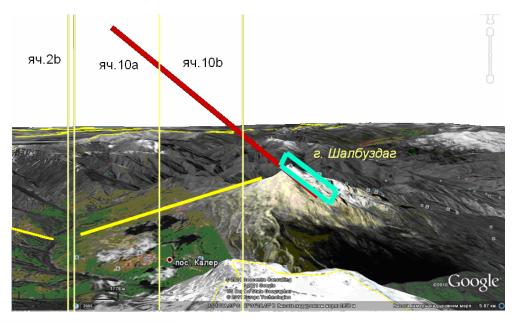
Рассмотрим, как может меняться геотермический градиент в условиях погружения структуры во время образования складчатости. Примем, что на начало формирования складчатости на глубине 15 км (подошва чехла) температура будет составлять 200°С, а на уровне 40-50 км (граница Мохо) – 600-800°С. В средней части коры (30 км) возьмем температуру 400°С. Как было показано на рис. 6-10, стр. 238, сокращение в рамках принятой модели развития, близкой к классическим взглядам (формирование складчатости до сармата, горообразование и размыв – после этого рубежа) приводит к увеличению мощности столба литосферных пород вдвое и соответствующему погружению всех границ. Тогда при быстром опускании, для условий сокращения в 50%, породы на глубине 30 км (15 км×2, подошва чехла) в результате не успеют нагреться и будут иметь температуру, близкую к 200°С, а породы бывшей границы Мохо, находясь на глубине 80-100 км – близкую к 800-1000°С. Вполне очевидно – для того, чтобы в современной структуре на глубине границы Мохо (точнее, на глубине 60 км в позднесарматское время, бывшая средняя часть коры) температура поднялась с исходных 400°С хотя бы до 600-800°С, должно пройти некоторое время. Поэтому пока новый фронт тепла не придет снизу (от 80 км по меньшей мере) на глубину 20-25 км в новой

структуре, пройдет немалое время, а пока такое сокращение будет эквивалентно падению геотермического градиента вдвое (с 15°C до 8°C/км). Поэтому для пород на глубине 20-15 км (после складчатости и погружения, но до размыва) было бы неоправданным ожидать повышение их температуры до 400-500°C (фация зеленых сланцев).

Изучим характер распределения амплитуд размыва вкрест простирания структур и вдоль простирания с целью увидеть, есть ли потенциально такая структура, до которой полученные данные могут считаться достоверными, а после которой – уже нет. На рис. 8-16 показаны амплитуды размыва по ячейкам в пределах Северо-Западного Кавказа. Хорошо видно, что амплитуды растут от периферии структуры к центральным частям вкрест простирания с одной стороны, и от периклинали к центральной части (профиль 5), достигая значений около 20 км, с другой стороны. Далее на восток в целом амплитуды несколько снижаются. Таким образом, получается, что один и тот же метод дает вполне «разумный» результат 1-2 км размыва по периферии района (ячейки 1a, 1c, 2a, 3a, 3f, 8e, 10d, 10d) и «сомнительный» 15-21 км – в центральных ячейках профиля. Однако, по научной методологии результату, полученному по ясному алгоритму с использованием законов физики и математики надо либо доверять, либо найти ошибку и указать на нее. Если же вернуться к историческому контексту, в рамках которого в свое время были получены оценки поднятия в 3-5 км, то надо признать, что никаких дополнительных поправок на размыв перед миоценом (в 1-2 км или 10-15 км?) исследователи не делали. Рассмотрим случай наиболее контрастного нарастания амплитуды размыва верхней части осадочного чехла в районе г. Шалбуздаг, в Шахдагской тектонической зоне (рис. 18-17, 18-18). Здесь стратиграфически самая высокая точка структуры находится севернее ячейки 10b на вершине г. Шалбуздаг – это известняки верхней юры, имеющие падение на север около 40°. Выше залегало около 1 км меловых и палеогеновых параплатформенных карбонатных пород (рис. 2-9, стр. 110). Относительно спокойная почти моноклинальная структура юрских существенно глинистых отложений под этой вершиной по направлению к югу постепенно усложняется, рельеф быстро понижается с 3.5 км до 2.3 км, и на границе с Тфанской зоной видны



**Рис. 8-16.** Схема распределения параметра «амплитуда размыва» по структуре Северо-Западного Кавказа в виде столбчатой диаграммы (по [Яковлев, 2008д]).



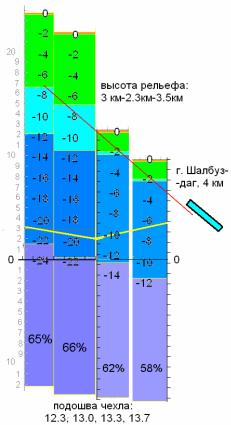


Рис. 8-17. (вверху) Панорамный космический снимок района г. Шалбуздаг, Шахдагская зона (Google-Earth). Ось снимка направлена на запад 300°, по простиранию. Хорошо видно падение известняков верхней юры на север, около 30-40° (голубой цвет). Показано: прогноз залегания пород (красная линия), ячейки 2b (Тфанская зона), 10a, 10b (желтые тонкие линии), линия профиля 10 и северная часть профиля 2.

**Рис. 8-18.** (слева) Сопоставление прогнозной структуры верхней юры и материалов сбалансированных профилей 2 и 10. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

Показаны: рельеф вдоль линий профиля (желтые линии), положение слоистости пород верхней юры на вершине г. Шалбуздаг (4142 м), прогнозная линия залегания слоистости, попадающая на вычисленные позиции верхней юры в четырех ячейках, а также величины сокращения, уровень моря (0 м), амплитуды суммарного размыва для четырех ячеек (с юга на север 21, 19, 10, 6 км), вычисленные позиции кровли фундамента (12.3, 13.0, 13.3, 13.7 км). Современные высоты показаны серой шкалой слева от рисунка.

уже тоарские песчаники. В Тфанской зоне на профиле выходят отложения нижнего аалена, которые по стратиграфической модели (версия общей мощности чехла в 11.9 км, не самой большой) перекрывались сверху вниз 2.5 км мелового и палеогенового флиша, 1.5 км верхнеюрского флиша и 2.4 км байоса, бата и верхней части аалена. Маршруты по профилям 2 и 10 были пройдены автором лично и, хотя систематические наблюдения за степенью изменений пород не проводились, были отмечены на уровне впечатлений быстрые постепенные

изменения с севера на юг от почти свежих глин верхнего аалена (стратиграфическая глубина -2750 м) к крепким коричневатым аргиллитам тоара (-5500 м) без кливажа, а к югу от Ахтычайского разлома (ГКР) породы представляли собой уже сильно кливажированные, почти черные сланцы нижнего аалена (-7000 м). Разумеется, степень изменения пород испытала заметный скачок на региональном разломе, но на профиле 10 с севера на юг облик пород менялся постепенно. Восстановленная структура профилей 2 и 10 (рис. 8-18) показывает ряд интересных особенностей, важных для обсуждаемой проблемы. Прежде всего, величина деформации структуры в ячейках является очень высокой (58 – 66%), что увеличивает в результате складчатости начальную мощность колонны осадков примерно Соответственно, позиция отложений верхней юры (теоретическая, «в воздухе») в ячейках с севера на юг последовательно приходится на высоты 7.5, 10, 13, 15 км, по наклону практически совпадая с «прогнозными» 40° падения на север подошвы этого подразделения. Средняя глубина залегания структуры от теоретической кровли чехла (она же – «амплитуда размыва» или «неотектоническое поднятие») с севера на юг меняется от -6.65 км к -10.0 км и далее -19.0 км и -18.6 км. Первая цифра не вызывает сомнений, поскольку легко подтверждается позицией верхней части осадочного чехла севернее, в г. Шалбуздаг. Заметим, что постепенность изменений в сочетании с нарастанием амплитуды размыва до экстремальных значений в 19 км не позволяет думать, что где-то есть ошибка в алгоритме преобразований или то, что в вычислениях была сделана ошибка. Приходится признать, что ранее исследователи просто игнорировали возможность подсчетов объемов размыва и/или не имели возможности сделать это методически корректно.

Обсуждая факт слабого метаморфизма пород Большого Кавказа в сочетании с теоретическими большими амплитудами размыва нельзя не отметить еще два возможных объяснения. Во-первых, во всех блоках (структурных ячейках), имеющих значительный размыв (15 – 20 км и более), в использованных для расчетов стратиграфических моделях верхняя часть является гипотетической, основанной на интерполяции или экстраполяции данных (параграфы 6. 2. 2, 6. 3. 3, 6. 4. 1). Нельзя исключать возможности того, что реальные мощности могли быть меньше. Во-вторых, если справедливо предположение, что нижняя моласса (майкопская серия) формируется в результате размыва верхней части осадочного чехла в период образования складчатой структуры (параграфы 8. 3. 1, 8. 3. 2), то породам, над которыми было размыто 20 км осадков, не обязательно попадать на такую большую глубину — при их нахождении на глубине 10 км над ними могло быть размыто около 10 км колонны осадочного чехла и только потом они могут выдвигаться вверх. Такая интерпретация истории развития также снижает остроту проблемы.

Сопоставим возможное использование факта слабого метаморфизма пород, выходящих на линию профиля, в качестве аргумента в пользу недостоверности полученных результатов

построения сбалансированных пересечений с характером использованных методов таких построений в аспекте их точности и приоритетности. Методы построения сбалансированной структуры основаны на законах геометрии, на описании деформаций в виде эллипсоида деформаций и на детальных структурных пересечениях. Ни одна из частей этих построений не может быть опровергнута без указания на логические ошибки или ошибки вычислений. В то же время факт слабого метаморфизма может иметь сразу несколько объяснений. Поэтому использование такой аргументации в пользу свидетельства недостоверности полученных результатов будет противоречить более точным данным, а потому не является приоритетным.

#### Выводы по главе 8.

В последней главе вынесены на обсуждение те материалы, которые по соображениям логики изложения не нашли удобного места в других главах (обсуждение всех аспектов модели «аккреционной призмы») или те проблемы, которые неизбежно вызовут вопросы у читателя, поскольку полученные данные ставят под сомнение общепринятые представления.

В начале главы детально обсуждается наиболее часто используемая исследователями модель аккреционной призмы (А-субдукции), которая используется для объяснения происхождения складчатости Большого Кавказа. На основании анализа ряда умозрительных моделей, а также моделей экспериментальных, было показано, что основными признаками такой модели являются: а) субгоризонтальная поверхность общего детачмента на глубине около 10 км, б) моновергентная структура по наклонам осевых поверхностей и по наклонам надвигов, в) по преобладанию надвигов в общем сокращении структуры, г) общее выполаживание структуры к поверхности детачмента. Было показано на большом статистическом материале, что реальная структура является дивергентной, соотношение надвигов и сбросов близко к равному по их числу, надвиги по вкладу в общее сокращение играют незначительную роль. Кровля фундамента имеет такой большой размах глубины залегания по ячейкам в одном профиле, что проведение общего детачмента невозможно. Кроме этого, величина пластического сокращения фундамента и чехла совпадали, а прямые геологические данные на геологической карте не регистрируют выхода детачмента. По совокупности всех этих сведений модель А-субдукции (аккреционной призмы) должна быть отвергнута, как не находящая подтверждения в природных данных по комплексу признаков. Материал этой части главы вошел в пункт 15 научной новизны.

Информация о величинах сокращения пространства в масштабах тектонических зон, охватывающего и чехол, и фундамент, использовалась для построения модели поведения границы Мохо в пределах Большого Кавказа и соседних блоков коры (параграф 8. 2.). Было

показано, что при первоначальном Мохо (для начала осадконакопления, в ранней юре) на глубине 40 км, последующие движения погружения во время накопления осадков, погружения при сокращении пространства и затем – поднятия при горообразовании должны были привести к попаданию пород этого уровня (первоначальное Мохо) на глубины 100-110 км. Поскольку явление изостазии не могло позволить породам кристаллической части коры опуститься на такие глубины по параметру плотности, то следует ожидать, что заметная часть коровых пород приобрела плотность пород мантийных. Объем таких преобразованных коровых пород мог составить до 50-60% от исходного, что заставляет предполагать действие не только изохимических преобразований (переходы габбро-эклогит), но и замещения ионов калия и натрия ионами железа и магния с изменением валового химизма пород. Показано, что прогнозируемые следствия таких преобразований не противоречат наблюдаемым фактам истории развития региона и наличию определенных индикаторов обстановки (в том числе – существованию структур растяжения). Материалы этого параграфа составили пункт 16 научной новизны; в защищаемые положения этот материал не выносился.

параграфе 8.3. обсуждаются связи полученных материалов с проблемами горообразования – историей развития региона на этапах складкообразования горообразования, соотношения процессов складчатости и горообразования, механизмы наблюдаемого сводово-глыбового воздымания горного сооружения, и другое. Основная обсуждаемая проблема – обнаруженные расчетами очень большие амплитуды размыва верхней части колонны осадков (10 – 15, до 20 км) относительно общепринятых амплитуд неотектонического поднятия (3 – 5 км). Показано, что генезис и возраст вершинных поверхностей и поверхностей выравнивания, которые ранее признавались прибрежноморскими по генезису и миоценовыми по возрасту, могут быть скорректированы, поскольку в их формировании могли участвовать процессы четвертичного оледенения. Это означает необходимость пересмотра геоморфологических данных. Было рассмотрено несколько возможных механизмов горообразования и было показано, что не существует какого-то единственного механизма, который отвечал бы за горообразование. Это означает, что проблема горообразования должна решаться на основе численных моделей, учитывающих действие несколько механизмов, что, соответственно, требует проведения специальных исследований. Сделано предположение о том, что при возникновении складчатости мог иметь место синхронный размыв верхней части осадочного чехла. Материал такого размыва мог составить часть объема майкопской толщи (нижняя моласса). Показано, что в настоящий момент не может быть осуществлена проверка предлагаемых сбалансированных моделей строения и развития Большого Кавказа по объемам накопленного материала в кайнозойских впадинах,

поскольку такие данные недостаточно полно представлены по площади всего горного сооружения. Кроме того, такая проверка является косвенной и не может быть критической, поскольку наиболее достоверная верификация построений возможна только путем проверки логики всех вычислений и прямым пересчетом известных данных. Основанием для такого вывода является приоритет законов логики, геометрии и физики перед любыми умозрительными построениями. Материал параграфа не вошел в научную новизну или в защищаемые положения, но в нем содержится описание возможных направлений будущих исследований.

На примере собранных исходных данных и полученных расчётных параметров было показано возможное предлагаемого использование подхода ДЛЯ геодинамических исследований. Были проанализированы корреляции параметров 42-х структурных ячеек для Северо-Западного Кавказа – исходная мощность осадочного чехла, величина укорочения, амплитуда поднятия, современная глубина кровли фундамента, разница глубин фундамента между стадиями осадконакопления и современной и других. Было показано, что существуют сильные, умеренные и средней силы связи, которые могут иметь генетический смысл. Так, сильная связь r=0.79 найдена для параметров «величина укорочения / амплитуда поднятия», умеренная r=-0.40 для параметров «укорочение ячеек / разница глубин фундамента» и умеренная r=0.40 – для «разница глубин фундамента / исходные мощности чехла». Эти связи интерпретируются как следующая последовательность: чем больше исходная мощность, тем больше сокращение, тем больше поднятие и размыв и тем больше результирующее погружение фундамента. Отмечается, что такая цепочка последовательных связей сильно напоминает классическую схему развития геосинклиналей. Эта часть главы составила предмет пункта 17 научной новизны.

Показано, что для двух частей Большого Кавказа наблюдается сохранение постоянной средней величины глубины фундамента от исходной стадии ( -13.4 км для СЗК и -13.6 км для восточной половины БК) к современной (-13.3 км и -15.1 км), при заметном разбросе как исходных глубин (от -7.3 до -17.3 км и от -9.8 км до -16.7 км), так и современных (от -2.2 км до -31.7км и от -4.4 до -24.8 км). Интересно, что амплитуда размыва явно связана с величиной укорочения — при сокращении в СЗК в 35% амплитуда размыва составила 8.9 км, а для восточной части Кавказа при сокращении в 55% размыв оказался 16.6 км. Указано, что эти данные свидетельствуют о сильном влиянии явления изостазии на характер развития процессов формирования складчатости и роста горного сооружения. Исследование этих данных может составить новое перспективное направление исследований в геодинамике. Показаны результаты первых усилий, предпринятых в этом направлении (В.Г. Трифонов, [2012]).

В последнем параграфе обсуждается сочетание слабого метаморфизма пород, выходящих на поверхность с полученными большими значениями амплитуд размыва. По стандартным диаграммам фаций при Р/Т условиях породы должны иметь зеленосланцевый метаморфизм, а реально они имеют цеолитовую фацию, не более. В качестве возможных объяснений указаны предположительный слабый геотермический градиент (около 10°/км), а также возможный размыв некоторой доли верхней части колонны осадков в период формирования складчатости. В любом случае данные о необычно слабом метаморфизме не могут быть аргументом в пользу недостоверности результатов геометрического анализа.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ по развитию методологии исследований, созданию методов изучения разномасштабных складчатых структур и применению этих методов к ряду экспериментальных и природных структур были получены следующие результаты.

#### А. Развитие общей методологии исследований в структурной геологии и тектонофизике

- 1. Было установлено, что отсутствие методов определения типа и величины деформации в разномасштабных складчатых комплексах внутренних частей складчато-надвиговых систем подвижных поясов является одной из важных причин кризисных явлений в тектонике и геодинамике.
- 2. Разработана система иерархии объектов линейной складчатости, состоящая минимум из семи уровней, каждый из которых охватывает определенный объем слоистости: 1. внутрислойные объекты, 2. складки (слои), 3. складчатые домены (крупные пачки слоев), 4. структурные ячейки (весь осадочный чехол), 5. тектонические зоны (земная кора), 6. складчатые системы (литосфера), 7 подвижный пояс. Типы объектов на каждом уровне характеризуются определенной кинематической моделью своего развития, отличающейся от моделей других типов.
- 3. Основным объектом для исследования складчатых структур крупнее отдельных складок является складчатый домен, объединяющий в себе несколько складок одинаковой морфологии и обладающий достаточно однородной деформацией. Деформация внутри домена описывается тремя геометрическими параметрами, которые соотносятся с эллипсоидом деформаций: наклон осевых поверхностей складок (наклон длинной оси эллипсоида), величина укорочения (длина короткой оси эллипса), наклон зеркала складок (ориентация исходной слоистости). Эти параметры используются как основа языка описания механизмов формирования структур, а также при реализации операций восстановления доскладчатой структуры.
- 4. Для решения ряда задач по реконструкции геометрии крупных структур за пределами полосы наблюдения использован принцип их последовательного формирования (компиляции) от уровня к уровню с использованием результатов исследования малых и более достоверных структур (дедукция). Показана неэффективность практикуемой методологии создания умозрительных (интерпретационных) моделей конкретных природных складчатых структур на основе известных теоретических построений (индукция).

Результаты 1-4 изложены, в основном, в главах 1, 3, 5, 7; они вошли в защищаемое положение 1.

#### Б. Разработка методов исследований

5. Разработаны методы определения величины укорочения в отдельных складках двух типов: для складок единичного вязкого слоя и для складок пачек слоев. Достоверность

результатов обеспечивается использованием в качестве основы первого метода расчетной конечно-элементной модели. Показано путем сопоставления итогов исследования складок в ряде природных структур обоими методами, что кинематическая модель, лежащая в основе второго метода (для складок пачек слоев) дает величины, сопоставимые с данными первой методики, что также подтверждает достоверность всех результатов.

- 6. Разработан метод восстановления доскладчатой структуры по геометрии домена. Замеры параметров доменов приводятся к исходному состоянию использованием операций поворота, простого горизонтального сдвига и растяжения. В результате исходный отрезок природного профиля, имеющий некоторый наклон, приобретает новую длину и наклон внутри горизонтально слоистой среды домена. Последовательное объединение доменов позволяет получить структуры из нескольких доменов, как для части пересечения, так и для всего профиля, что дает возможность определять доскладчатую ширину и величину укорочения этих структур.
- 7. На основе метода восстановления доскладчатой структуры по геометрии домена разработан метод составления сбалансированной структуры всего осадочного чехла для трех стадий развития в масштабе структурных ячеек (для всего осадочного чехла) на конец осадконакопления, на конец стадии формирования складчатости и для современной посторогенной структуры. Сочетание нескольких соседних профилей позволяет создавать квазитрехмерные модели строения осадочного чехла для этих же трех стадий развития.
- 8. Разработан метод полуколичественного описания морфологии экспериментальных и природных складчатых структур. Для этого используются геометрические параметры складчатого домена, замеряемые в структурах. Облака точек замеров в трехмерном пространстве анализируются на трех диаграммах рассеяния. Сопоставление ареалов и выявляемых трендов развития позволяет находить черты сходства и различия структур, связанные с механизмами их формирования. Использованы сочетания сопоставления структур «модельная/модельная», «природная/природная» и «модельная/природная».

Результаты 5-8 изложены в главах 4 (пункт 5), 6 (пункты 6 и 7), 7 (пункт 8). Они составили предмет части защищаемых положения 1 (комплекс методов исследования).

## <u>В. Результаты определения величин укорочения и восстановления сбалансированных</u> профилей.

9. Проведены систематические определения величин укорочения в масштабе отдельных складок для Чиаурской тектонической зоны. Для 72 складок единичного вязкого слоя и для 36 складок пачек слоев величины укорочения менялись от 25% до 83% при средней величине 56%. Была выявлена устойчивость связи величин укорочения с тектонической обстановкой локального уровня (по типу чистого сдвига в терминах механики) внутри крупных складок.

- 10. Проведены определения величины укорочения для складок внутри зоны базального надвига Воронцовского покрова (39 значений). Для условий простого сдвига (в терминах механики) выявлен очень большой и случайный разброс величин от 2% до 95%.
- 11. В масштабе структурных ячеек методом восстановления доскладчатой структуры по геометрии домена были определены величины укорочения от 37% до 67% в 36 ячейках для восточной части Большого Кавказа (Чиаурская, Тфанская и Шахдагская тектонические зоны) со средними значениями сокращения 57%, 55% и 49% и доскладчатой шириной 57 км, 24 км и 32 км соответственно. Величины укорочения для 42 структурных ячеек Северо-Западного Кавказа составили от 2-10% (и растяжение до -10%) до 67% при среднем значении в 35%. Слабое сокращение наблюдается в периклинали сооружения. Доскладчатая ширина всего бассейна осадконакопления Северо-Западного Кавказа достигает 100-120 км при современной полной ширине структуры 50-65 км.
- 12. Составлены квазитрехмерные модели для трех стадий развития Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон. Глубина кровли фундамента на момент конца доскладчатой стадии для них с севера на юг в масштабе структурных ячеек составляла -9.8 км, -13.4 (от -11.9 км до -16.7 км) и -15.3 км. Расчетная глубина фундамента после складчатости и неотектонического поднятия для стадии 3 (современная) составляет -10.2 км (-7.6 ÷ -13.7), -12.0 км (-4.4 ÷ -19.4) и -20.5 (-13.6 ÷ -26.3). Квазитрехмерные модели для Северо-Западного Кавказа имели для конца доскладчатой стадии глубины кровли фундамента от -7.3 до -17.3 км (среднее -13.4 км). Современное постскладчатое и посторогенное положение кровли фундамента (стадия 3) составляет ряд значений -2.2 ÷ -31.7 км при среднем -13.2 км. При этом наблюдаются три части структуры по характеру распределения этого значения: центральный прогиб на западе, глубокое погружение южного фланга в центре (до -31.7 км) и центральный прогиб на востоке.
- 13. Определены объемы размытой верхней части осадочного чехла в масштабе структурных ячеек, предположительно связанные с неотектоническим поднятием кровли фундамента между постскладчатой стадией 2 и современной стадией 3. Для Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон эти значения составили в среднем 9.6 км  $(7.2 \div 12.5)$ , 19.2  $(12.2 \div 24.4)$  и 16.1  $(9.9 \div 22.2)$ . Для Северо-Западного Кавказа они менялись от 0 до 22.2 км при среднем значении 8.9 км.

Результаты 9-13 изложены в главах 4 (пункт 9), 5 (пункт 10), 6 (пункты 11 - 13). Они составили предмет защищаемого положения 4.

# <u>Г. Результаты диагностики механизмов формирования складчатых структур различного</u> <u>масштаба</u>

14. В масштабе локальных структур в зонах рядом с крупными разрывами с использованием теоретических кинематических моделей и анализа экспериментальных моделей

было показано, что Воронцовский покров имеет механизм кинематического простого сдвигания; на Северо-Западном Кавказе часть доменов удовлетворяет модели зоны наклонного простого сдвигания («принадвиговый механизм»).

- 15. С использованием языка описания деформаций (пункт 3 в разделе «А» результатов, см. выше) в масштабе складчатых доменов были охарактеризованы экспериментальные и теоретические механизмы формирования складчатых структур в масштабе структурных ячеек и тектонических зон: боковое давление, гравитационное оползание, диапировые и конвективные структуры; синтетическая модель «адвекция плюс сокращение (сплющивание)», «квазиизгиб» в масштабе осадочного чехла, локальный «принадвиговый механизм». Полученные ареалы и тренды развития структур позволяли отличать эти механизмы друг от друга, что дает возможность проводить диагностику природных структур.
- 16. С использованием языка описания деформаций были установлены основные черты сходства и различия складчатых комплексов Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон. Показано, что во всех трех зонах крупные части структуры (примерно в ранге структурных ячеек) показывали свойства дивергентной структуры, как по наклону зеркала складок, так и по наклону осевых поверхностей. Домены, имеющие максимальное развитие процессов формирования, во всех трех зонах имеют близкие структурные параметры. Максимальное отличие данных по зонам наблюдалось по величинам сокращения наименее развитых доменов. Было показано, что в первом приближении складчатые структуры кинематически хорошо описываются комбинацией синтетической модели («адвекция плюс сокращение») и наклонными зонами простого сдвигания («принадвиговый механизм»).

Результат 14 изложен в главе 5 и вошел в защищаемое положение 2. Результаты 15 и 16 изложены в главе 7. Они составили предмет защищаемого положения 3.

- Д. Предварительные результаты применения данных, полученных при использовании многорангового деформационного анализа, для исследования некоторых геодинамических аспектов строения и развития структур альпийского осадочного чехла Большого Кавказа. Возможные направления дальнейших работ
- 17. На основании установленного факта пластичного деформирования фундамента всего Большого Кавказа, сравнения рельефа кровли фундамента в моделях и в расчетной природной структуре и сопоставления статистических параметров морфологии складчатости моделей и природной структуры сделан вывод, что широко применяемые схемы строения Большого Кавказа, имеющие в своей основе пододвигание жестких блоков коры срединного массива под флишевый осадочный чехол («А-субдукция» или «аккреционная призма»), не соответствуют реальной природной структуре.

- 18. Установлено, что накопление большой мощности осадочного чехла и возникновение складчатости связано с масштабными явлениями изменения плотности пород коры (до 60% объема ее кристаллической части) до «мантийных» значений. Это показано геометрическим моделированием на базе установленных величин укорочения по основным тектоническим зонам. Тем самым отрицается корректность использования современной границы Мохо как маркирующей поверхности для определения величин деформаций в геодинамических моделях в областях подвижных поясов.
- 19. Установлена существенная роль явления изостазии в процессах складкообразования и горообразования. Это доказывается фактами очень близких средних величин доскладчатой и современной глубин кровли фундамента в масштабе структурных ячеек по регионам, а также постоянством средней для профиля величины этого параметра вдоль структуры Северо-Западного Кавказа. Выявленные существенные корреляции между несколькими параметрами структурных ячеек могут быть использованы для дальнейшего исследования геодинамических процессов развития региона.

Результат 17 изложен в главах 6 и 8. Результаты 18 и 19 изложены в главе 8 и представляют интерес в качестве возможных направлений дальнейших работ.

На основании полученных результатов в разделах «А», «Б» и «В» представленная работа характеризуется как новое направление в тектонофизике, структурной геологии и тектонике, называемое «многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости». Результаты в разделах «Г» и «Д» показывают, что в диссертации имеются элементы крупного обобщения по строению и развитию важного региона – альпийского Большого Кавказа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Адамия, Ш.А. Геодинамика Кавказа / Ш.А. Адамия, Б.З. Асанидзе, Д.М. Печерский // Проблемы геодинамики Кавказа М.: Наука, 1982. С. 13-21.
- 2. Адамия, Ш.А. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа / Ш.А. Адамия, Я.Р. Кипиани, Г.К. Чичуа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа М.: Наука, 1987. С. 40-47.
- 3. Адамия, Ш.А. Характерные черты тектоники Кавказа / Ш.А. Адамия, Г.Л. Габуния, 3.А. Кутелия, О.Д. Хуцишвили, Г.К. Цимакуридзе // Геодинамика Кавказа – М.: Наука, 1989. – С. 3–15.
- 4. Ажгирей, Г.Д. Структурная геология / Г.Д. Ажгирей. М.: Изд. МГУ. 1966. 348 с.
- 5. Ажгирей, Г.Д. Геология Большого Кавказа: (Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа) / Г.Д. Ажгирей, Г.И. Баранов, С.М. Кропачев, Д.И. Панов, С.М. Седенко М.: Недра. 1976. 263 с.
- Антонов, А.Ю. Эволюция главных геодинамических направлений современной геологической науки. Обзор материалов российского реферативного журнала за 2008-2009 гг. (Часть вторая) / А.Ю. Антонов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. С. 157-171.
- 7. Артюшков, Е.В. Физическая тектоника / Е.В. Артюшков M.: Hayka. 1993. 456 с.
- 8. Артюшков, Е.В. Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия / Е.В. Артюшков // Вестник Российской Академии Наук. 2012. Т. 82. № 12. С. 1075.
- 9. Бабичев, А.В. Математические модели формирования складкообразования, надвигов и впадин сравнение с аналоговыми экспериментами / А.В. Бабичев, О.П. Полянский, С.Н. Коробейников, В.В. Ревердатто // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Материалы докладов конференции 8-12 октября 2012. М.: ИФЗ РАН, 2012 Т 1, С. 259-262.
- Бадулина, Н.В. Строение и генезис пограничных сеноман-туронских отложений Новороссийского синклинория Северо-Западного Кавказа / Н.В. Бадулина, Л.Ф. Копаевич // Вестник Моск. Унив. сер. 4, Геология. – 2006. – N 3. – С. 9-15.
- 11. Баженов, М.Л. Анализ разрешающей способности палеомагнитного метода при решении тектонических задач / М.Л. Баженов // Геотектоника. 1988. № 3. С. 14-25.
- 12. Баженов, М.Л. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты-Кавказ-Памир / М.Л. Баженов, В.С. Буртман М.: Наука. 1990. 168 с.
- Баранов, Г.И. Проблемы тектоники и глубинного строения Большого Кавказа / Г.И. Баранов, С.И. Дотдуев, А.Г. Шемпелев // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1990. № 1. С. 133.

- 14. Баранов, Г.И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа / Г.И. Баранов, В.Л. Омельченко, Н.И. Пруцкий // Основные проблемы геол. изучения и использования недр Северного Кавказа Ессентуки: СКГУ, 1995. С. 63–77.
- 15. Белов, А.А. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии / А.А. Белов, М.Л. Сомин // ДАН СССР. Т.159. 1964. №1. С. 81-84.
- 16. Белоусов, В.В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах в 1955 году (в связи с проблемой происхождения складчатости) / В.В. Белоусов // Сов. Геология. 1956. вып. 54. С. 37-62.
- 17. Белоусов, В.В. Некоторые вопросы глубинной тектоники / В.В. Белоусов // Вестник Моск. Унив. сер. 4, Геология. 1960. №5. С. 3-12.
- 18. Белоусов, В.В. Проблема происхождения складчатости (вступительные замечания) / В.В. Белоусов // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 3-8.
- 19. Белоусов, В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов / В.В. Белоусов М.: Наука, 1968. 255 с.
- 20. Белоусов, В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций / В.В. Белоусов // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1969. вып. 4. С. 5-23.
- 21. Белоусов, В.В. Геотектоника / В.В. Белоусов М.: Недра, 1976. 336 с.
- 22. Белоусов, В.В. Эндогенные режимы материков / В.В. Белоусов М.: Недра, 1978. 232 с.
- 23. Белоусов. В.В. Переходные зоны между континентами и океанами / В.В. Белоусов М.: Недра, 1982. – 150 с.
- 24. Белоусов, В.В. Эндогенные режимы континентов и закономерности их развития / В.В. Белоусов // Геотектоника. 1985а. № 3. С. 76-77.
- 25. Белоусов, В.В. Основы структурной геологии / В.В. Белоусов М.: Недра, 1985б. 207 с.
- 26. Белоусов, В.В. Основы геотектоники / В.В. Белоусов 2-е изд. M: Недра, 1989a 382 с.
- 27. Белоусов, В.В. Тектоносфера Земли, ее неоднородности и глубинные причины геологических процессов / В.В. Белоусов // Комплексные исследования по физике Земли М.: Наука, 19896. С. 268-286.
- 28. Белоусов, В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры / В.В. Белоусов М., 1991. 72 с.
- 29. Белоусов, В.В. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры / В.В. Белоусов, Д.И. Вайнер, Ю.П. Видяпин, Ю.С. Геншафт, А.В. Горячев, В.А. Ермаков, Б.Г. Лутц, Г.И. Рейснер, Е.А. Рогожин, М.Л. Сомин М.: Недра, 1986. 231 с.
- 30. Белоусов В.В. Экспериментальная тектоника / В.В. Белоусов, М.В. Гзовский. М.: Недра, 1964. – 119 с.

- 31. Белоусов, В.В. Взаимодействие земной и верхней мантии. / В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова // Геотектоника. 1986.  $\mathbb{N}_2$ 3. С. 3-14.
- 32. Белоусов, В.В. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики / В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова // Геотектоника. 1989.  $\mathbb{N}_2$  6. С. 8-20.
- 33. Белоусов, Т.П. Первая находка мантийных ксенолитов в магматических породах Большого Кавказа / Т.П. Белоусов, Б.М. Богачкин, Ю.С. Геншафт, М.Г. Копылова, В.П. Чичагов, Ф.Л. Яковлев // Доклады Академии Наук. − 1992. − Т.323. − № 6. − С. 1146 1151.
- 34. Бик Чинг-чанг. Остров Тайвань / Бик Чинг-чанг // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса: под ред. А. Спенсер. т. 2. М.: Мир, 1974. С. 136-149.
- 35. Большой Кавказ в альпийскую эпоху : монография / Отв. ред. Ю.Г. Леонов М.: ГЕОС, 2007.-368 с.
- 36. Борняков, С.А. Динамические критерии самоорганизации систем разрывов в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) / С. А. Борняков. // Доклады РАН. 2008. Т. 420. No 6. С. 822-824.
- 37. Бронгулеев, В.В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры / В.В. Бронгулеев // Сов. Геология. 1956. Т. 1. № 956. С. 84-104.
- 38. Бронгулеев, В.В. Проблема складкообразования в земной коре: опыт структурного анализа герцинских форм среднеазиатского Каратау / В.В. Бронгулеев М.: Недра, 1967. 292 с.
- 39. Видяпин, Ю.П. Строение зоны Главного Кавказского разлома («надвига Главного хребта») в районе Санчаро-Авадхара (Северо-Западный Кавказ) / Ю.П. Видяпин, М.Л. Сомин // Бюлл. МОИП, отд. геол. Т.82. 2007. №2. С.13-20.
- 40. Вихерт, А.В. Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию и вертикали на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория / А.В. Вихерт // Вопросы геономии Изд-во Моск. ун-та, 1972. с. 93-111.
- 41. Вихерт, А.В. Исследование возможностей построения морфологической классификации складчатости в численных статистических мерах структуры/ А.В. Вихерт // Кора и верхняя мантия Земли Изд-во Моск. ун-та, 1975. с. 214-236.
- 42. Вихерт, А.В. О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ (по экспериментальным данным) / А.В. Вихерт // Геотектоника. 1980. № 3. С. 27-34.
- 43. Вихерт, А.В. Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы / А.В. Вихерт // Геотектоника. 1988. № 1. С. 59-68.
- 44. Вихерт, А.В. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа / А.В., Вихерт, Н.Б., Лебедева, В.И Башилов М.: Недра, 1966. 187 с.

- 45. Войтенко, В.Н. Количественная оценка деформаций разномасштабных структур Таласского Алатау, Кыргызстан : дисс... канд. геол.-мин. наук : 25.00.03 / Войтенко Вячеслав Николаевич ИФЗ РАН М.: 2007. 141 с.
- 46. Войтенко, В.Н. Применение стрейн-анализа в геотектонических исследованиях / В.Н. Войтенко, А.К. Худолей // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН : ред. Ю.Л. Ребецкий М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 9-27.
- 47. Гаврилов, Ю.О. К-Аг система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа / Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Кущева, И.В. Латышева, О.Д. Герцев // Литология и полезн. ископаемые. 2012. № 6. С. 543-561.
- 48. Гамкрелидзе, И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза / И.П. Гамкрелидзе Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
- 49. Гамкрелидзе, П.Д. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа / П.Д. Гамкрелидзе, И.П. Гамкрелидзе Труды Геол. ин-та АН ГССР; Вып. 57 Тбилиси: Мецниереба, 1977. 82 с.
- 50. Гамкрелидзе, И.П. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей / И.П. Гамкрелидзе, Т.В. Гиоргобиани // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа М.: Наука, 1987. с. 35-40.
- 51. Гегучадзе, Ш.Х. Геология и история развития Риони-Квирильского междуречья / Ш.Х. Гегучадзе Тбилиси: Мецниереба. 170 с. : (на груз. языке)
- 52. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:500000 // Под ред. Д.В. Наливкина и др. Министерство Геологии СССР. ВСЕГЕИ. М.: Аэрогеология, 1978.
- 53. Геологический словарь / ред. колл., К.Н. Паффенгольц и др. М.: Недра, 1978. Т.1. 487 с. : Т. 2. 456 с.
- 54. Геология СССР. Т. Х, Грузинская ССР (геологическое описание) М.: Недра, 1964. 655 с.
- 55. Геология СССР. Т. IX, Северный Кавказ (геологическое описание) М.: Недра, 1968. 759 с.
- 56. Геология СССР. Т. XLVII, Азербайджанская ССР (геологическое описание) М.: Недра, 1972. 520 с.
- 57. Гептнер, Т.М. Моделирование тектонических разрывов / Т.М. Гептнер // Методы моделирования в структурной геологии М.: Недра, 1988. с. 184-209.
- 58. Гзовский, М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория / М.В. Гзовский Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 255 с.
- 59. Гзовский, М.В. Новое направление изучения складок / М.В. Гзовский // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 289-305.

- 60. Гзовский, М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория / М.В. Гзовский Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- 61. Гзовский, М.В. Основы тектонофизики / М.В. Гзовский М.: Наука, 1975. 536 с.
- 62. Гиоргобиани, Т.В. Экспериментальное исследование механизма образования альпийской структуры Большого Кавказа / Т.В. Гиоргобиани // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. Киев: Ин-т Геофизики УССР, 1985. С. 235-237.
- 63. Гиоргобиани, Т.В. Эксперименты по моделированию гребневидной складчатости Северо-Западного Кавказа / Т.В. Гиоргобиани // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии Киев: Ин-т Геофизики УССР, 1987. С. 221-222.
- 64. Гиоргобиани, Т.В. Тектонофациальный анализ складчатой системы Большого Кавказа / Т.В. Гиоргобиани // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 101-107.
- 65. Гиоргобиани, Т.В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа / Т.В. Гиоргобиани // Структурные парагенезы и их ансамбли М.: ГЕОС, 1997. с. 39-41.
- 66. Гиоргобиани, Т.В. К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа / Т.В. Гиоргобиани // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле М.: ИФЗ РАН, 2008. т.1. с. 214-216.
- 67. Гиоргобиани, Т.В. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа и сопредельных регионов / Т.В. Гиоргобиани // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания : Ред. Н.Б.Кузнецов М.: ГЕОС, 2010. т.1. с. 160-163.
- 68. Гиоргобиани, Т.В. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм её формирования / Т.В. Гиоргобиани, Д.П. Закарая Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60 с.
- 69. Гончаров, М.А. Модель адвективных складчатых деформаций и ее возможные природные аналоги / М.А. Гончаров // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 11. С. 13-23.
- 70. Гончаров, М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование / М.А. Гончаров М.: Недра, 1979. 246 с.
- 71. Гончаров, М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. / М.А. Гончаров М.: Недра, 1988. - 264 с.
- 72. Гончаров, М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы / М.А. Гончаров // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19-29.
- 73. Гончаров, М.А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем / М.А. Гончаров // Геология. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. С. 13–17.

- 74. Гончаров, М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: сочетание фиксизма и мобилизма / М.А. Гончаров // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1997. Т.72. вып. 6. С. 13-21.
- 75. Гончаров, Моделирование глубинной метаморфогенной складчатости с применением центрифуги / М.А. Гончаров, Ю.М. Горелов //Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика): вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975 С. 260-268.
- 76. Гончаров, М.А. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта / М.А. Гончаров, А. Г. Малюжинец, Н.С. Фролова // Отчёт о результатах полевых работ 1972-1979 гг. М: МГУ: рукопись. 1988. 342 с.
- 77. Гончаров, М.А., Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность / М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, В.А. Галкин, Н.С. Фролова // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49-60.
- 78. Гончаров, М.А. Введение в тектонофизику : учебное пособие / М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, Н.С. Фролова // М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
- 79. Горбатиков, А.В. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм / А.В. Горбатиков, М.Ю. Степанова, Г.Е. Кораблев // Физика Земли. 2008. № 7. С.66–84.
- 80. Грачев, А.Ф. Карпато-Балканский регион / А.Ф. Грачев // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии : Ред. А.Ф. Грачев М.: Пробел. 2000. С. 57-63.
- 81. Григорьев, А.С. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) / А.С. Григорьев, В.П. Ионкин // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3-34.
- 82. Григорьев, А.С. Об образовании и напряженном состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды / А.С. Григорьев, В.П. Ионкин // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 12. С. 26-34.
- 83. Громин, В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции / В.И. Громин // Труды ИгиГ, СО АН СССР. вып. 109. М.: Наука, 1970. 122 с.
- 84. Громин, В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции на примере Восточного Забайкалья / В.И. Громин М: Наука, 1977. 144 с.
- 85. Грохольский, А.Л. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов / А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76-94.
- 86. Гутерман, В.Г. Вертикальные тектонические движения и их следствия (результаты физического моделирования): дисс... д-ра. геол.-мин. наук 01.04.12 / Гутерман Валентин Григорьевич.: Ин-т геофизики АН УССР. Киев, 1986. 346 с.

- 87. Гутерман, В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования) / В.Г. Гутерман Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.
- 88. Добровольский, И.П. К вопросу о природе напряжений и деформаций субгоризонтального сжатия в подвижном поясе / И.П. Добровольский, В.И. Шевченко // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 2006. № 2. С. 46–49.
- 89. Дотдуев, С.И. О покровном строении Большого Кавказа / С.И. Дотдуев // Геотектоника. 1986. № 5. С.94-106.
- 90. Ержанов, Ж.С. Механико-математическая модель процесса образования полной складчатости / Ж.С. Ержанов, А.К. Егоров // Применение математических методов в геологии Алма-Ата: Наука, АН КазССР. 1968.
- 91. Ержанов, Ж.С. Теория складкообразования в земной коре / Ж.С. Ержанов, А.К. Егоров И.А. Гарагаш, А. Искакбаев, К. Коксалов М.: Наука. 1975. 240 с.
- 92. Захаров, С.А. Генезис покровной складчатости / С.А. Захаров : АН Таджикской ССР. Институт геологии. Душанбе: Дониш, 1979. 168 с.
- 93. Зоненшайн, Л.П. Исчезнувший океан Тетис / Л.П. Зоненшайн // Вестник АН СССР. 1988. № 4. С. 59-70.
- 94. Исаев, Б.М. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы юго-восточного Кавказа / Б.М. Исаев, Т.Г. Гаджиев, С.А. Али-Заде, Т.Н. Кенгерли // Геотектоника. № 1. 1981. С. 70-84.
- 95. Караулов, В.Б. Мобилизм, фиксизм и конкретная тектоника / В.Б. Караулов // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 3. С. 3-13.
- 96. Караулов, В.Б. Начало конца плейттектонической эпидемии / В.Б. Караулов // Известия вузов. Геология и разведка. -2005. -№ 1. C. 70-71.
- 97. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5000000 // Гл. ред. А. Ф. Грачев. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 12 листов.
- 98. Кириллова, И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости / И.В. Кириллова // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 78–109.
- 99. Кириллова, И.В. Увеличение объема горных пород одна из возможных причин тектонических деформаций / И.В. Кириллова // Известия АН СССР. Сер. геол. 1963. № 1. С. 93-101.
- 100. Кириллова, И.В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе / И.В. Кириллова // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966. т. XLI. № 3. С. 84-95.

- 101. Кириллова, И. В. К вопросу об условиях образования мелких дисгармоничных складок во флишевой зоне (на примере южного склона Большого Кавказа) / И.В. Кириллова // Геотектоника. 1968. № 2. С. 3—18.
- 102. Кирмасов, А.Б. Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации / А.Б. Кирмасов // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 12-20.
- 103. Клоос, Э. Деформации оолитов в складке Южных гор, Мериленд / Эрнст Клоос // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 96-156.
- 104. Конов А.Г. Оценка горизонтального сокращения Бодайбинского синклинория методом восстановления геометрии структурных доменов / А.Г. Конов, В.Н. Войтенко // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы третьей молодежной школы-семинара. М.: ИФЗ. 2013. т.1. С. 126-128.
- 105. Копп, М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов /
   М.Л. Копп // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1986. Т. 56. № 2. С. 14-28.
- 106. Копп, М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов / М.Л. Копп // Геотектоника. 1991. № 1. С. 21-36.
- 107. Копп, М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском поясе / М.Л. Копп. М.: Научный Мир, 1997. 314 с.
- Краснопевцева, Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона / Г.В.
   Краснопевцева М.: Наука, 1984. 109 с.
- 109. Краснопевцева, Г.В. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное–Бакуриани на Кавказе / Г.В. Краснопевцева, Б.А. Матушкин, В.И. Шевченко // Советская геология. 1970. № 8. С. 113-120.
- 110. Кузьмин, Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании / Ю.О. Кузьмин. М.: Агентство Экономических Новостей, 1999. 220 с.
- 111. Лаврищев, В.А., Греков, И.И. Тектонические покровы Западного Кавказа / В.А. Лаврищев, И.И. Греков // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 57–64.
- Лаврищев, В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка // В.А. Лаврищев, И.И., Греков, А.Н. Башкиров и др. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 135 с.

- 114. Лебедева, Н.Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области / Н.Б. Лебедева // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд. АН СССР, 1962. С. 284-288.
- 115. Лебедева, Н.Б. Опыт моделирования складчатой зоны / Н.Б. Лебедева // Сов. Геология. 1966. № 2. С. 70-77.
- 116. Лебедева, Н.Б. Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа / Н.Б. Лебедева // Вопросы геономии (Кора и верхняя мантия Земли). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. С. 130-147.
- 117. Леонов, М.Г. Дикий флиш Альпийской области / М.Г. Леонов. М.: Тр. ГИН АН СССР, 1975. Вып. 199. 140 с.
- 118. Леонов, М.Г. Структурные парагенезы объемного течения при деформации фундамента платформ и подвижных поясов / М.Г. Леонов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. с. 85-87.
- 119. Леонов, М.Г. Тектоника консолидированной земной коры / М.Г. Леонов // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. с. 227-252.
- 120. Леонов, М.Г. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли: факт существования, структура, концептуальные построения / М.Г. Леонов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН : материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009. т.1 с. 439-448.
- 121. Леонов, М.Г. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) / М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, М.Л. Сомин // Геотектоника. 1996. № 1. С. 1-11.
- 122. 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") / Ю.Г. Леонов // Геотектоника. 1989. № 6. С. 117-119.
- 123. Леонов, Ю.Г. О некоторых особенностях геологии на современном этапе / Ю.Г. Леонов // История наук о Земле. Институт истории естествознания и техники РАН. М.: ИИЕТ РАН, 2009. С. 9-27.
- 124. Лобковский, Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- 125. Лукьянов, А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы / А.В. Лукьянов // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105-146.
- 126. Лукьянов, А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях / А.В. Лукьянов // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: тезисы докл. II Всесоюзного симпозиума. Киев: ИГ АН УССР, 1987. С. 108-109.

- 127. Лукьянов, А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере / А.В. Лукьянов. М.: Наука. 1991а. 144 с.
- 128. Лукьянов, А.В. Стрейн-анализ метод количественного изучения тектонических деформаций / А.В. Лукьянов // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. Думка, 1991б. С. 126-131.
- 129. Лукьянов, А.В. Парагенетический анализ структур в решении задач теоретической и практической геологии / А.В. Лукьянов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 87-90.
- 130. Лукьянов, А.В., Щерба, И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей / А.В. Лукьянов, И.Г. Щерба // Тектоника Сибири. Т.V. М.: Наука, 1972. С. 15-24.
- 131. Лучицкий, И.В. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур / И.В., Лучицкий, В.И, Громин, Г.Д. Ушаков Новосибирск: Наука, 1967. 75 с.
- 132. Малюжинец А.Г. Способы оценки величины продольного сокращения складчатой толщи / А.Г. Малюжинец : автореф. доклада 23 апреля 1975 // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1975. т 1. 50. № 6. С. 148-149.
- 133. Малюжинец А.Г. Кинематическое моделирование больших тектонических деформаций. / А.Г. Малюжинец // Изв. ВУЗов, геол. и разв. 1980. 8. С. 26-31.
- 134. Малюжинец, А.Г. Метаморфические аналоги позднего флиша Таласского хребта и обстановка его накопления / А.Г. Малюжинец // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 134-149.
- 135. Маринин, А.В. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа / А.В. Маринин, Л.М. Расцветаев // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН : ред. Ю.Л. Ребецкого. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 191-224.
- 136. Маринин, А.В., Реконструкция палеонапряжений Северо-Западного Кавказа двумя независимыми группами исследователей / А.В. Маринин, А. Сейнто // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. : материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН. 2009. т.1 С. 295-301.
- 137. Маринин А.В. Структурные признаки удлинения на западном погружении Большого Кавказа / А.В. Маринин, Л.А. Сим // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения : материалы XLVI Тектонического совещания.— М.: Геос, 2014 Т.1. С. 252 257.
- 138. Милановский, Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа / Е.Е. Милановский М.: Недра, 1968. 483 с.

- 139. Милановский, Е.Е. Геологическое строение Кавказа. / Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин М.: Изд-во МГУ, 1963.-357 с.
- 140. Морозов, Ю.А. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей в условиях транспрессии и транстенсии / Ю.А. Морозов, Т.М. Гептнер // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
- 141. Наймарк, А.А. Возможны и нужны ли теории в геологии? / А.А. Наймарк // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 63-69.
- 142. Наймарк, А.А. Полвека дискуссии фиксистов и неомобилистов: анализ реальности или гипотез, поиски истины или «удобной» теории? / А.А. Наймарк // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. С. 177-187.
- 143. Несмеянов, С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа / С.А. Несмеянов. М.: Недра, 1992. 254 с.
- 144. Никишин, А.М. Геологическая история западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза / А.М. Никишин, А.В. Ершов, В.А. Никишин // Доклады Академии Наук. 2010. Т.430. №4. С. 515-517.
- 145. Николя, А. Основы деформации горных пород : Пер. с англ. / Адольф Николя. М.: Мир, 1992. 167 с.
- 146. Овсюченко, А.Н. Сейсмотектоника и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома / А.Н. Овсюченко, А.В. Горбатиков, М.Ю. Степанова, Н.В. Ларин, Е.А. Рогожин // Геофизические Исследования. 2011. т. 12. № 1. С.47-59.
- 147. Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ : сб. статей : 2-е изд. М.: Недра, 1977. – 271 с.
- 148. Павленкова, Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) / Г.А. Павленкова // Физика Земли. 2012. №5. С. 16-25.
- 149. Панов, Д.И. Стратиграфия, фации и структура нижне- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем / Д.И. Панов // Геология Центрального и Западного Кавказа : серия Труды Кавказской экспедиции МГУ. М.: Гостоптехиздат, 1962. том 3. С. 71-111.
- 150. Панов, Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) / Д.И. Панов // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63. № 1. С. 13-24.
- 151. Панов, Д.И., Гущин, А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений / Д.И. Панов, А.И. Гущин // Геология и полезные ископаемые

- Большого Кавказа: Под ред. Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
- 152. Панов, Д.И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) / Д.И. Панов, А.И. Гущин // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1993. Т.68. Вып. 1. С. 48-64.
- 153. Панов, Д.И., Ломизе, М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) / Д.И. Панов, М.Г. Ломизе // Большой Кавказ в альпийскую эпоху: Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 39-110.
- 154. Паталаха, Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия / Е.И. Паталаха. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- 155. Паталаха, Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. / Е.И. Паталаха. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- 156. Паталаха, Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (Обоснование, методика, приложение). / Е.И. Паталаха. М.: Недра, 1985. 169 с.
- 157. Паталаха, Е.И., Гарагаш, И.А. Сдвиговое течение, листрические разломы, малые складки

   физико-математический аспект / Е.И. Паталаха, И.А. Гарагаш. Алма-Ата: АН КазССР,
   1988. 56 с.
- 158. Паталаха, Е.И. Приразломное смятие (сдвиговое течение) и складкообразование / Е.И. Паталаха, И.А. Гарагаш // Геотектоника.  $1990. N_{\odot} 6. C. 69-73.$
- 159. Паталаха, Е.И. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). / Е.И. Паталаха, Т.В. Гиоргобиани. Алма-Ата: Наука. КазССР, 1975. 196 с.
- 160. Паталаха, Е.И, Лукиенко, А.И., Гончар, В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур / Е.И Паталаха, А.И. Лукиенко, В.В. Гончар. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- 161. Паталаха, Е.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан) / Е.И., Паталаха, А.В., Смирнов, А.И. Поляков. Алма-Ата: Наука. Каз. ССР, 1974. 208 с.
- 162. Попков, В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азовско-Черноморский регион) / В.И. Попков – М.: Науч. мир, 2001. – 136 с.
- 163. Попков, В.И. Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона / В.И. Попков // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания: отв. ред. Карягин Ю.В. М.: Геос, 2005. Т. 2. С. 107-109
- 164. Попков, В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа / В.И. Попков // Доклады Академии наук. -2006. Т. 411. №. 2. С. 223-226.

- 165. Проблемы геодинамики Кавказа : сб. статей / Ред. М.В. Муратов, Ш.А. Адамия. М.: Изд-во Наука, 1982. 132 с.
- 166. Прокопьев, А.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика): Учеб. пособие / А.В. Прокопьев, В.Ю. Фридовский, В.В. Гайдук. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
- 167. Пруцкий, Н.И. Северо-Западный Кавказ в мезозое / Н.И. Пруцкий, В.А. Лаврищев // Геодинамика Кавказа : Под ред. А.А. Белова, М.А. Сатиана. М.: Наука, 1989. С. 92-98.
- 168. Работнов, Ю.Н. Сопротивление материалов / Ю.Н. Работнов. М.: Физматгиз, 1962. 456 с.
- 169. Растворова, В.А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа // Бюлл. МОИП, отд. геол. -1963. -T.38. -C.65-83.
- 170. Расцветаев, Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация / Л.М. Расцветаев // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука. 1980. С. 145–197.
- 171. Расцветаев, Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация / Л.М. Расцветаев // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904-909.
- 172. Расцветаев, Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа / Л.М. Расцветаев // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987а. С. 69-96.
- 173. Расцветаев, Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Л.М. Расцветаев // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987б. С. 173-235.
- 174. Расцветаев, Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур / Л.М. Расцветаев // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.
- 175. Расцветаев, Л.М. Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики / Л.М. Расцветаев // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
- 176. Расцветаев, Л.М. Дизьюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа / Л.М. Расцветаев, А.В., Маринин, Т.Ю. Тверитинова // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 147–153.
- 177. Расцветаев, Л.М. Позднеальпийские дизьюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа / Л.М. Расцветаев, А.В. Маринин, Т.Ю. Тверитинова // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31-40.
- 178. Резанов, И.А. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей / И.А. Резанов, В.И. Шевченко М.: Недра. 1978. 183 с.
- 179. Ренгартен, Н.В. Геолого-литологические исследования лейассовых отложений на Северном склоне Центрального Кавказа / Н.В. Ренгартен, З.М. Старостина // Геология и полезные ископаемые средней части Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН ССР, 1956. С. 51-87.

- 180. Ребецкий, Ю.Л. Тектонофизические совещания в СССР и России: информация накануне Третьей тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле" (Москва, 8–12 октября 2012 г) / Ю.Л. Ребецкий, М.А. Гончаров, Ю.О. Кузьмин, К.Ж. Семинский, С.И. Шерман // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3.– № 3. С. 309-314.
- 181. Ребецкий, Ю.Л. Уравнения состояния и особенности эволюции деформационной анизотропии слоистых массивов в процессе складкообразования (математическое моделирование) / Ю.Л. Ребецкий, О.И. Гущенко // Физика Земли. 1995. № 8. С. 13-31.
- 182. Ребецкий, Ю.Л. Конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» / Ю.Л. Ребецкий, Ф.Л. Яковлев // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. С. 216-219.
- 183. Рогожин, Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. / Е.А. Рогожин. М.: Наука, 1977. 98 с.
- 184. Рогожин, Е.А. Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости полной складчатости / Е.А. Рогожин // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 78-93.
- 185. Рогожин, Е.А. Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования / Е.А. Рогожин // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107-133.
- 186. Рогожин, Е.А. Складчатость Южного Тянь-Шаня / Е.А. Рогожин // Геотектоника. 1993.
   № 1. С. 57-67.
- 187. Рогожин, Е.А. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа / Е.А. Рогожин, В.Н. Шолпо // Геотектоника. 1988а. № 5. С. 79-93.
- 188. Рогожин, Е.А. Происхождение складчатости Большого Кавказа— проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В. Е. Хаина по статье «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа») / Е.А. Рогожин, В.Н. Шолпо // Геотектоника. − 1988б. − № 5. − С. 111.
- 189. Рогожин, Е.А. Общие соображения и происхождение складчатости (ответ Ю.Г.Леонову)/ Е.А. Рогожин, В.Н. Шолпо // Геотектоника. 1989б. № 6. С.119-121.
- 190. Рогожин, Е.А. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа / Е.А. Рогожин, Ф.Л. Яковлев // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87-98.
- 191. Рогожин, Е.А. Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения / Е.А. Рогожин, А.В. Горбатиков, И.Б. Заалишвили, М.Ю. Степанова, Н.В. Зайцева, Ю.В. Харазова // материалы XLVI Тектонического совещания. Т.2. М.: Геос, 2014. С. 125-130.

- 192. Родыгин, А.И. Методы стрейн-анализа. / А.И. Родыгин. Томск: ТГУ, 1996. 170 с.
- 193. Рябухин, А.Г. «Фиксизм-мобилизм» дискуссии о приоритете вертикальных и горизонтальных движений в тектоносфере земли (методологические аспекты) / А.Г. Рябухин // Вестник Моск. Унив. сер. 4, Геология. 2006. № 3. С. 3-8.
- 194. де Ситтер, Л. У. Структурная геология : пер. с англ. / Л.У. де Ситтер. М.: Иностранная литература, 1960. 474 с.
- 195. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: Изд-во AH СССР, 1962. 333с.
- 196. Сомин, М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа / М.Л. Сомин. М.: Наука, 1971. 246 с.
- 197. Сомин, М.Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа / М.Л. Сомин. // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, С. 122—129.
- 198. Сомин, М.Л. Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах / М.Л. Сомин // Докл. РАН, 1994а. Т. 336, № 3. С. 376-379.
- 199. Сомин, М.Л. Адвекционная гипотеза складкообразования на Большом Кавказе в свете данных о деформациях его фундамента (по поводу статьи В.Н. Шолпо "Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинориев Большого Кавказа") / М.Л. Сомин // Геотектоника. 1994б. № 5. С. 91-94.
- 200. Сомин, М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа / М.Л. Сомин // Докл. РАН. 2000а. Т. 375. № 5. С. 662-665.
- 201. Сомин, М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах / М.Л. Сомин // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Всерос. тект. совещ. М.: ГЕОС. 2000б. С. 497-500.
- 202. Сомин, М.Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы : автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук: 25.00.01 / М.Л. Сомин ; Институт физики Земли РАН. М.: ГИН РАН, 2007. 58 с.
- 203. Сомин, М.Л. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа / М.Л. Сомин, А.А. Белов // Геотектоника. 1967. №1. С. 41-50.
- 204. Сомин, М.Л., Соотношение фундамент-чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа / М.Л. Сомин, Ю.П. Видяпин // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62—69.
- 205. Сорский, А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа / А.А. Сорский // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 9-41.

- 206. Сорский, А.А. К вопросу об инверсии геотектонического режима на Кавказе альпийском цикле / А.А. Сорский // Бюлл. МОИП, отд. геол. -1963. т. 38, № 5. С. 47-56.
- 207. Сорский, А.А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования / А.А. Сорский // Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964. С. 308-317.
- 208. Сорский, А.А. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с. его глубинной структурой / А.А. Сорский // Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966. С. 22-34.
- 209. Сорский, А.А. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана. / А.А. Сорский, В.Н. Шолпо // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 134-170.
- 210. Талицкий, В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде / В.Г. Талицкий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27-33.
- 211. Талицкий, В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды / В.Г. Талицкий // Геотектоника. -1994. -№ 6. С. 78-84.
- 212. Талицкий, В.Г. Механизмы деформаций и структурообразование в неоднородной геологической среде (на примере происхождения структур малых форм) : автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук : 04.00.04 / В.Г. Талицкий ; МГУ М.: МГУ, 1992. 38 с.
- 213. Талицкий, В.Г. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования / В.Г. Талицкий В.А. Галкин // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61-70.
- 214. Талицкий, В.Г. Физическое моделирование механизмов тектогенеза на средах с исходными структурами / В.Г. Талицкий В.А. Галкин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997а. С. 189–204.
- 215. Талицкий, В.Г. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза / В.Г. Талицкий, В.А. Галкин // Геотектоника. 19976. № 1. C.82—89.
- 216. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000): Под ред. В.Е.Хаина и В.И.Попкова. Краснодар:: Кубан. Гос. Ун-т., 2009. 213 с.
- 217. Тимошкина, Е.П. Формирование системы ороген предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по Северному Предкавказью / Е.П. Тимошкина, Ю.Г. Леонов, В.О. Михайлов // Геотектоника. 2010. №5. С. 3-20.
- 218. Тихоцкий С.А. Строение очаговой зоны Рачинского (1991 г.) землетрясения по данным локальной сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды / С.А. Тихоцкий, И.В. Фокин, Д.Ю. Шур, С.С. Арефьев // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 1. С. 5–33.

- 219. Толстая, Е.В. Деформации складчатых комплексов (математическое моделирование) / Е.В. Толстая, Ю.Л. Ребецкий // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 420-430.
- 220. Трифонов, В.Г. Проблемы горообразования (Альпийско-Гималайский пояс) / В.Г. Трифонов // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН : материалы докладов конференции 8-12 октября 2012. М.: ИФЗ РАН, 2012. т. 1. С. 99-109.
- 221. Трифонов, В.Г. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане / В.Г. Трифонов, Е.В. Артюшков, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов, А.В. Миколайчук, Ф.А. Вишняков // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
- 222. Трифонов, В.Г. Новейшее горообразование центральной части Альпийско-Гималайского пояса / В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов //Геотектоника. 2012. №. 5. С. 3—21.
- 223. Тучкова, М.И. Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (осадконакопление, минеральный состав, вторичные преобразования) палеогеографические и геодинамические следствия/ М.И. Тучкова // Большой Кавказ в альпийскую эпоху: монография: ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 141-214.
- 224. Фролова, Н.С. Влияние метаморфизма на деформационные свойства пород (на примере Таласского Алатау) / Н.С. Фролова // Геотектоника. 1982. № 4. С. 18-24.
- 225. Хаин, В.Е. Общая геотектоника / В.Е. Хаин. М.: Недра, 1973. 315 с.
- 226. Хаин, В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс / В.Е. Хаин. – М.: Недра, 1984. – 344 с.
- 227. Хаин, В.Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф.Л. Яковлева "Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)") / В.Е. Хаин // Геотектоника. − 1987. − № 4. − С. 122-124.
- 228. Хаин, В.Е. Некоторые замечания к статье Е.А. Рогожина и В.Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа» / В.Е. Хаин // Геотектоника. 1988. № 5. С. 110.
- 229. Хаин, В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли / В.Е. Хаин // Геотектоника. − 2006. − № 5. − С. 324.
- 230. Хаин, В.Е. Геодинамические системы и циклы / В.Е. Хаин, М.А. Гончаров // Планета Земля. От ядра до ионосферы : учебное пособие / В.Е. Хаин, Н.В. Короновский. Раздел 2.3. М.: КДУ, 2007. С. 34–59.
- 231. Хаин, В.Е., Геотектоника с основами геодинамики / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. М.: КДУ, 2005. 578 с.

- 232. Хаин, В.Е., Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа / В.Е. Хаин, А.Н. Шарданов // Материалы по геологии СВ Азербайджана. Баку: Изд. АН Азерб. ССР. 1957. С.143-317.
- 233. Хисамов, Р.С. Современная геодинамика и сейсмичность юго-востока Татарстана / Р.С. Хисамов, Н.С. Гатиятуллин, Ю.О. Кузьмин и др. Казань: Изд-во ФЭН Академии наук РТ 2012. 240 с.
- 234. Худолей, А.К. Деформационные структуры и их элементы / А.К. Худолей // 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.
- 235. Худолей, А.К. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) / А.К. Худолей, С.А. Семилеткин // Геотектоника. 1992. № 1. С. 84-93.
- 236. Шевченко, В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа) / В.И. Шевченко М.: Наука, 1984. 161 с.
- 237. Шевченко, В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия. / В.И. Шевченко // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14–25.
- 238. Шеменда, А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов / А.И. Шеменда // Геология и геофизика. − 1983. № 10. С. 10-19.
- 239. Шемпелев, А.Г. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир / А.Г. Шемпелев, Н.И. Пруцкий, И.С. Фельдман, С.У. Кухмазов // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: материалы науч. совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 316–320.
- 240. Шемпелев, А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус Кавказские Минеральные Воды) / А.Г. Шемпелев, В.Я. Пьянков, В.А. Лыгин, С.У., Кухмазов, А.Г. Морозова // Региональная геология и металлогения. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ 2005. № 25. С. 178–185.
- 241. Шерман, С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. / С.И. Шерман. Новосибирск: Наука CO, 1977. 102 с.
- 242. Шерман, С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия / С.И. Шерман // Геология и геофизика. 1984. No 3. C. 8–18.
- 243. Шерман, С.И. Разломообразование в литосфере: 35 лет иркутской тектонофизической школе / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков. Геодинамика и Тектонофизика. 2014. 5. 2. С. 329–352.

- 244. Шерман, С.И. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, В.Ю. Буддо, Р.М. Лобацкая, А.Н. Адамович, В.А. Трусков, А.А. Бабичев. Новосибирск: Наука. СО, 1991. 261 с.
- 245. Шолпо, В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана / В.Н. Шолпо. М.: Наука, 1964. 167 с.
- 246. Шолпо, В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа / В.Н. Шолпо. М.: Недра, 1978.-176 с.
- 247. Шолпо, В.Н. Земля раскрывает свои тайны: (О геотектонике) / В.Н. Шолпо. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1988. 142 с.
- 248. Шолпо, В.Н. Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинориев Большого Кавказа / В.Н. Шолпо // Геотектоника. 1993а. № 3. С. 90-97.
- 249. Шолпо, В.Н. Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов / В.Н. Шолпо // Геотектоника. 1993б. № 4. С. 3-18.
- 250. Шолпо, В.Н. «Простая логика» и гипотеза адвекции / В.Н. Шолпо // Геотектоника. 1994.– № 5. С. 95.
- 251. Шолпо, В.Н. Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели / В.Н. Шолпо // Геотектоника. 2002. № 2. С. 3-14.
- 252. Шолпо, В.Н. Эмпирические обобщения и парадигмы в геотектонике / В.Н. Шолпо // Бюлл. МОИП, отд. геол. -2003. Вып. 78., № 5. С. 3-14.
- 253. Шолпо, В.Н. Прогрессивная роль противоречий. / В.Н. Шолпо // Отечественная геология. 2004a. № 2. C. 6.
- 254. Шолпо, В.Н. Роль эмпирических обобщений и гипотез в геотектонике / В.Н. Шолпо // Отечественная геология. -2004б. № 2. С. 7.
- 255. Шолпо, В.Н. Анализ палеотектонических реконструкций. / В.Н. Шолпо // Геотектоника. 2005. – № 3. – С. 80-93.
- 256. Шолпо, В.Н. Складчатость Большого Кавказа / В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожин, М.А. Гончаров. М.: Наука, 1993. 192 с.
- 257. Шурыгин, А.М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа / А.М. Шурыгин. М.: Изд. АН СССР, 1962. 140 с.
- 258. Щерба, И.Г. Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа / И.Г. Щерба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа: сб. науч. трудов. М.: Наука, 1987. С. 191-200.
- 259. Эз, В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид / В.В. Эз // «Геотектоника». 1967. № 3. С. 69 81.

- 260. Эз, В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита / В.В. Эз // «МГК. ХХШ сессия.», Докл. сов. геол., проблема 4. М.: «Наука», 1968. С. 74—77.
- 261. Эз, В.В. Существуют ли складки скалывания и складки волочения? / В.В. Эз // «Геотектоника». 1969. № 3. С. 52 61.
- 262. Эз, В.В. Значение тектонических исследований для разработки детальной стратиграфии глубоко метаморфизованных толщ на примере беломорского комплекса / В.В. Эз // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита: сб. науч. работ. Л.: "Наука" Ленинградское отд., 1971. С. 100-107.
- 263. Эз, В.В. Структурная геология метаморфических комплексов / В.В. Эз. М.: Недра, 1978. 192 с.
- 264. Эз, В.В. Складкообразование в земной коре / В.В. Эз. М.: Недра, 1985. 191 с.
- 265. Эз, В.В. Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг / В.В. Эз. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 624-627.
- 266. Эз, В.В. Законы механики как основа изучения тектонических деформаций / В.В. Эз // Научные труды. М.: ИФЗ РАН, 2009а. С. 113-110.
- 267. Эз, В.В. Заблуждения и предрассудки в анализе тектонических структур (геометрический и физический аспект) / В.В. Эз // Научные труды. М.: ИФЗ РАН. 2009б. С. 111-180.
- 268. Эз, В.В. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. / В.В. Эз, Д.Е. Гафт, В.И. Кузнецов М.: Наука, 1965. 102 с.
- 269. Эз, В.В. Наложенные складки в ольхонской серии Западного Прибайкалья / В.В. Эз, Т.М. Гептнер, Ю.А. Морозов // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 415-418.
- 270. Эз, В.В. Основные этапы развития Байкальского метаморфического пояса / В.В. Эз, А.С. Ескин, АИ. Смульская, Ю.А. Морозов // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: Тез. докл. Совещания. Иркутск: Сиб. отд. АН СССР; Мингеологии СССР; Мингеологии РСФСР, 1974. С. 24-27.
- 271. Эз, В.В. Эндогенные процессы в развитии древней земной коры Западного Прибайкалья / В.В. Эз, А.С. Ескин, Ю.А. Морозов. // Региональная тектоника раннего докембрия СССР: материалы науч. совещания. Л.: Наука, 1980. С. 159-167.
- 272. Юнга, С.Л. Памиро-Тянь-Шаньский регион / С.Л. Юнга, Ф.Л. Яковлев // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. Разд. 13.4. С. 431-434.
- 273. Яковлев, Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам / Ф.Л. Яковлев // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1978. Т.53(5). С. 43-52.

- 274. Яковлев, Ф.Л. Механизм складкообразования на примере флишевого синклинория южного склона Большого Кавказа : дисс. канд. геол.-мин. наук : 04.00.04 / Ф.Л. Яковлев ; МГУ. М.: МГУ, 1979. 101 с.
- 275. Яковлев, Ф.Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок / Ф.Л. Яковлев // Математические методы анализа геологических явлений: сб. науч. работ. М.: Наука, 1981. С. 70-76.
- 276. Яковлев, Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) / Ф.Л. Яковлев // Геотектоника. – 1987а. – № 4. – С. 31-48.
- 277. Яковлев, Ф.Л. К вопросу о факторах складкообразования / Ф.Л. Яковлев // Геотектоника. -19876. -№ 4. C. 124-125.
- 278. Яковлев, Ф.Л. Исследование кинематических характеристик линейной складчатости на примере Большого Кавказа / Ф.Л. Яковлев // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика : материалы науч. совещания. Киев: Наукова думка, 1991. С. 181 186.
- 279. Яковлев, Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа) / Ф.Л. Яковлев. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- 280. Яковлев, Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) / Ф.Л. Яковлев // Тектонофизика сегодня: сб. науч. работ. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311-332.
- 281. Яковлев, Ф.Л. Механизмы образования линейной складчатости в структурах разного ранга модели и природные примеры / Ф.Л. Яковлев // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность : материалы науч. совещания. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2003. С. 216-220.
- 282. Яковлев, Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Доклады Академии Наук. 2008а. т. 422, № 3. С. 371–376.
- 283. Яковлев, Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости / Ф.Л. Яковлев // Геофизические Исследования. 2008б. т. 9, № 1. С. 56-75.
- 284. Яковлев, Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций / Ф.Л. Яковлев // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: сб. науч. работ. – М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008в. С. 335 – 345.
- 285. Яковлев, Ф.Л. Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: сб. науч. работ. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008г. С. 149 188.

- 286. Яковлев, Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа / Ф.Л. Яковлев // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008д. Т.2. С. 510-515.
- 287. Яковлев, Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования / Ф.Л. Яковлев // Физика Земли. 2009а. №. 11. С. 1023–1034.
- 288. Яковлев, Ф.Л. Тектонофизические методы изучения структур линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Современная тектонофизика. Методы и результаты: материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН, 2009б. С. 318-347.
- 289. Яковлев, Ф.Л. Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций / Ф.Л. Яковлев // «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН.»: материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009в. Т. 1. С. 439-448.
- 290. Яковлев, Ф.Л. Опыт типологии разрывов в структурах линейной складчатости на примере Большого Кавказа / Ф.Л. Яковлев // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: материалы науч. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009г. С. 128-131.
- 291. Яковлев, Ф.Л. Деформационный многоранговый анализ и структурные парагенезы: сравнение подходов и результатов / Ф.Л. Яковлев // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010a. № 2. выпуск № 16. С. 179-193.
- 292. Яковлев, Ф.Л. Сравнение методологических подходов к решению проблемы строения зон линейной складчатости внутренних частей подвижных поясов (на примере Большого Кавказа) / Ф.Л. Яковлев // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010б. Т.2. С. 476-480.
- 293. Яковлев, Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012а. № 1. С. 191-214.
- 294. Яковлев, Ф.Л. Сбалансированная структура восточной части альпийского осадочного чехла Большого Кавказа по данным анализа деформаций в линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН: материалы докладов конференции 8-12 октября 2012. М.: ИФЗ РАН, 2012б. Т.2. С. 77-81.
- 295. Яковлев, Ф.Л. О соотношении деформации сокращения в складчатом домене и в компетентном слое / Ф.Л. Яковлев, В.Н. Войтенко, А.К. Худолей А.В. Маринин //

- Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т.II. С. 325-329.
- 296. Яковлев, Ф.Л. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) / Ф.Л. Яковлев, А.В. Маринин, Л.А. Сим, П.П. Гордеев // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: сб. нучн. работ. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 319 333.
- 297. Яковлев, Ф.Л. О монографии М.В. Гзовского «Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория» / Ф.Л. Яковлев, Д.Н. Осокина // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 54-56.
- 298. Яковлев, Ф.Л. Оценки сокращения земной коры при горообразовании на примере Памиро-Тяньшаньского и Алтае-Монгольского региона. / Ф.Л. Яковлев, С.Л. Юнга // Российский журнал наук о Земле. Том 3, № 5. 2001б. (<a href="http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01072/rje01072.htm">http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01072/rje01072.htm</a>)
- 299. Яковлев, Ф.Л. Процессы складкообразования и горообразования в аспекте перемещения границы Мохо по столбу пород литосферы / Ф.Л. Яковлев, С.Л. Юнга // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле: материалы совещания. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 57-58.
- 300. Яковлев, Ф.Л. О расширении представлений о механизмах горообразования на примере исследований структур Памирского синтаксиса и Большого Кавказа / Ф.Л. Яковлев, С.Л. Юнга // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания М.: ГЕОС, 2010. Т.2. С. 481-485.
- 301. Ярошевский, В. Тектоника разрывов и складок / В. Ярошевский. М.: Недра. 1981. 245 с.
- 302. Abbassi, M.R. Single layer buckle folding in non-linear materials: I. Experimental study of fold development from an isolated initial perturbation / M.R. Abbassi, N.S. Mancktelow // Journal of Structural Geology. 1992. 14 (1). P. 85–104.
- 303. Adamia, Sh. Great Caucasus (Cavcasioni): a long-lived North-Tethyan back-arc basin / Sh. Adamia, V. Alania, A. Chabukiani, Z. Kutelia, N. Sadradze // Turkish Journal Of Earth Sciences. 2011. v. 20. P. 611–628.
- 304. Adamuszek, M. Fold geometry toolbox–Automated determination of fold shape, shortening, and material properties / M. Adamuszek, D.W. Schmid, M. Dabrowski // Journal of Structural Geology. 2011. v. 33. N. 9. P. 1406-1416.
- 305. Adamuszek, M. Theoretical analysis of large amplitude folding of a single viscous layer / M. Adamuszek, D.W. Schmid, M. Dabrowski // Journal of Structural Geology. 2013. v. 48. P. 137-152.

- 306. Aller, J. Total bulk strain in flattened parallel folds / J. Aller, N.C. Bobillo-Ares, F. Bastida, R.J. Lisle // Journal of Structural Geology. 2008. 30. P. 827-838.
- 307. Avouac, J.-Ph. Kinematic model of active deformation in Central Asia / J.-Ph. Avouac, P. Tapponnier // Geophysical Research Letters. 1993. 20. P. 895–898.
- 308. Bastida, F. Fold geometry: a basis for their kinematical analysis / F. Bastida, J. Aller, N.C Bobillo-Ares, N.C. Toimil // Earth-Science Reviews. 2005. 70. P. 129-164.
- 309. Bastida, F. Analysis of folding by superposition of strain patterns / F. Bastida, N.C. Bobillo-Ares, J. Aller, N.C. Toimil // Journal of Structural Geology. 2003. 25. P. 1121-1139.
- 310. Billings, M.P. Diastrophism and mountain building / M.P. Billings // Geological Society of America Bulletin. 1960. 71. P. 363–398.
- 311. Biot, M.A. Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression / Biot M.A. // Proceedings of the Royal Society London. 1957. A242. P. 111-454
- 312. Biot, M.A. Instability of a continuously inhomogeneous visco-elastic half space under initial stress / M.A. Biot // Journal of the Franklin Institute. 1960. v. 270. N. 3. P. 190-201.
- 313. Biot, M.A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis / M.A. Biot // Geological Society of America Bulletin. 1961. 72. P. 1595-1620.
- 314. Biot, M.A. Theory of internal buckling of a confined multilayered structure / M.A. Biot // Geological Society of America Bulletin. 1964. 75. P. 563-568.
- 315. Bobillo-Ares, N.C. On tangential longitudinal strain folding / N.C. Bobillo-Ares, F. Bastida, J. Aller // Tectonophysics. 2000. v. 319, Is. 1. P. 53-68.
- 316. Bobillo-Ares, N.C. FoldModeler; a tool for the geometrical and kinematical analysis of folds / N.C. Bobillo-Ares, N.C. Toimil, J. Aller, F. Bastida // Computers and Geosciences. 2004. 30. P. 147-159.
- 317. Boutoux, A. Inversion of pre-orogenic extensional basins in the external Western Alps: Structure, microstructures and restoration / A. Boutoux, N. Bellahsen, O. Lacombe, A. Verlaguet, F. Mouthereau // Journal of Structural Geology. 2014. 60. P. 13-29.
- 318. Boyer, S.E. Thrust systems / S.E. Boyer, D. Elliott // AAPG Bulletin. 1982. v. 66, N. 9. P. 1196-1230.
- 319. Burg, J.P. Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes / J.P. Burg, Y.Y. Podladchikov // International Journal of Earth Sciences. 1999. V. 88. N. 2. P. 190-200
- 320. Chapple, W.M. A mathematical theory of finite amplitude rock-folding / W.M. Chapple // Geological Society of America Bulletin. 1968. 79. P. 47-68.
- 321. Chapple, W.M. Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer / W.M. Chapple // Tectonophysics. 1969. 7. P. 97-116.

- 322. Cloetingh, S. Lithospheric folding in Iberia / S. Cloetingh, E. Burov, F. Beekman, B. Andeweg, P.A.M. Andriessen, D. Garcia-Castellanos, G. de Vicente, R. Vegas // Tectonics. 2002. 21 (5), P. 26.
- 323. Cloos, E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland / E. Cloos // Geol. Soc. Amer. Bull. 1947. Vol. 58, N 9. P. 843-918.
- 324. Cloos, H. Gespräch mit der Erde, Geologische Welt- und Lebensfahrt / H. Cloos. München.: Piper Verlag, 1947. 389 p.
- 325. Dahlstrom, C.D.A. Balanced cross sections / C.D.A. Dahlstrom // Canadian journal earth science. 1969. V 6, N4. P. 743 757.
- 326. De Paor, D.G. Rf/□f strain analysis using an orientation net / D.G. De Paor // Journal of Structural Geology. 1988. v. 10, No. 4. P. 323-333.
- 327. Dewey, J.F. Mountain belts and the new global tectonics / J.F. Dewey, J.M. Bird // Journal of Geophysical Research. 1970. v. 75, is.14. P. 2625–2647.
- 328. Dixon, J.M. Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins—timing, vergence, and style of deformation / J.M. Dixon // Thrust tectonics and hydrocarbon systems: ed. K. R. McClay. AAPG Memoir. 2004. 82. P. 223 238.
- 329. Dixon, J.M. Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession / J.M. Dixon, R. Tirrul // Journal of Structural Geology. 1991. Vol. 13, N 1. P. 3-20.
- 330. Erslev, E.A. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis / E.A. Erslev, H. Ge // Journal of Structural Geology. 1990. Vol. 12, N 8. P. 1047–1059.
- 331. Fletcher, R.C. Instability of an anisotropic power-law fluid in a basic state of plane flow / R.C. Fletcher // Journal of Structural Geology. 2005. 27. P. 1155-1167.
- 332. Fossen H. Structural Geology / H. Fossen Cambridge: New York: Cambridge University Press, 2010. 463 p.
- 333. Frehner, M. Numerical simulations of parasitic folding in multilayers / M. Frehner, S.M. Schmalholz // Journal of Structural Geology. 2006. 28. P. 1647-1657.
- 334. Fry, N. Random point distribution and strain measurement in rocks / N. Fry // Tectonophysics. 1979. 60. P. 89–105.
- 335. Ghassemi, M.R. Kinematics of constant arc length folding for different fold shapes / M.R. Ghassemi, S.M. Schmalholz, A.R. Ghassemi // Journal of Structural Geology. 2010. 32. P. 755–765.
- 336. Ghosh, S.K. Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations / S.K. Ghosh // Tectonophysics. 1966. T. 3, N 3. P. 169-185.
- 337. Ghosh, S.K. Experiments on buckling of multilayers which permit interlayer gliding / S.K. Ghosh // Tectonophysics. 1968. 6. P. 207–249.

- 338. Harris, L.B. Implications of centrifuge simulations of channel flow for opening out or destruction of folds / L.B. Harris, Y. Chris, L. Godin // Tectonophysics. 2012. 526–529, 10 P. 67–87.
- 339. Hudleston, P.J. An analysis of "single-layer" folds developed experimentally in viscous media / P.J. Hudleston // Tectonophysics. 1973. 16. P. 189-214.
- 340. Hudleston, P.J. Strain analysis and fold shape in limestone layer and implications for layer rheology / P.J. Hudleston, T.B. Holst // Tectonophysics. 1984. 106. P. 321-347.
- 341. Hudleston, P.J. Information from fold shapes / P.J. Hudleston, L. Lan // Journal of Structural Geology. 1993. 15. P. 253-264.
- 342. Hudleston, P.J., Lan L. Rheological controls on the shapes of single-layer folds / P.J. Hudleston, L. Lan // Journal of Structural Geology. 1994. 16. P. 1007-1021.
- 343. Hudleston, P.J. Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers / P.J. Hudleston, O. Stephansson // Tectonophysics. 1973. Vol. 17, № 4. P. 299-321.
- 344. Hudleston, P.J. Information from folds: A review / P.J. Hudleston, S.H. Treagus // Journal of Structural Geology. 2010. 32(12). P. 2042-2071.
- 345. Johnson, A.M. Folding of Viscous Layers / A.M. Johnson, R.C. Fletcher. New York: Columbia University Press, 1994. 461 p.
- 346. Khudoley, A.K. Structural and strain analyses of the middle part of the Tallasian Alatau ridge (Middle Asia, Kirgizstan) / A.K. Khudoley // Journal of Structural Geology. 1993. V.15, N 6. P. 693-706.
- 347. Lamarche, J. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (south-eastern Poland) / J. Lamarche, F. Bergerat, M. Lewandowski, J.L. Mansy, J. Swidrowska, J. Wieczorek // Tectonophysics. 2002. V. 357, N 1/4. P.55-80.
- 348. Lan, L. Method of estimating the stress exponent in the flow law for rocks using fold shape / L. Lan, P.J. Hudleston // Pure and Applied Geophysics. 1995. 145. P. 621-635.
- 349. Lechmann, S.M. Dynamic unfolding of multilayers: 2D numerical approach and application to turbidites in SW Portugal / S.M. Lechmann, S.M. Schmalholz, J.P. Burg, F.O. Marques // Tectonophysics. 2010. 494 (1-2). P. 64-74.
- 350. Leonov Yu.G. Tectonophysics in Russia and France: A project initiated by Jacques Angelier / Yu.G. Leonov, F. Roure, Yu.L. Rebetsky, F.L. Yakovlev // Comptes Rendus Geoscience, 2012. 344 (3–4). P. 111–115.
- 351. Lisle R.J. Geological strain analysis: A manual for the Rf/Fi' technique / R.J. Lisle Oxford, New-York, Sidney, Frankfurt: Pergamon Press, 1985. 95 p.
- 352. Lisle, R.J. Volumetric strains in neutral surface folding / R.J. Lisle, J. Aller, F. Bastida, N.C. Bobillo-Ares, N.C. Toimil // Terra Nova. 2009. 21. P. 14-20.

- 353. Mancktelow, N.S. Finite-element modelling of single-layer folding in elastoviscous materials; the effect of initial perturbation geometry / N.S. Mancktelow // Journal of Structural Geology. 1999. 21. P. 161-177.
- 354. Mancktelow, N.S. Single-layer folds developed from initial random perturbations; the effects of probability distribution, fractal dimension, phase, and amplitude / N.S. Mancktelow // Tectonic Modeling: Volume in Honor of Hans Ramberg: Eds. H.A., Koyi, N.S. Mancktelow. Geological Society of America Memoir. 2001. 193, pp. 69-87.
- 355. Mancktelow, N.S. Single layer buckle folding in non-linear materials; II, Comparison between theory and experiment / N.S. Mancktelow, M.R. Abbassi // Journal of Structural Geology. 1992. 14. P. 105-120.
- 356. Marinin, A.V. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt / A.V. Marinin, A. Saintot // Comptes Rendus Geoscience. 2012. T. 344. № 3. –P. 181-190.
- 357. Marrett, R. Strain and stress / R. Marrett, D.C.P. Peacock // Journal of Structural Geology. 1999. 21. P. 1057-1063.
- 358. Marton E., Where is the Carparthian orocline? A palaeomagnetic approach / E. Marton, J. Grabowski, M. Krobicki, D. Plasienka, I. Tunyi, J. Haas // Conference Proceedings. 8th Meeting of CETeG 22-25 April 2010 Machocice Kapitulne, Poland. Warsaw: Warsaw University, 2010. pp. 96-97.
- 359. Matenco L. Kinematics of extensional back-arc evolution driven by interference of subduction zones: application to a number of Mediterranean orogens / L. Matenco // ILP Marseille 2013 The Circum-Mediterranean basins and analogues. Abstracts with Programme of Conference. Marseille: Marseille Universite, 2013. P. 93.
- 360. McNaught, M. Estimating uncertainty in normalized Fry plots using a bootstrap approach / M. McNaught // Journal of Structural Geology. 2002. V., No.24. P.311 322.
- 361. Molnar, P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision / P. Molnar, P. Tapponnier // Science. 1975. T. 189., N 4201. P. 419-426.
- 362. Mikhailov, V.O. Foredeep basins: the main features and model of formation / V.O. Mikhailov, E.P. Timoshkina, R. Polino // Tectonophysic. 1999. 308. P. 345-360.
- 363. Mosar, J. The Eastern Greater Caucasus Uplift, topography and tectonics / J. Mosar // Geophysical Research Abstracts. 2006. Vol. 8. 04329
- 364. Mosar, J. Cenozoic-Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan / J. Mosar, T. Kangarli, M. Bochud, M-F. Brunet, U.A. Glasmacher, A. Rast, M. Sosson // Geological Society London, Special Publication. 2010. vol. 340. P. 261-280.

- 365. Mulchrone, K.F. Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with bootstrap confidence intervals / K.F. Mulchrone, F. O'Sullivan, P.A. Meere // Journal of Structural Geology. 2003. V. 25, Is 4. P. 529–539.
- 366. Nicolas, A. Principles of rock deformation. Reidel Publishing Company / A. Nicolas. Dordrecht, Netherlands: D.Reidel Pub. Comp., 1987. 208 p.
- 367. Nikishin, A.M. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill / A.M. Nikishin, A.I. Okay, O. Tüysüz, A. Demirer, N. Amelin, Eu. Petrov. Marine and Petroleum Geology. 59 (2015a) P. 638-655.
- 368. Nikishin, A.M. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. / A.M. Nikishin, A. Okay, O. Tüysüz, A. Demirer, M. Wannier, N. Amelin, Eu. Petrov. Marine and Petroleum Geology. 59 (2015b) P. 656-670.
- 369. Peña, V.J.M. A computer program for the simulation of folds of different sizes under the influence of gravity / V.J.M. Peña, M.J.R. Catalán // Computers & geosciences. 2004. T. 30., N 1. P. 33-43.
- 370. Podladchikov, Y. Numerical models of complex diapirs / Y. Podladchikov, C. Talbot, A.N.B. Poliakov // Tectonophysics. 1993. 228. P. 189–198.
- 371. Price, N.J. Analysis of geological structures / N.J. Price, J.W. Cosgrove. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 502 p.
- 372. Ragan D. Structural geology: an introduction to geometrical techniques / D. Ragan : 4-th Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 624 p.
- 373. Ramberg, H. Relationship between concentric longitudinal strain and concentric shearing strain during folding of homogeneous sheets of rocks. / H. Ramberg // American Journal of Science. 1961. 259. P. 382-39.
- 374. Ramberg, H. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models / H. Ramberg // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963. 42. P. 1-97.
- 375. Ramberg, H. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, theory for the simultaneous formation of several orders of folds / H. Ramberg // Tectonophysics 1964. 1. P. 307-341.
- 376. Ramberg, H. Gravity, Deformation and the Earth Crust / H. Ramberg. : 1st ed. London: Academic Press, 1967. 214 p.
- 377. Ramberg, H. Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity / H.Ramberg // Physics of the Earth and Planetary Interior. 1970. 2. P. 203-232.
- 378. Ramsay, J.G. Folding and fracturing of rocks / J.G. Ramsay. N.Y.: McGraw Hill ed., 1967. 568 p.

- 379. Ramsay, J.G. The Techniques of Modern Structural Geology. V.1: Strain Analysis. / J.G. Ramsay, M. Huber. London: Academic Press, 1983. 307 p.
- 380. Ramsay, J. G. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures / J.G. Ramsay, M. Huber. London: Acad. Press, 1987. P. 308-700.
- 381. Reber, J.E. Stress orientation and fracturing during three-dimensional buckling: Numerical simulation and application to chocolate-tablet structures in folded turbidites, SW Portugal. / J.E. Reber, S.M. Schmalholz, J.-P. Burg // Tectonophysics. 2010. 493. P. 187–195.
- 382. Rebetsky, Yu.L. Achievements of tectonophysic researches in Russia: perspective tectonophysic problems / Yu.L. Rebetsky // Comptes Rendus. Geoscience. 2011. v. 344. N 3-4. P. 116-124.
- 383. Robinson, A. G. Petroleum geology of the Black Sea. / A.G. Robinson, J.H. Rudat, C.J. Banks, R.L.F. Wiles // Marine and Petroleum Geology. 1996. 13(2). P. 195–223.
- 384. Rogozhin, E.A. Morphology and origin of folding in the South Tien Shan / E.A. Rogozhin // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 6., N 1 (http://rjes.wdcb.ru/v06/tje04142/tje04142.html)
- 385. Rowland, S.M. Structural Analysis and Synthesis / S.M. Rowland, E.M. Duebendorfer, I.M. Schiefelbein. Singapore: Blackwell Publishing, 2007. 301 p.
- 386. Saintot A. Reconstruction des champs de paleocon-traintes de la Crimee au Caucase nordoccidental, relations avec le developpement des structures majeures. Apport de la teledetection a l,analyse structurale / A. Saintot. – These Doctorat. Mem. Sc. : Terre Univ. P. et M. Curie, Paris. – 2000.
- 387. Saintot, A. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quater-nary / A. Saintot, J. Angelier // Tectonophysics. 2002. 357. P. 1–31.
- 388. Schmalholz, S.M. Scaled amplification equation: key to the folding history of buckled viscous single-layers / S.M. Schmalholz // Tectonophysics. 2006. 419. P. 41-53.
- 389. Schmalholz, S.M. Estimation of palaeorheology from buckle-fold geometries / S.M. Schmalholz, Mancktelow N.S. // Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.). 2008. Vol. 127, No. 2. P. 227-230
- 390. Schmalholz, S.M. Buckling versus folding: importance of viscoelasticity / S.M. Schmalholz, Y.Y. Podladchikov // Geophysical Research Letters. 1999. 26. P. 2641-2644.
- 391. Schmalholz, S.M. Finite amplitude folding: transition from exponential to layer length controlled growth / S.M. Schmalholz, Y.Y. Podladchikov // Earth and Planetary Science Letters. 2000. 181. P. 619-633.
- 392. Schmalholz, S.M. Strain and competence contrast estimation from fold shape / S.M. Schmalholz, Y.Y. Podladchikov // Tectonophysics. 2001. 340. P. 195-213.

- 393. Schmalholz, S. M. A spectral/finite difference method for simulating large deformations of heterogeneous, viscoelastic materials / S.M. Schmalholz, Y.Y Podladchikov, D.W. Schmid // Geophysical Journal International. 2001. 145. P. 199–208.
- 394. Schmid, D.W. Fold amplification rates and dominant wavelength selection in multilayer stacks. / D.W. Schmid, Y.Y. Podladchikov // Philosophical Magazine. 2006. 86. P. 3409-3423.
- 395. Schmid, D.W. Comment on 'Folding with thermal-mechanical feedback' / D.W. Schmid, S.M. Schmalholz, N.S. Mancktelow, R.C. Fletcher // Journal of Structural Geology. 2010. 32. P. 127-130.
- 396. Sherwin, J.-A. Wavelengths of single layer folds: comparison between theory and observation / J.-A. Sherwin, W.M. Chapple // American Journal of Science. 1968. 266. P. 167-179.
- 397. Shimamoto, T. Geometry and strain distribution of single-layer folds. / T. Shimamoto, I. Hara // Tectonophysics. 1976. 30. P. 1-34.
- 398. Somin, M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview / M.L. Somin // Turkish J. Earth Sci. 2011. vol. 20. P. 545–610.
- 399. Srivastava, D.C. Rapid method for strain estimation from flattened parallel folds. / D.C. Srivastava, J. Shah // Journal of Structural Geology. 2006. 28. P. 1-8.
- 400. Srivastava D.C. The "isogon rosette" method for rapid estimation of strain in flattened folds / D.C. Srivastava, J. Shah // Journal of Structural Geology. 2008. V. 30, Is. 4. P. 444-450.
- 401. Treagus, S.H. Modelling deformation partitioning in folds / S.H. Treagus // Evolution of Geological Structures in Micro to Macro-scales : Ed. S. Sengupta. London, Chapman & Hall, 1997. pp. 341-372.
- 402. Treagus, S.H. Controls of folding on different scales in multilayered rocks. / S.H. Treagus, R.C. Fletcher // Journal of Structural Geology. 2009. 31. P. 1340-1349.
- 403. Treagus, J.E. Folds and the strain ellipsoid: a general model. / J.E. Treagus, S.H. Treagus // Journal of Structural Geology. 1981. V. 3, I.1. P. 1–17.
- 404. Trifonov, V.G. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan Belt / V.G. Trifonov, S.Y. Sokolov // International Journal of Geosciences. 2014. 5. P. 497-518.
- 405. Turner F. J. Igneous and metamorphic petrology / F.J. Turner, J. Verhoogen. New York: McGraw-Hill, 1960. 694 p.
- 406. Twiss R., Moores E. Structural Geology: Second Ed. / R. Twiss, E. Moores. New York, W.H. Freeman and Co, 2007. 736 p.
- 407. Van Keken, P.E. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism / P.E. Van Keken, C.J. Spiers, A.P. Van den Berg, E.J. Muyzert, // Tectonophysics. 1993. 225(4). P. 457-476.
- 408. Viola, G. From XY tracking to buckling; axial plane cleavage fanning and folding during progressive deformation. / G. Viola, N.S. Mancktelow // Journal of Structural Geology. 2005. 27. P. 409-417.

- 409. Voitenko, V. Strain-analysis and balanced cross-sections of middle part of Tallas Alatau Ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan) / V.Voitenko, A. Khudoley, F.Yakovlev // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur. Bratislava. 2008. P. 143-144.
- 410. Woodward, N.B. Including strain data in balanced cross sections. / N.B. Woodward, D.R. Gray, D.B. Spears // Journal of Structural Geology. 1986. 8. P.313-324.
- 411. Wortel, R. Plate boundary evolution in the Mediterranean region / R. Wortel, R. Govers, M. Baes // ILP Marseille 2013 The Circum-Mediterranean basins and analogues. Abstracts with Programme of Conference. Marseille: Marseille Universite, 2013. P. 155.
- 412. Yakovlev, F. Prognosis of structure of the main boundaries for the Earth's crust based on data of deformation estimations in a folded Alpine sedimentary cover, the example of the Great Caucasus / F. Yakovlev. EGU April 2005, Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 07160, 2005. Vienna: EGU 2005a.
- 413. Yakovlev F. Inclined zones of ductile simple shear in folded structures of the North-West Caucasus comparison of natural data and model / F. Yakovlev. EGU April 2005, Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 06236. Vienna: EGU 2005b
- 414. Yakovlev, F. Measurements of shortening values of similar type separate folds methods and results / F. Yakovlev. // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur. Bratislava: State Geological Institute, 2008. P. 144-146.
- 415. Yakovlev F. Strain values in folded complexes as factor of metamorphism examples from Greater Caucasus / F. Yakovlev // Conference Proceedings. 8th Meeting of CETeG 22-25 April 2010, Machocice Kapitulne, Poland. Warsaw: Warsaw University, 2010. P. 130-132.
- 416. Yakovlev, F.L. Identification of geodynamic setting and of folding formation mechanisms using of strain ellipsoid concept for multi-scale structures of Greater Caucasus / F.L. Yakovlev // Tectonophysics. 2012a. V. 581, 18. P. 93–113.
- 417. Yakovlev, F.L. Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures / F.L. Yakovlev // Comptes Rendus Geoscience. 2012b. 344 (3–4). P. 125–137.
- 418. Yakovlev, F.L. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures / F.L. Yakovlev, V.N. Voitenko // Proceedings of VII International Interdisciplinar symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) "Regularity of structure and evolution of geospheres", Vladivostok, 20-25 September 2005. Vladivostok: Pacific Oceanological Institute FED RAS, 2005. P. 66-69.
- 419. Yakovlev, F.L. About the Combination of Two Mechanisms of Mountain Building (the Shortening and the Underplating) in the Forming Processes of the Tien Shan, the Pamir, and the Afgan-Tadjik Basin / F.L. Yakovlev, S.L. Yunga. EGU April 2006. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 09269. European Geosciences Union, 2006.

#### ПРИЛОЖЕНИЕ

#### ОСНОВНЫЕ ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ по теме диссертации

#### Статьи в журналах из списка ВАКа

- 1. **Yakovlev F.L.** Identification of geodynamic setting and of folding formation mechanisms using of strain ellipsoid concept for multi-scale structures of Greater Caucasus // Tectonophysics. V. 581, 18. **2012.** pp. 93–113.
- 2. **Яковлев Ф.Л.** Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. **2012**, № 1. с. 191-214.
- 3. **Yakovlev F.L.** Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures // Comptes Rendus Geoscience. 344 (3–4). **2012.** pp. 125–137.
- 4. **Яковлев Ф.Л.** Деформационный многоранговый анализ и структурные парагенезы: сравнение подходов и результатов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. **2010**. № 2. выпуск № 16, с. 179-193.
- 5. **Яковлев Ф.Л.** Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. **2009.** №. 11. с. 1023–1034.
- 6. **Яковлев Ф.Л.** Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады Академии Наук. **2008**, том 422, № 3, с. 371–376.
- 7. **Яковлев Ф.Л.** Большой Кавказ коллизионная структура с внутренней активностью // Бюлл. МОИПа, отд. геол., **2006,** Т.81, вып. 1, с. 89-90.
- 8. **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.
- 9. **Яковлев Ф.Л.** Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника, **1987**, N 4, c. 31-48.
- 10. **Яковлев Ф.Л.** К вопросу о факторах складкообразования. // Геотектоника, **1987**, N 4, с. 124 125.
- 11. Рогожин Е.А., **Яковлев Ф.Л.** Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника, **1983**, N3, c. 87 98.
- 12. **Яковлев Ф.Л.** Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам. // Бюлл. МОИПа, отд. геол., **1978**, T.53(5), с. 43-52.

#### Монографические публикации

13. **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. Изд. ИФЗ РАН. **2008.** с. 319 – 333.

- 14. **Яковлев Ф.Л.** Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Изд. ИФЗ РАН. 2008. с. 335- 345.
- 15. **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. Изд. ИФЗ РАН. **2008.** с. 149 188.
- 16. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., **Яковлев Ф.**Л. Тектонофизика. // Планета Земля. Энциклопедиционный справочник. Том "Тектоника и геодинамика". Под ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, **2004**, (652 с.) с. 121-134.
- 17. **Яковлев Ф.Л.** Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа) // М.: ОИФЗ РАН, **1997**, 76 с.

### Крупные статьи в журналах и тематических сборниках

- 18. **Яковлев Ф.Л.** Тектонофизические методы оценки величины конечной деформации для структур линейной складчатости разного ранга: примеры решения геотектонических задач // «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН.». Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН. **2009.** т. 1 с. 133-146.
- 19. **Яковлев Ф.Л.** Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций // «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН.». Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН. **2009.** т.1 с. 439-448.
- 20. **Яковлев Ф.Л.** Тектонофизические методы изучения структур линейной складчатости // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. **2009**. с. 318-347.
- 21. **Яковлев Ф.Л.** Опыт типологии разрывов в структурах линейной складчатости на примере Большого Кавказа // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Иркутск: ИЗК СО РАН. **2009**. с. 128-131.
- 22. **Яковлев Ф.Л.** Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. **2008.** т. 9, № 1. с. 56-75.
- 23. **Яковлев Ф.Л.** Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М. ОИФЗ РАН. **2002** г. с. 311-332.

- 24. **Яковлев Ф.Л.** Исследование кинематических характеристик линейной складчатости на примере Большого Кавказа. // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев, Наукова думка, **1991**, с. 181 186.
- 25. **Яковлев Ф.Л.** Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок. // Математические методы анализа геологических явлений. М., Наука, **1981**, с. 70-76.

### Зарубежные журналы вне списка ВАКа

26. Saintot A., Stephenson R., Brunet M.-F., Sébrier M., Yakovlev F., Ershov A., Chalot-Prat F. & Mccann T. The Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Greater Caucasus // Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds.). European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. 32, pp. 277–289.