

УДК 551.24.035; 551.243

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

© 2012 Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, 123995; e-mail: yak@ifz.ru

Анализируются детальные данные структур осадочного чехла Большого Кавказа по трем тектоническим зонам (Чиатурская, Тфанская и Шахдагская). Изучено 11 структурных разрезов общей длиной 125 км. В профилях выделялись складчатые домены, в которых измерялись наклоны осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, углы схождения крыльев складок. По специальному методу составлены сбалансированные разрезы общей длиной в доскладчатом состоянии 270 км. Складчатые домены (всего 220) объединены в 28 структурных ячеек, для которых определялась величина укорочения (от 36 до 67%, 54% в среднем). По этим данным, а также по исходным мощностям всех стратиграфических подразделений, для ячеек определялась глубина (высота) границ основных стратиграфических единиц. В результате описаны структуры в рельефе кровли фундамента (глубина от 4 до 24 км при средней 13 км). Определено, что высота размытой колонны осадков составляла от 7 до 24 км при средней в 16 км. Распределение величин горизонтального укорочения, амплитуды смещений по разрывам в складчатом чехле и рельеф кровли фундамента не подтверждают для Большого Кавказа существование структуры аккреционного типа.

Ключевые слова: тектонофизика, складчатость, сбалансированные разрезы, величина деформаций, Большой Кавказ.

Статья публикуется в разделе «Дискуссии» по предложению одного из рецензентов.

Проблема определения структуры и выявления механизма формирования центральных областей складчатых сооружений остается актуальной длительное время. В последние годы в отношении альпийской структуры Большого Кавказа (БК) появились важные обобщающие публикации (Большой ..., 2007; Adamia et al., 2011; Saintot et al., 2006), для ее объяснения существует целая серия моделей и представлений ряда исследователей, существенно отличающихся друг от друга по ряду наиболее важных параметров. К ним следует отнести конфигурацию и глубину залегания предполагаемой границы «осадочный чехол/доальпийский фундамент», величину общего укорочения (от отсутствия укорочения до 5-кратного как минимум), наличие или отсутствие явления пододвигания (субдукции, псевдосубдукции), положение и ориентацию основного detachment в случае мобилистических трактовки структуры. В этом перечне легко можно увидеть ядро всей проблемы, которое лежит в сфере интересов структурной геологии — это вопрос как

именно следует достраивать структуру, наблюдаемую на поверхности в полосе обнажений высотой первые сотни метров, вниз на глубину от первых километров до 10–20 км и вверх, в размытую ее часть. Надо заметить по этому поводу, что не существует каких-либо общепризнанных формальных методов восстановления для сложной, многогранной складчато-разрывной структуры (полная, голоморфная или линейная складчатость по морфологическим классификациям), к которой следует отнести большую часть тектонических зон альпийского Большого Кавказа. Можно коротко упомянуть два способа, ни один из которых не идеален в данном случае: дорисовка по принципу параллельных складок с сохранением всех мощностей на крыльях и в замках (результатом будет обязательный detachment, ограничивающий структуру снизу) и бесконечное повторение структуры вдоль осевых поверхностей по правилу дорисовки складок подобных. В этих условиях все исследователи вынуждены опираться на известные теоретические воззре-

ния, или создавать собственные. Разумеется, дорисовка структуры при этом производится соответствующим, качественным образом, а результатом будут индивидуально-авторские умозрительные модели. Таким образом, этот путь исследования является интерпретационным.

Существует принципиально другой путь исследований структур линейной складчатости, который реализован в данной статье — использование подходов тектонофизики. На этом пути создаются количественные деформационные модели теоретических и природных структур, собираются как можно более точные природные данные, производится количественное описание параметров больших деформаций природных структур разного масштаба. В результате возникает возможность движения исследования не от общего к частному (путь интерпретации), а наоборот — конструирования геометрических параметров общей структуры из ее деталей, восстановленных достоверным образом. Очень важно, что при этом нет необходимости опираться на какую-либо общетеоретическую базу — геометрия геологических тел в получаемой структуре оказывается не связанной с геотектоническими теориями. Совокупность такого подхода и серии методов образует многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости (Яковлев, 2008а).

В последние десятилетия в основном в зарубежной литературе получило широкое распространение построение сбалансированных структурных пересечений в предгорных осадочных бассейнах («balanced cross-sections»). Эти построения связаны с разведкой и добычей углеводородов, поэтому их достоверность многократно подтверждалась бурением. Но такие методы по ряду принципиальных причин не могут применяться к структурам внутренних частей складчатых сооружений (Прокопьев и др., 2004). Предлагаемый в настоящей работе метод построения сбалансированных разрезов по геометрии складчатых доменов использует такую же общую идеологию исследования и, как предполагается, позволит давать достаточно однозначную трактовку геометрии для этих сложных структур.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ

Общая характеристика Восточного Кавказа. Большой Кавказ — крупное складчато-надвиговое сооружение в составе альпийского подвижного пояса, расположенное между его северной ветвью (дуга Малого Кавказа) и Скифской плитой на севере. Вместе с сооруже-

ниями Крыма и Копетдага оно образует крупную линейную структуру, отделяемую на юге от основных частей Альпийско-Гималайского подвижного пояса Закавказским срединным массивом, а также плитами Черного и Каспийского морей. Структура многократно описана в многочисленных публикациях (Большой ..., 2007; Милановский, Хаин, 1963; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993; и др.). Весь БК примерно по водоразделу р. Риони — р. Кура делится на две крупные части широким Транскавказским поперечным поднятием. К западу от этой линии находятся наиболее поднятые части БК (сектор Центрального Кавказа), выраженные широкими выходами доальпийского (герцинского) метаморфического фундамента (рис. 1). К востоку от указанной границы расположены интересные нас два других сектора — Восточный Кавказ и Юго-Восточный Кавказ (рис. 1, 2). В этой половине БК фундамент выходит на поверхность только в районе его западного ограничения (рис. 1). В качестве продольных структур обычно выделяют ряд структурно-фациальных зон, отличающихся друг от друга возрастом выходящих на поверхность пород, характером складчатых и разрывных деформаций, а также особенностями истории развития (Геология... , 1968; Панов, 1988; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993). Вслед за многими исследователями (Дотдугев, 1986; Милановский, Хаин, 1963; Шолпо, 1978 и др.) мы рассматриваем БК как структуру, ограниченную на севере Пшекиш-Тырнаузским разломом, а на юге — Рача-Лечхумским разломом или его аналогами (рис. 1), хотя природа разломов трактуется по-разному. Основным разделом внутри БК выступает крупный разлом, традиционно называемый Главным Кавказским надвигом (ГН), хотя, как будет показано далее, «надвиг» в названии как кинематическая характеристика является неточностью (см. также (Сомин, 2000)). В доальпийской истории ГН 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 ГН выделяется ряд зон Сланцевого Дагестана, в которых были накоплены мощные терригенные бескарбонатные флишеидные толщи нижней и средней юры, испытавшие перед поздней юрой основную складчатость и разрыв. На протяжении поздней юры, мела и в палеогене (перед олигоценом) на этих пространствах накапливались параплатформенные карбонатные толщи относительно небольшой мощности, которые в конце альпийского этапа

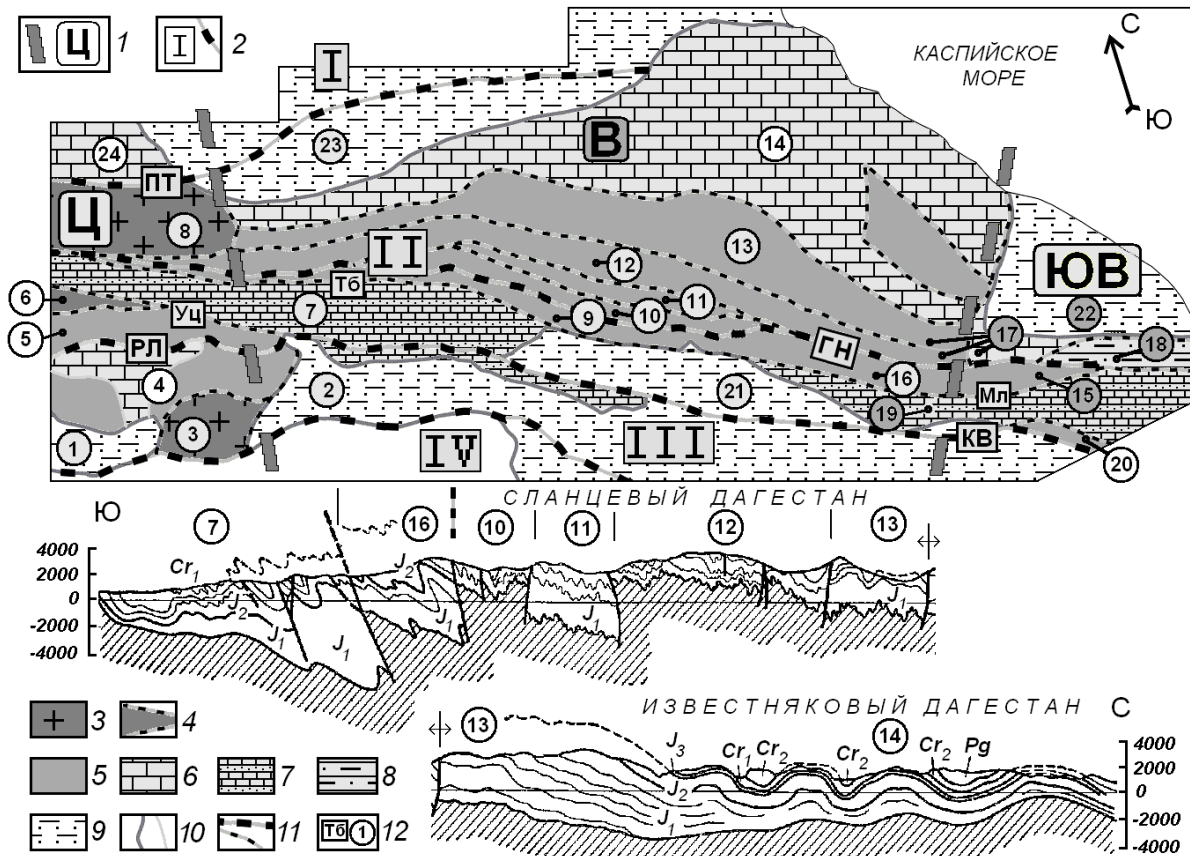


Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Кавказа с соседними блоками по материалам (Большой ..., 2007; Геологическая..., 1978; Геология..., 1968; Шолпо, 1964, 1978;) и принципиальный структурный разрез через Восточный Кавказ, по (Шолпо, 1978): 1 – границы основных секторов (Ц – Центральный Кавказ, В – 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 (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-Тырнаузский, ГН – Главный Кавказский надвиг, 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 (Панов, 1988), 10 – зона Главного хребта (горст), 11 – Бежитинская зона (грабен – синклиний), 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.

испытали новую слабую складчатость, представленную в Известняковом Дагестане крупными коробчатыми складками (рис. 1, разрез). С юга на север к Сланцевому Дагестану относят зоны Главного хребта, Бежитинскую, Бокового хребта, имеющие интенсивную мелкую складчатость, и Агвалинскую, с более открытыми крупными складками и моноклинальным падением толщ (рис. 1). С некоторой долей условности эти зоны

протягиваются к Центральному Кавказу, а также к Юго-Восточному Кавказу. И там, и там зоны сужаются, объединяются и могут иметь другие названия. Расположенные южнее ГН тектонические зоны в конце юры испытали только незначительные перерывы в осадконакоплении и смену стиля осадконакопления с бескарбонатного терригенного на карбонатный и терригенно-карбонатный флишевый и флишеидный,

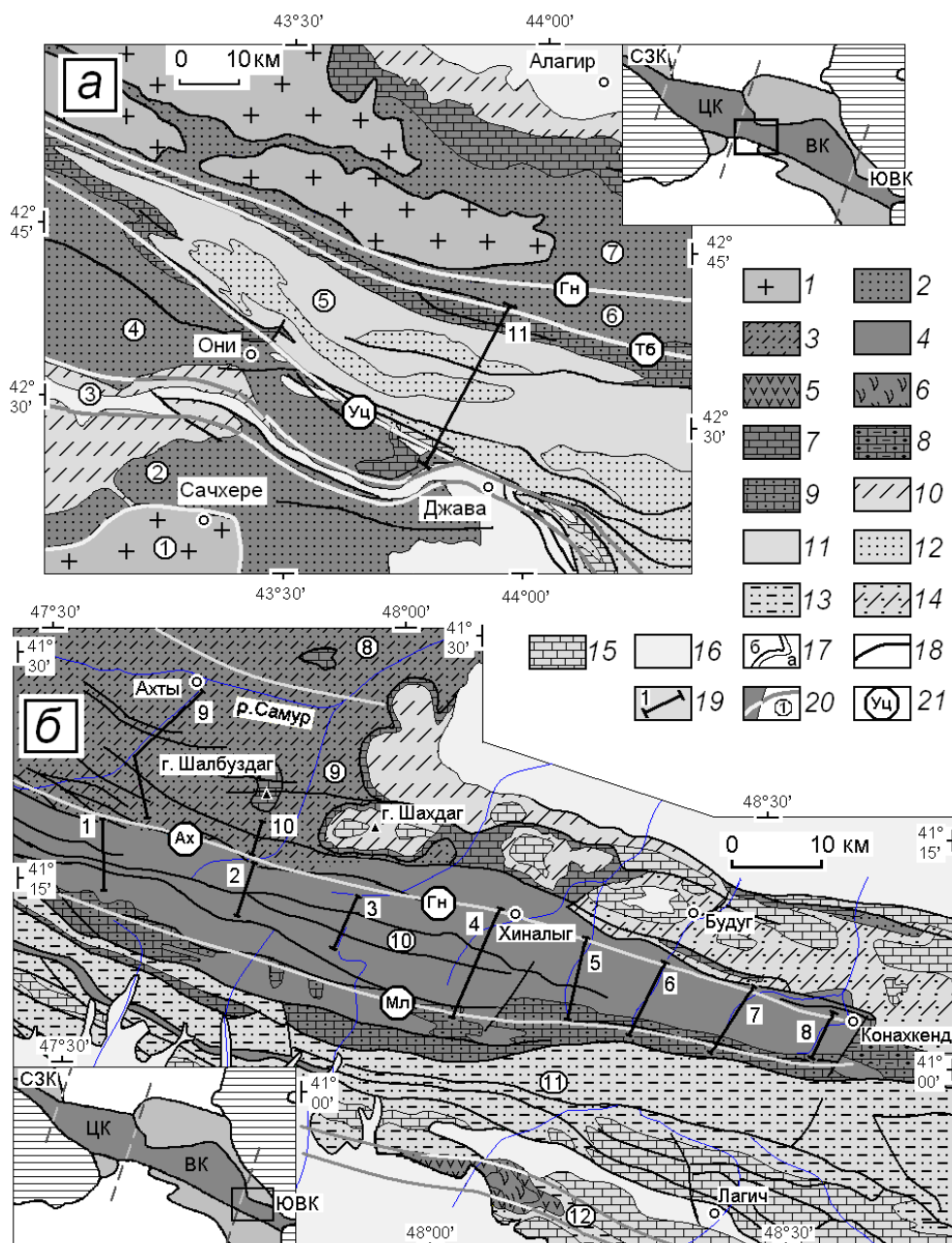


Рис. 2. Схематические геологические карты: (а) – части Чиаурской тектонической зоны Большого Кавказа и (б) – Юго-Восточного Кавказа; использована карта 1:500 000 (Геологическая..., 1978). На врезках показаны позиции районов в системе блоковой зональности Большого Кавказа (СЗК – Северо-Западный Кавказ; ЦК – Центральный Кавказ, ВК – Восточный Кавказ, ЮВК – Юго-Восточный Кавказ): 1 – выходы фундамента палеозойского и докембрийского возраста, 2 – отложения нижней и средней юры (а); 3 – нижняя и средняя юра в дельтовых фациях (б); 4 – средняя юра глубоководных фаций (б); 5 – средняя юра вулканогенных фаций (б); 6 – массив габбро, средняя юра (б); 7 – верхняя юра карбонатных параплатформенных фаций; 8 – верхняя юра терригенной мелководной, 9 – верхняя юра, терригенно-карбонатный флиш; 10 – нерасчлененный мел параплатформенных фаций (а), параплатформенный нижний мел (б); 11-12 – нижнемеловой флиш Чиаурской зоны (а): 11 – валанжин; 12 – готерив – альб; 13 – нижнемеловой терригенно-карбонатный флиш нерасчлененный (б); 14 – терригенные фации нижнего мела Хизинской зоны, флиш, грубый флиш (б); 15 – верхний мел; 16 – палеоген и неоген; 17 – геологические границы (а – согласные, б – с угловым несогласием); 18 – разрывы без разделения на кинематические типы; 19 – линии структурных профилей и их номера (а и б); 20 – 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, 88), 7 – Дигоро-Осетинская зона; 8 – Мугринская ступень (Шолпо, 1964), 9 – Шахдагская зона (Шолпо и др., 1993), 10 – Тфанская зона, аналог зоны (б), 11 – Ковдагская зона, аналог зоны (5), 12 – Кахетино-Вандамский шовный разлом, аналог зоны (3), 13 – Лагичский синклиниорий); 21 – крупнейшие разрывные структуры и их названия: Уц – Уцерский разлом, Тб – Тибский надвиг, Гн – Главный Кавказский надвиг, Ах – Ахтычайский разлом (аналог Гн), Мл – Малкамудский надвиг (аналог Тб)

сохранив значительные темпы прогибания — это Тфанская зона (и ее аналоги) и Чиатурская (Ковдагская) зона. В основном считается, что основная складчатость имела здесь преолигоценый возраст (Милановский, Хаин, 1963), хотя по этому вопросу существуют и другие мнения (например: Шолпо и др., 1993; Щерба, 1987). Еще южнее, на границе с Закавказским срединным массивом, выделяется Кахетино-Вандамский глубинный разлом, на западе района называемый Рача-Лечхумским шовным разломом (РЛ). К югу от этой важнейшей структуры или непосредственно к северу от нее 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 ГН 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. К северу от Пшекиш-Тырнаузского разлома и Известнякового Дагестана находятся Лабино-Малкинская зона и Терско-Каспийская впадина, относящиеся уже к Скифской плите.

Для подробной характеристики структуры БК воспользуемся детальными структурными данными по двум обширным районам — по Чиатурской тектонической зоне, расположенной непосредственно к северу от РЛ в самой западной части Восточного Кавказа (рис. 2а), а также по Тфанской и Шахдагской зонам (рис. 2б) на границе Восточного и Юго-Восточного Кавказа (ЮВК). В Шахдагскую зону мы, вслед за В.Н. Шолпо (1978), объединяем все зоны Сланцевого Дагестана, в которых развита довольно интенсивная мелкая складчатость (рис. 1). Здесь, как и в более южной Тфанской зоне, выходят на поверхность в основном флишеидные терригенные толщи нижней и средней юры, смятые в тесно сжатые складки разного масштаба. Тфанская зона на юге через Малкамудский надвиг граничит с Ковдагской зоной, в которой на поверхности обнажаются верхнеюрские и меловые карбонатные флишевые толщи. К западу от изученного района Ковдагская зона перекрыта Алазанской кайнозойской депрессией, но она, несомненно, является структурным аналогом Чиатурской тектонической зоны. Таким образом, в совокупности Чиатурская, Тфанская и Шахдагская зоны образуют полное пересечение с

юга на север через основные тектонические зоны линейной складчатости БК, и они могут быть использованы для исследования общего стиля его структуры (рис. 1, 2). Складчатые деформации в пределах Известнякового Дагестана и некоторых зон, прилегающих к Закавказскому срединному массиву, являются слабо развитыми, поэтому в данном случае мы их не включаем в анализ.

Юго-Восточный Кавказ. Структуры этого региона (рис. 2б) неоднократно попадали в сферу внимания тектонистов второй половины XX в. В качестве основных литературных источников здесь следует упомянуть монографии А.М. Шурыгина (1962), А.В. Вихерта с соавторами (1966), и, частично, В.Н. Шолпо (1964), а также 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 (материалы публиковались в (Рогожин, Шолпо, 1988)). В последующих работах (Шолпо и др., 1993; Яковлев, 1987, 1997) использовались материалы структурных профилей, составленных Е.А. Рогожиным и Ф.Л. Яковлевым.

Юго-Восточный Кавказ (ЮВК) охарактеризован в данной работе структурными профилями (рис. 2б) в пределах Дагестана — на западе по р. Фийчай (пр. 1), р. Рагданчай (пр. 2), р. Мазачай и Ахтычай (пр. 9), горе 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 (пр. 8). Информация о стратиграфии и структуре района опубликована в (Шолпо и др., 1993), там же приведены все структурные разрезы.

В структуре Тфанской тектонической зоны выделяются три крупных структуры (складки первого порядка) — две простые краевые синклинали и широкая сложная антиклиналь между ними (рис. 3, 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 ГН (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. Малкамудский надвиг на профиле 4 представлен

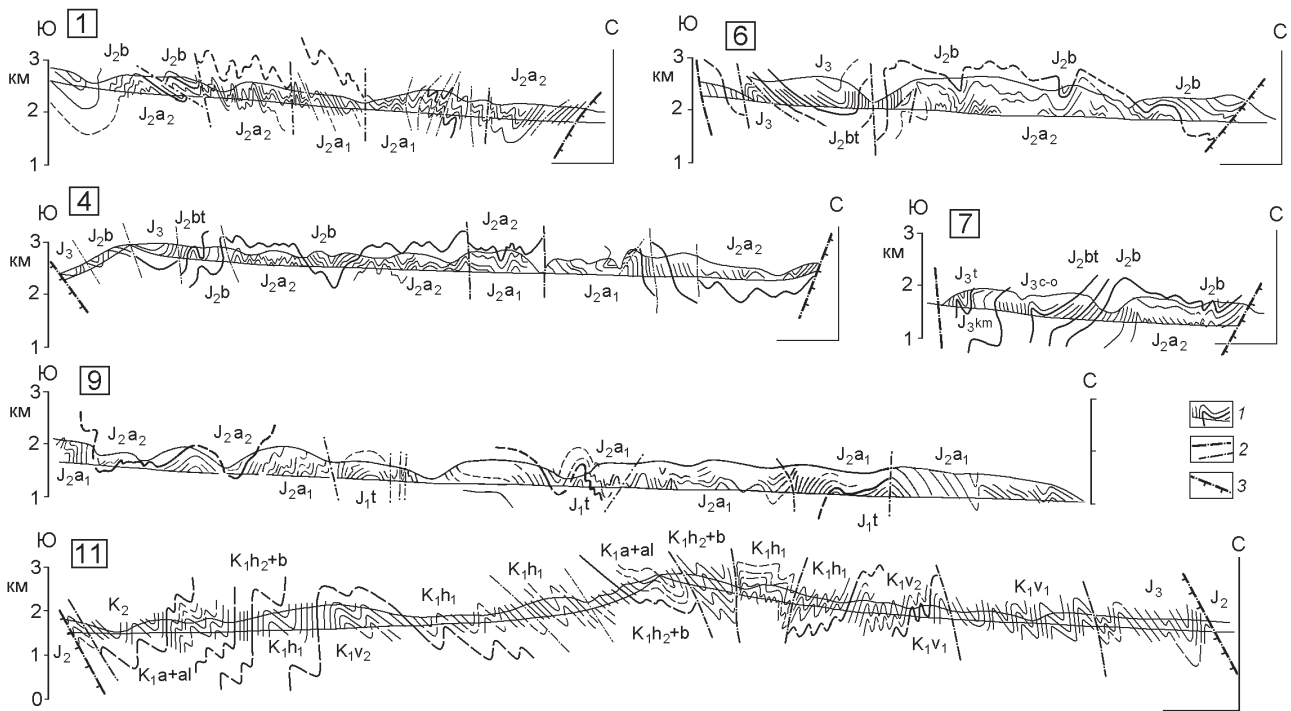


Рис. 3. Примеры структурных разрезов Большого Кавказа (номера соответствуют рис. 2) для Тфанской зоны (пр. 1, 4, 6, 7); Шахдагской зоны (пр. 9); Чиаурской зоны, пр. 11: 1 – слоистость и геологические границы; 2 – крупные и мелкие разрывы внутри структуры зон; 3 – крупные разломы на границах тектонических зон.

на детальной геологической карте несколькими плоскостями, подставляющими друг друга по простиранию в полосе шириной 1-2 км. В связи с этим, а также, поскольку к востоку структура существенно упрощается на своем погружении до нескольких крупных складок, южная граница Тфанской зоны не всегда может быть выделена уверенно.

Ковдагская тектоническая зона, расположенная южнее Тфанской, нами не рассматривается, поскольку на границе с расположенным еще южнее Вандамским антиклинорием она перекрыта неогеновыми осадками Лагичского синклиория. Это с одной стороны не позволяет провести измерения полной ширины этой структуры, а с другой – не дает увидеть саму структуру перехода к Закавказскому срединному массиву.

Складчатая структура Шахдагской зоны в терригенных отложениях нижней и средней юры изучена в основном по двум пересечениям (рис. 2б, пр. 9 и 10). Кроме этого, в качестве источника дополнительных наблюдений можно рассматривать северные части структурных профилей 1 и 4-8. Структура от Ахтычайского разлома (аналог ГН) до русла р. Самур, объединяемая нами вслед за В.Н. Шолпо (1964) под названием Шахдагская зона, захватывает продолжение основных зон интенсивной складчатости Сланцевого Дагестана (Гляротинско-Курушская и Андийско-Самурская ступени). Непосредственно к северу расположено продолжение Мугринской ступени (Шолпо, 1964), кото-

рая обозначена им как зона коробчатых складок. В строении Шахдагской зоны к востоку от р. Ахтычай выделяется ряд продольных подзон, на характеристике которых останавливаться в этой статье не будем. Профиль 8 по р. Джимичай в районе с. Колахкенд (рис. 2б) является последним, в котором выходят толщи средней юры – далее к востоку обнажаются только карбонатные и глинистые породы верхней юры и мела. В связи с этим задача построения квазитрехмерной сбалансированной модели строения границы «чехол/фундамент» (то есть согласованных сбалансированных двумерных разрезов (Яковлев, 2009а)), а также гипсометрического положения основных стратиграфических разделов может быть выполнена только на материале указанных профилей.

Стратиграфические модели частей структуры ЮВК. Построение квазитрехмерной модели складчато-разрывной структуры связано с параметрами ее современной деформации (это будет обсуждаться ниже) и с объемами исходной слоистой структуры чехла. В связи с этим задача создания стратиграфических моделей в полном объеме осадочного чехла становится неизбежной необходимостью, несмотря на то, что не все параметры таких моделей могут быть хорошо обоснованы.

Для характеристики стратиграфии были использованы материалы указанных выше литературных источников, структурные профили, а также, в отношении отложений нижней юры –

материалы Д.И. Панова (1988). Многочисленные находки фауны и взаимные корреляции разрезов даже для относительно монотонных толщ средней юры на всем пространстве от Центрального Кавказа до Тфанской зоны не дают поводов для сомнений в надежности датировок выделяемых на разрезах литологических пачек. Надо заметить, что монографии А.М. Шурыгина (1962), А.В. Вихерта с соавторами (1966), и В.Н. Шолпо (1964) сопровождаются хорошими картами фаций и мощностей отложений, выходящих на земную поверхность, что позволяло их авторам выдвигать предположения о конфигурации бассейна осадконакопления, источниках сноса, накопленных мощностях толщ, начиная с аалена (средняя юра) для Тфанской зоны и с тоара (нижняя юра) для Шахдагской зоны. Для удобства вычислений эти материалы были сведены в таблицы, в которых все выделенные нами двадцать подразделений от синемюра до палеогена имели определенную мощность и глубину подошвы (табл. 1). Реально в природе обычно имеет место постепенное изменение мощностей подразделений вкрест простирания, и, кроме того, общая мощность чехла никогда не может быть установлена точно в любом месте. В этом смысле стратиграфическая модель с вполне определенными мощностями толщ для каждой ячейки нами принимается как технически необходимое первое приближение к природе. Для Тфанской зоны, на основании карт фаций и мощностей, были использованы два типа разреза — сокращенный на севере, общей мощностью 11.9 км и полный, 16.7 км на юге. Основной вклад в мощность вносили нижняя юра (4.5 км), аален средней юры (3 км), титон верхней юры вместе с валанжином нижнего мела (2.5 км) и нижнемеловой готерив (3 км). Последние две толщи сильно уменьшали свою мощность к северу, на что указывал А.М. Шурыгин (1962), опираясь на разрезы структуры в районе с. Будуг. Для Шахдагской зоны общая мощность чехла составила 9.8 км, включая 900 м верхней юры и мела. В качестве максимальных сложностей разреза и принятой стратиграфической модели можно упомянуть следующие моменты. Во-первых, в Тфанской зоне выделяются нижняя и верхняя сидеритовые толщи (нижний и верхний аален, соответственно), которые по облику практически неотличимы. Однако разделяющие их маркирующие аташкаинские песчаники во всех случаях позволяли установить относительный возраст толщ. Во-вторых, в Восточном Кавказе фундамент и низы разреза всего чехла, соответственно, наблюдаются только на западе, рядом с Центральным Кавказом. В Тфанской зоне части разреза ниже аалена, а в Шахдагской зоне — ниже верхнего тоара, на поверхность не выходят, соот-

ветственно, мощность этого разреза и его литология достоверно не установлены. Эта часть разреза характеризовалась по литературным данным из северных и западных районов. В-третьих, в северной части Тфанской зоны (также как и в Хизинской зоне) верхняя часть разреза (выше байоса) явно имеет несколько размывов, а мощности верхнеюрских и меловых отложений остаются не вполне достоверными. В связи с этим общую мощность колонки здесь надо считать ориентировочной, а не точной.

Чиатурская зона, западная часть Восточного Кавказа. Структура и стратиграфия Чиатурской зоны описана в литературе не так детально, как ЮВК. В статье использованы региональные материалы (Геология..., 1968), монография В.Н. Шолпо (1978), а также собственные наблюдения (Яковлев, 1978; 1997), включая структурные разрезы, составленные по геологическим картам и полевым структурным данным. В пределах Чиатурской зоны выходит значительный по мощности разрез флишевых терригенных и терригенно-карбонатных толщ от верхней юры на севере до верхнего мела на юге (рис. 3а). Характерными толщами являются темные толстослоистые известняки и мергели верхней юры, нижнемеловые черные глинистые сланцы нижнего валанжина, флишоидные известняки и мергели верхнего валанжина, сменяемые выше более песчанистыми толщами неокома. Известно, что этот разрез в целом подстилается теми же отложениями нижней и средней юры, что и в Восточном Кавказе, а в других районах надстраивается мощной толщей палеогена (Щерба, 1987). Составленная по этим данным стратиграфическая модель осадочного чехла зоны имела мощность 15.3 км. В структуре по рекам Кешельтадон на юге и Гинатдон на севере (рис. 2а, 3, пр. 11) выделяется крупная синклиналь на юге (выходит верхний мел), сопряженная с антиклиналью, имеющей верхний валанжин в ядре. Далее к северу наблюдается многопорядковая складчатость, нарушенная разрывами, с несколькими относительно крупными складками. Таким образом, если в Юго-Восточном Кавказе в полосу наблюдения попадали обычно 2.5-3.5 км мощности чехла (из 16 км), то здесь мы видим больше 5 км. 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. 1, 2а).

Основные этапы развития. Для построения сбалансированной структуры весь процесс ее формирования необходимо разбить на этапы, для которых будет рассчитываться геометрия. Наиболее общепринятыми являются два важнейших рубежа в истории БК — предолигоценно-

Таблица 1. Стратиграфические модели трех ячеек профилей Тфанской (проф. 4, ячейки центральная и северная) и Шахдагской зон (проф. 9) и расчеты вертикальной позиции стратиграфических подразделений.

Стратиграфические горизонты	4 ц	Яч 4 ц	4 ц	4 с	Яч 4 с	4 с	9с	Яч 9с	9с
	Исх.	0.42	24406	Исх.	0.60	12260	Исх.	0.62	7161
	Мощн.	Sh	ΔH	Мощн.	Sh	ΔH	Мощн.	Sh	ΔH
0	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	50	119		50	83		50	81	
Pg ₁₋₂ - Pg ₂	-50	-119	24287	-50	-83	12177	-50	-81	7080
2	50	119		50	83		50	81	
Pg ₁₋₁	-100	-238	24168	-100	-167	12093	-100	-161	7000
3	500	1190		500	833		0	0	
K ₂ d(Pg ₁ d)	-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 ₂ st-km ₁	-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 ₁ a-al	-1600	-3810	20596	-1400	-2333	9927	-100	-161	7000
9	3000	7143		1000	1667		700	1129	
K ₁ g-br	-4600	-10952	13454	-2400	-4000	8260	-800	-1290	5871
10	2500	5952		1000	1667		0	0	
J ₃ tt ₂ - K ₁ v	-7100	-16905	7501	-3400	-5667	6593	-800	-1290	5871
11	600	1429		500	833		100	161	
J ₃ km - tt ₁	-7700	-18333	6073	-3900	-6500	5760	-900	-1452	5709
12	350	833		250	417		0	0	
J ₂ k - J ₃ o	-8050	-19167	5239	-4150	-6917	5343	-900	-1452	5709
13	300	714		300	500		0	0	
J ₂ bt	-8350	-19881	4525	-4450	-7417	4843	-900	-1452	5709
14	800	1905		700	1167		800	1290	
J ₂ b	-9150	-21786	2620	-5150	-8583	3677	-1700	-2742	4419
15	750	1786		750	1250		1000	1613	
J ₂ a ₂₋₂	-9900	-23571	835	-5900	-9833	2427	-2700	-4355	2806
16	750	1786		500	833		1000	1613	
J ₂ a ₂₋₁	-10650	-25357	-951	-6400	-10667	1593	-3700	-5968	1193
17	100	238		100	167		500	806	
J ₂ a ₁₋₂	-10750	-25595	-1189	-6500	-10833	1427	-4200	-6774	387
18	1400	3333		900	1500		600	968	
J ₂ a ₁₋₁	-12150	-28929	-4523	-7400	-12333	-73	-4800	-7742	-581
19	3000	7143		3000	5000		3500	5645	
J ₁ t	-15150	-36071	-11665	-10400	-17333	-5073	-8300	-13387	-6226
20	1500	3571		1500	2500		1500	2419	
J ₁ p + s	-16650	-39643	-15237	-11900	-19833	-7573	-9800	-15806	-8645

Примечание: стратиграфические подразделения 1-20 обозначены в левой колонке (0), индексы стандартные. Парные цифры в строках означают: колонка 1 – исходная мощность и накопленная глубина подошвы; колонка 2 – мощность после укорочения Sh и накопленная глубина; одинарная цифра в колонке 3 показывает позицию подошвы после смещения на ΔH в результате неотектонического поднятия.

новая основная складчатость (Милановский, Хаин, 1963) и начало сводово-глыбового роста гор в сарматское время. Заметим, что проблема времени и длительности формирования складчатости является дискуссионной. Однако несомненными являются факт наиболее заметного преолигоценного углового несогласия по периферии Большого Кавказа и то, что наиболее древние поверхности выравнивания не испытали складчатых деформаций. На этом основании мы будем придерживаться версии трех стадий развития структуры: стадия 1 – постседиментационная на начало олигоцена, при которой складчатость отсутствует; стадия 2 – постскладчатая доорогенная от олигоцена до сармата, при которой не происходило размыва кровли осадочного чехла и стадия 3 – современная посторогенная. Такая периодизация является технической и вынужденной, поскольку связана с алгоритмом расчетов. Нельзя исключать того, что в дальнейшем возникнет возможность и необходимость уточнить и схему стадий, и порядок расчетов.

МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОЙ СТРУКТУРЫ

В основе методологии реализованного подхода лежат принципы описания деформаций, применяемые в механике. Вся структура делится на относительно однородные участки, деформация в которых усредняется и описывается как эллипсоид деформации (рис. 4а, 4б). В этом эллипсоиде промежуточная ось совпадает с шарниром складки, длинная ось перпендикулярна шарнирам и совпадает с осевой плоскостью, а короткая перпендикулярна им обоим. Для того чтобы каждый домен «вернуть» к его первоначальному доскладчатому состоянию, необходимо ввести два допущения. Первое является очевидным – объем и масса вещества в процессе деформаций не меняются – и возражений вызывать не должно, поскольку в качестве исходных мощностей пород используются замеры их современной мощности, а явления растворения и переотложения таких минералов как кальцит и кварц в данных очень слабо метаморфизованных породах

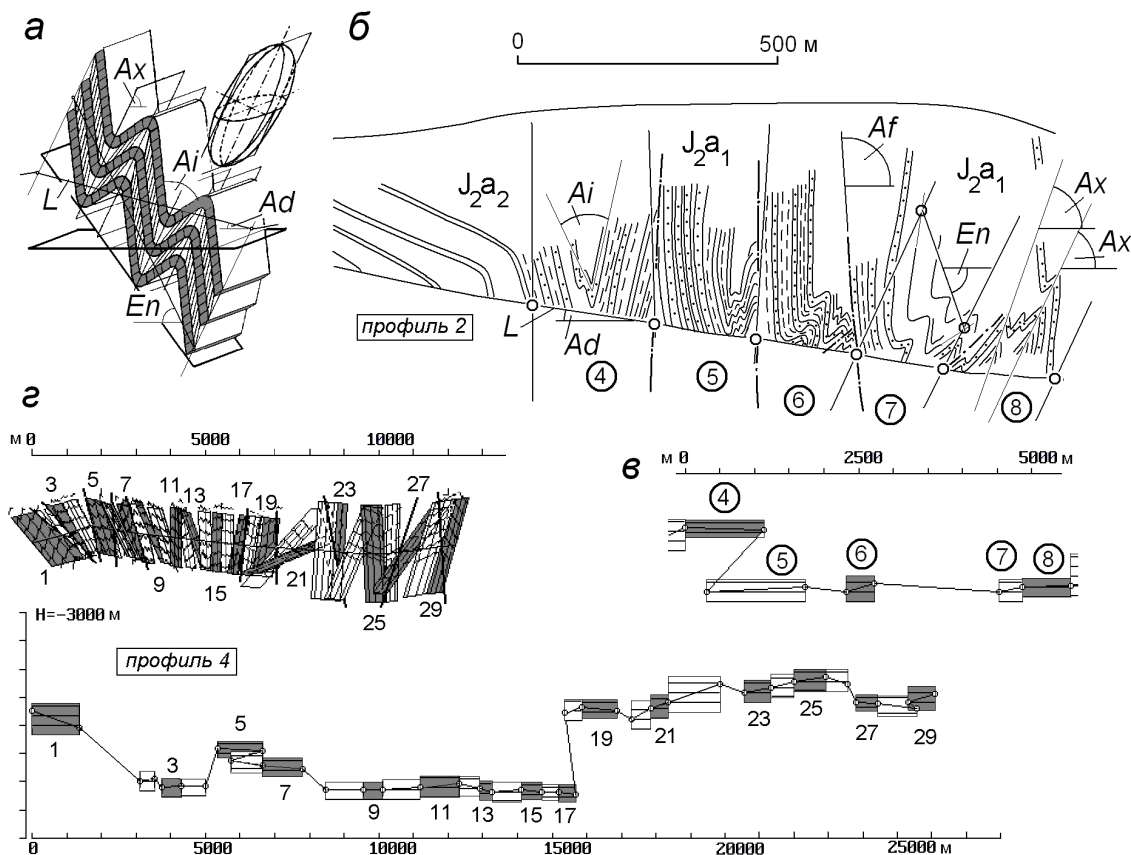


Рис. 4. Основы метода балансирования структурных разрезов по геометрии доменов для линейной складчатости: а – представление о домене как об однородной структуре, деформация которой описывается эллипсоидом деформаций; б – процедуры замеров основных параметров в природной складчатости на примере исходной детальной версии профиля 2; показаны границы доменов в виде маленьких кружков и проходящих через них линий (для доменов 4-8), замеры длины (L) и наклона отрезка профиля (Ad), наклона осевых поверхностей (Ax), наклона зеркала складок (En), угла между крыльями складок (Ai), наклона плоскости разрыва (Af); в – часть реставрированного профиля (соответствует б); г – реставрированный разрез 4 (компиляции копий экрана, полученных при работе компьютерной программы); верхний профиль – современная структура, нижний – доскладчатая.

фиксируются только как локальные. Второе – отсутствие деформаций вдоль промежуточной оси – требует короткого комментария. В случае линейных цилиндрических складок, образующих складчатую систему, окруженную стабильными блоками земной коры, значимых перемещений вдоль шарниров не существует. Во всяком случае, это стандартным образом принимается таковым, и только иногда специально оговаривается, например, в описании проведения процедур балансирования (Прокопьев и др., 2004). Поскольку именно для Кавказа существует мнение о значительном масштабе явления перетекания пород вдоль сооружения (Расцветаев, 2002), этот вопрос уже обсуждался (Яковлев, 2010), и было показано, что реально «перетекание» не может превышать 1-2%, что позволяет им пренебречь.

Применяемый метод балансирования разрезов ранее был подробно описан (Яковлев, 2009а, 2010), что позволяет только кратко указать его основные этапы.

При выделении доменов обращается внимание на разрывы, которые всегда принимаются как границы доменов. Размер домена определялся количеством природных складок и детальностью исходных профилей. Для структурных разрезов ЮВК рабочего масштаба 1:10 000 средняя длина отрезков профиля для доменов составляла 300-500 м, для Чиаурской (масштаб 1:25 000) – 1100 м. Через выбранные точки – границы доменов строятся линии, параллельные осевым плоскостям, которые нужны для измерения наклона зеркала складок. Характер параметров и процедуры их замеров показаны на рис. 4а, 4б. Угол схождения крыльев складок переводится в величину укорочения в направлении, перпендикулярном осевой плоскости складки. Это соответствует распространенному представлению о неизменности длины слоев и их мощности на крыльях складок в процессе деформаций. Заметим, что в ряде редких случаев (например, для асимметричных складок) правильнее применять специальные исследования, но здесь мы это вынужденно не делаем. После сбора материала по всем доменам профиля анализируется стратиграфическая модель, и назначаются глубины «входных» точек первого домена и всех других, расположенных за разрывами. Далее заполняется файл исходных данных собственной специальной компьютерной программы, которая реставрирует профиль порциями по 6 доменов. Программа была разработана на языке BASIC и позволяет отражать современный профиль, доскладчатый профиль и основные параметры расчетов (рис. 4). Ядро программы составляют три кинематические операции: поворот домена до горизонтального зер-

кала складок; горизонтальный простой сдвиг до вертикального положений осевых поверхностей и, третья, – растяжение (по параметру «укорочение») до «исчезновения» складок (Яковлев, 2009а, 2010). При этих операциях отслеживается длина и наклон отрезка профиля для домена. Результатом является положение этого отрезка (его новая длина и наклон) в горизонтально слоистой среде. Заметим, что указанные операции именно в этой последовательности имеют чисто технический, вычислительный характер, не совпадающий с природным процессом, который остается неизвестным. Можно использовать и другой порядок (например, поворот до вертикального положения осевой плоскости, вертикальный простой сдвиг и растяжение), но «амплитуды» операций тогда будут другие. Те же операции применяются и к плоскости разрыва. Амплитуда перемещения по разрыву определялась по разнице рассчитанной глубины выходной точки предыдущего домена и назначенной глубины следующего (табл. 2). Процедура балансирования состояла в отслеживании положения известных стратиграфических границ и коррекции «входных глубин» для приведения глубин границ в соответствии со стратиграфической моделью. Эти процедуры иллюстрируются на примере профиля 4 (рис. 2б, 3) в параметрах табл. 2 и на рис. 4г. Сложности в балансировании могли возникнуть при наличии чешуйчатых структур с пологими углами наклона доскладчатой плоскости разрыва, что при большой разнице в уровнях стратиграфии могло дать неоправданно большую горизонтальную амплитуду смещения. Но обычно такие редкие структуры удавалось интерпретировать без больших трудностей (рис. 4в). В сложных случаях выбирался вариант, позволяющий сбалансировать структуру по простиранию, с опорой на соседние профили, не имевшие надвигов.

Полученные данные использовались для определения накопленной длины доскладчатой структуры с учетом разрывов, а затем назначались границы структурных ячеек. Связано это с тем, что в силу неоднородности деформации сокращение каждого домена не показывало сокращения тектонического – отклонения от среднего были очень велики и даже показывали удлинение. Структурные ячейки назначались, исходя из общей мощности осадочного чехла (желательно было иметь одинаковые длину и высоту ячейки) и особенностей конкретной структуры. Для выбранной ячейки легко определялась величина укорочения (табл. 3). Разумеется, определялась и укорочение всего профиля.

Как уже указывалось, история развития БК в качестве первого приближения рассматривается в виде трех этапов деформаций. В соответствии с этим по стратиграфической модели (табл. 4,

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ

Таблица 2. Расчеты доскладчатой длины отрезков профиля 4 для доменов (р. Кудиалчай, с юга на север) и смещений по разрывам.

Домен номер	Длина отрезка проф. домена	Наклон отрезка	Наклон осевой плоскости	Наклон зеркала складок	Укорочение в домене	Наклон плоскости разрыва	Длина доклад. отрезка	Глубина на входе	Глубина на выходе	Смещение гор. по разрыву	Укорочение на коп. с разр.	Длина профиля для доскл. с разр.	Стратиграфический 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

Примечание: 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.

Таблица 3. Результаты восстановления доскладчатой ширины структур (ячейки и профили целиком, в метрах) и величины их укорочения, с учетом перемещения по разрывам.

ячейки, профили	число доменов	доскладч. длина L_0	соврем. длина L	укороч. по надвигам	общ. укороч. по разрывам	Величина укорочения $\varepsilon = L/L_0$ и (%)	Доля укороч. по разрывам $n = 6/(3 - 4)$
1	2	3	4	5	6	7	8
1 юж	6	5558	3099	534	88	0.56 (44%)	
1 цен	10	8152	2679	866	866	0.33 (67%)	
1 сев	16	8115	3933	1997	-120	0.48 (51%)	
сумма 1	32	21825	9711	3397	834	0.44 (56%)	0.07
2 юж	8	7953	2775	2392	1570	0.35 (65%)	
2 сев	8	11876	4004	4167	4167	0.34 (66%)	
сумма 2	16	19829	6779	6559	5737	0.34 (66%)	0.44
3 юж	6	9017	3502	1988	1988	0.39 (61%)	
3 сев	8	9273	3500	1891	1845	0.38 (62%)	
сумма 3	14	18290	7002	3879	3833	0.38 (62%)	0.34
4 юж	7	7788	3166	2308	1407	0.41 (59%)	
4 цен	10	7884	3285	671	671	0.42 (58%)	
4 сев	9	7821	4656	1086	746	0.60 (40%)	
сумма 4	26	23493	11107	4065	2824	0.47 (53%)	0.23
5 юж	10	11153	4316	0	0	0.39 (61%)	
5 сев	11	9863	5072	1188	-1849	0.51 (49%)	
сумма 5	21	21016	9388	1188	-1849	0.45 (55%)	-0.16
6 юж	12	14701	5517	4747	3711	0.38 (62%)	
6 сев	10	7902	5062	0	0	0.64 (36%)	
сумма 6	22	22603	10579	4747	3711	0.47 (53%)	0.31
7 юж	7	11171	4848	733	733	0.43 (57%)	
7 сев	8	11601	6166	763	714	0.53 (47%)	
сумма 7	15	22772	11014	1496	1447	0.48 (52%)	0.12
8 юж	5	8270	2903	0	0	0.35 (65%)	
8 сев	5	5067	2628	208	208	0.52 (48%)	
сумма 8	10	13337	5530	208	208	0.41 (59%)	0.03
9 юж	8	8346	5275	0	0	0.63(37%)	
9 цен	9	10183	5203	128	-41	0.52(49%)	
9 сев	11	14741	9210	46	-147	0.62(38%)	
сумма 9	28	32270	19688	174	-188	0.59 (41%)	-0.01
10 юж	6	8030	3083	3006	2946	0.38(62%)	
10 сев	6	8500	3561	1046	1046	0.42(58%)	
сумма 10	12	16530	6644	4050	3992	0.40 (60%)	0.40
11 юж1	5	12069	6495	0	-291	0.54(46%)	
11 юж2	3	10546	4423	0	0	0.42(58%)	
11 цен	7	14276	5872	1695	1423	0.41(59%)	
11 сев1	6	10914	5621	4	-445	0.52(48%)	
11 сев2	3	9329	4745	0	-2291	0.51(49%)	
сумма 11	24	57134	27155	1695	-1600	0.48 (52%)	0.03

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ

Таблица 4. Глубина (высота) подошвы подразделений указанного возраста в км для трех стадий развития (колонки 1 – 15).

Стадии	1. доскладчатая					2. пост-складчатая					3. современная					Поднятие
	J ₁	J ₂	J ₃	K	Pg	J ₁	J ₂	J ₃	K	Pg	J ₁	J ₂	J ₃	K	Pg	
Ячейка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
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	14.5
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	18.7
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	11.6
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	21.9
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	21.6
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	20.4
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	19.3
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	12.2
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	24.4
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	22.9
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	14.3
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	23.3
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	15.5
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	22.6
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	18.8
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	20.5
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	20.1
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	22.3
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	7.2
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	11.0
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	7.9
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	9.6
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	12.5
11 сев2	-15.3	-11.3	-8.3	-7.1	-2.0	-30.0	-22.2	-16.3	-13.9	-3.9	-13.7	-5.9	0.0	2.4	12.4	16.3
11 сев1	-15.3	-11.3	-8.3	-7.1	-2.0	-29.4	-21.7	-15.9	-13.7	-3.8	-16.2	-8.5	-2.7	-0.4	9.4	13.3
11 цен	-15.3	-11.3	-8.3	-7.1	-2.0	-37.3	-27.6	-20.4	-17.3	-4.9	-24.6	-15.1	-7.9	-4.9	7.6	12.5
11 юж2	-15.3	-11.3	-8.3	-7.1	-2.0	-36.4	-26.9	-19.8	-16.9	-4.8	-22.4	-12.9	-5.8	-2.9	9.2	14.0
11 юж1	-15.3	-11.3	-8.3	-7.1	-2.0	28.3	-20.1	-15.4	-13.1	-3.7	-18.6	-11.2	-5.6	-3.4	6.0	9.7

Примечание: Показаны материалы Тфанской (профили 1-8), Шагдагской (профили 9, 10) и Чиаурской зон (профиль 11). «Высота» кровли размытой части чехла (колонка 16) вычислялась в предположении, что весь размыв пород и параллельный рост рельефа произошли после складчатости

колонки 1-5, стадия 1) и величине укорочения рассчитывались новые глубины стратиграфических маркеров для всех ячеек для стадии 2 (табл. 1, «Sh» в колонке 2; табл. 4, колонки 6-10). Далее по данным о глубинах отрезков профиля для каждого домена (табл. 2, колонки 9 и 10) и величине укорочения рассчитывалась постскладчатая средняя глубина линии профиля для всех ячеек. Замеры длины и наклона отрезков профиля и высота рельефа «входной» точки всего профиля

позволяла рассчитать среднюю высоту рельефа для ячеек. Поскольку на этой высоте оказались породы, имевшие определенную постскладчатую глубину, можно было вычислить величину неотектонического «поднятия» (табл. 1, Δh в колонке 3; табл. 4, колонка 16). Вводя эту поправку, определялась новая глубина (высота) для основных стратиграфических уровней (табл. 1, колонка 3; табл. 4, колонки 11-15). Полученные современные и доскладчатые длины профилей для ячеек (табл. 3),

а также вертикальные позиции всех стратиграфических разделов для трех стадий (табл. 4) позволяли построить соответствующие структуры, сбалансированные по объемам осадочного чехла и по имевшим место складчато-разрывным деформациям (сравните структуры 11/1, 4/1, 9/1 как исходные на рис. 5а и общий для них рис. 5б).

Результаты будут показаны далее отдельно по районам.

Здесь полезно указать на ряд отличий обычного метода составления сбалансированных разрезов и использованного в данной статье. Цель обычных методов – составить такие разрезы, которые и в современном состоянии, и в

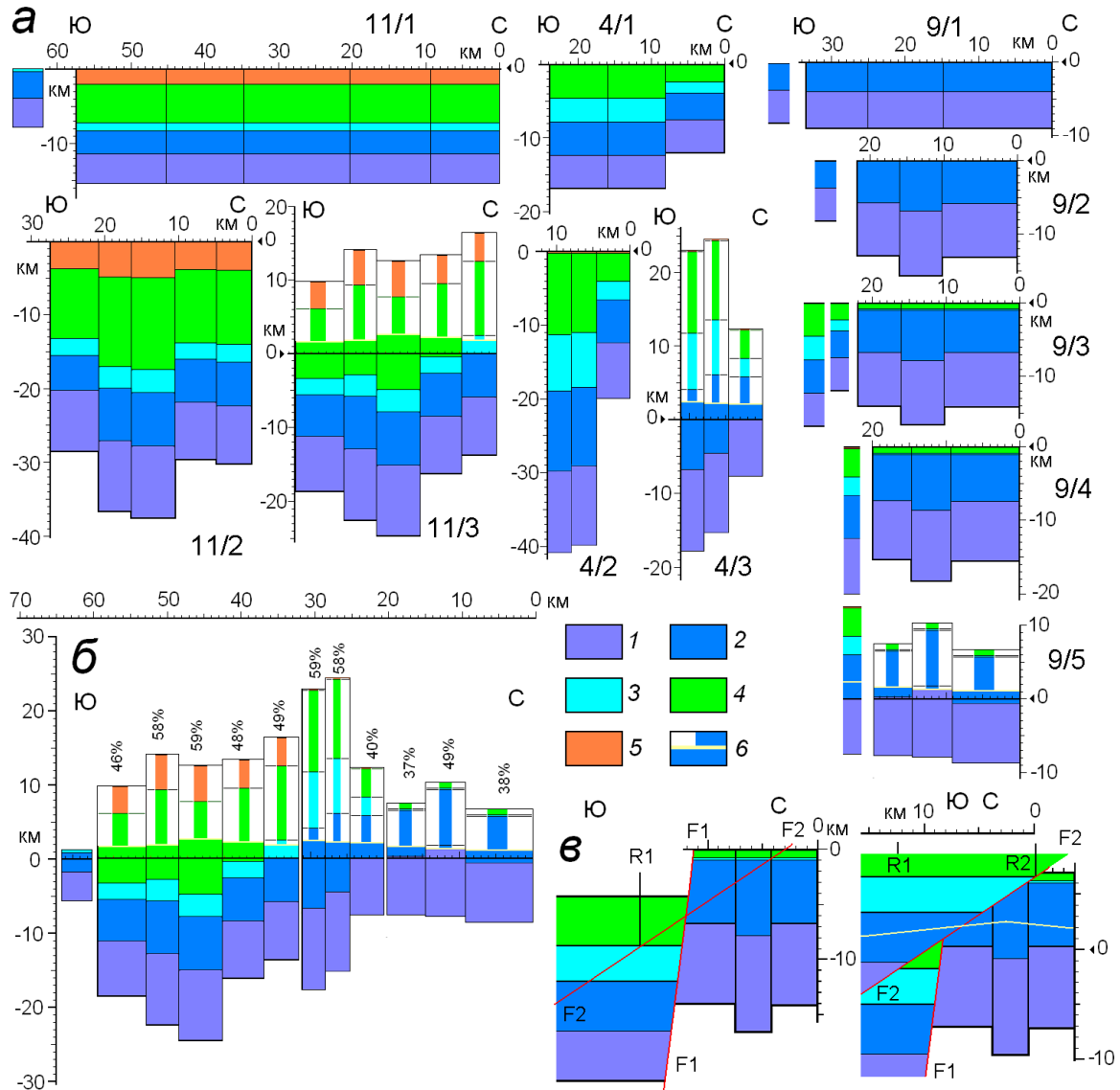


Рис. 5. Стадии развития основных структурных элементов Большого Кавказа по результатам построения сбалансированных разрезов в пределах альпийского осадочного чехла и общая схема строения чехла. Стадии развития структуры (а) для конкретных профилей: Чиаурская зона, профиль 11, стадия 1 (доскладчатая, конец эоцена) – 11/1; стадия 2 (постскладчатая, доорогенная, начало олигоцена) – 11/2; стадия 3 (современная, посторогенная) – 11/3; Тфанская зона, профиль 4, стадия 1 – 4/1, стадия 2 – 4/2, стадия 3 – 4/3; Шахдагская зона, профиль 9, стадия 1 (доскладчатая, конец бата) – 9/1, стадия 2 (постскладчатая, начало келловоя, основное сокращение) – 9/2, стадия 3 (параплатформенное карбонатное осадконакопление, конец эоцена) – 9/3, стадия 4 (повторная слабая складчатость, начало олигоцена) – 9/4, стадия 5, (современная, посторогенная) – 9/5; для всех стадий дополнительно слева для сравнения показаны соответствующие колонки Тфанской зоны. Общая схема современного строения альпийского чехла (б) по результатам построения сбалансированных разрезов (профили 11, 4 и 9). Схема оценки максимальной амплитуды совмещения блоков (в), имеющих разные фации. Слева – погружение южного блока (Тфанская зона) по сбросу (F1) с учетом глубины бассейна осадконакопления, справа – структура, возникшая после надвижения по разлому F2. R1 и R2 – реперная точка и ее перемещение. Светлой линией выше отметки «0» показан возможный рельеф. Пояснения в тексте. 1 – отложения нижней юры, 2 – отложения средней юры, 3 – отложения верхней юры, 4 – отложения мела, 5 – отложения палеогена, 6 – положение поверхности рельефа (колонка пород, расположенная выше, размывта).

доскладчатом имеют все части структуры без зияний и перекрытий. При такой балансировке подбираются комбинации тех или иных типичных структур и находятся такие сочетания амплитуд смещения по разрывам, которые это обеспечивают. В нашем случае также подбираются такие амплитуды смещения по разрывам, которые не искажают положение отрезков профиля внутри горизонтально слоистой структуры, совпадающей (по возможности) с используемой стратиграфической моделью (глубины возрастных разделов должны в результате выдерживаться вдоль всей структурной ячейки). Иногда может потребоваться менять мощность или глубину слоев (то есть, в стратиграфическую модель могут вноситься коррекции). В сложных случаях амплитуды смещения по разрывам привязываются к более надежным соседним разрезам. Общий смысл сбалансированного разреза в использованном методе тот же — получаемая структура должна иметь ту же площадь горизонтальных слоистых толщ в вертикальном срезе, что и современная.

Разумеется, у показанного ранее материала существует ряд особенностей, из которых отметим только две. Прежде всего — не собирались полевые данные, позволяющие разделить разрывы на сбросы и надвиги разного возраста (соскладчатые и неотектонические) с определением соответствующих амплитуд, хотя сейчас понятно, что это могло быть полезно. Однако отсутствие таких сведений пока не вызвало сложностей в расчетах. Только в одном случае (рис. 2б, пр. 8) не удалось «сбалансировать» смещение по вертикальному разрыву — в итоге мы посчитали его неотектоническим и проигнорировали. Второе — по-видимому, будет правильно в дальнейшем заметную часть размыва считать синхронной со складчатостью, поскольку амплитуды «неотектонического поднятия» оказались очень велики. Но в настоящий момент нет возможности хотя бы предположить, каким образом можно выяснить «долю» такого размыва и как именно это следует учитывать в методе. Поэтому правильно будет «поднятие» считать «накопленным размывом» за складчатый и неотектонический этапы, а вопрос о соотношении этих цифр с реальным поднятием (после сармата) или с возрастом поверхностей выравнивания оставить для последующих исследований. Важным аспектом проблемы соотношения соскладчатого погружения фундамента и размыва верхней части осадочного слоя является сохранение или нарушение изостазии. Если считать, что вся система дает очень быструю реакцию на изменение изостазии, и что плотности пород и самой коры, и верхней мантии не меняются, то надо признать, что складчатость не может возникать. Поскольку

складчатость все же существует, то или могут меняться очень быстро плотности пород коры и, особенно, ее нижней части (Яковлев, 2008б), или (и) изостазия не при всех условиях сохраняется. В любом случае эту проблему в данной статье можно только поставить, но не разрешить. В статье мы будем продолжать пользоваться указанной выше трехстадийной моделью.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОЙ СТРУКТУРЫ

Тфанская зона. Так как доскладчатая ширина зоны в целом оказалась не очень большой (20–25 км), то в соответствии с полученными общими мощностями чехла (12–16 км) были выделены в основном по две ячейки на профиль. Исключение составили профили 1 и 4 (рис. 2б) в которых удалось выделить по три ячейки. Полученные результаты позволяют в целом описать структуру зоны по стадиям ее развития.

Ширина доскладчатой структуры Тфанской зоны в полном объеме (23.5 км) была определена только по профилю 4 (рис. 2б), который, кроме этого удобен тем, что в его структуре роль разрывных нарушений является относительно небольшой (табл. 3). Другим полным пересечением (22.7 км) можно считать профиль 7 (рис. 2б). Остальные профили в своей южной части не дотягиваются до границы зоны. Тем не менее, даже по явно неполным профилям 2 и 3 доскладчатая ширина зоны оказалась очень похожей (18.3 и 20.3 км). Сопоставляя эти величины с современной длиной профилей (от 6.7 до 11.1 км), находим величины укорочения, составляющие от 0.33 (3-х кратное или 67%) до 0.48 (52%). Для визуализации материала построены три стадии развития структуры в профилях по ячейкам (рис. 5а, например 4/1, 4/2, 4/3) и блок-диаграмма современной структуры в аксонометрической проекции (рис. 6).

По этим материалам выявлен ряд региональных особенностей. Вкрест простирания структуры наблюдается заметно меньшее укорочение северных ячеек (от 36% до 47%) в профилях 4–8 (рис. 2б, 6) и существенно большее сокращение южных (57–65%). Обращают на себя внимание (рис. 2б, 6) идентичные укорочения в ячейках профилей 2 и 3 (парные 66% и 62%), а также большое сокращение центральной ячейки профиля 1 (67%). В процессе балансирования разрезов производилось определение величины смещения по разрывам (табл. 4, колонки 5 и 6). В случае существования явных серий дуплексов (профили 2 и 3), суммарная амплитуда надвигания оказывалась значительной (табл. 4, колонка 8, до 0.46 доли от всего укорочения). Здесь сокращение складчатое было чуть меньше, чем в соседних структурах.

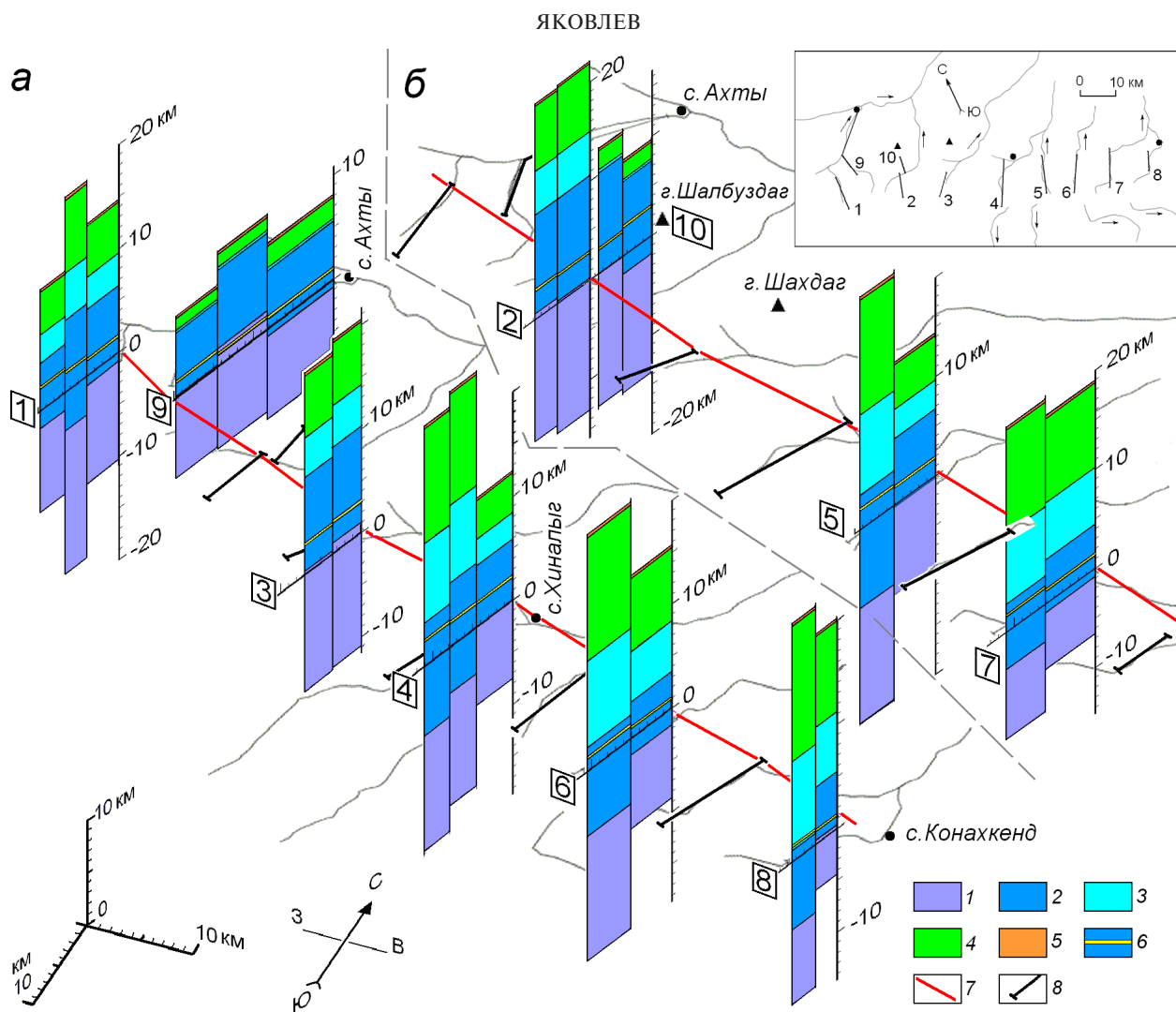


Рис. 6. Блок-диаграмма строения альпийского чехла по результатам построения сбалансированных разрезов (табл. 3 и 4) для основной части профилей (а) и для остальных (б), карта-врезка основных рек и географических объектов (справа): 1 – нижняя юра, 2 – средняя юра, 3 – верхняя юра, 4 – мел, 5 – палеоцен и эоцен, 6 – положение поверхности рельефа (колонка пород, расположенная выше, размыва), 7 – положение Ахтычайского разлома (границы Тфанской и Шахдагской зон), 8 – линии профилей.

Доскладчатая стадия показывает накопленные мощности осадков перед складкообразованием (табл. 5, колонка 1). В профилях 1-3 (рис. 2б) приняты сокращенные мощности чехла (11.9 км), далее на восток для южных ячеек мощность максимальная и составляет 16.7 км (профили 4 и 5), а еще дальше мощности приняты одинаковыми и уменьшаются с 15.5 до 12.8 км. Такая схема принята для профилей 4 и 5 (рис. 2б), поскольку в восточной части зоны именно на юге присутствуют максимальные мощности всего разреза.

В соответствии с трехстадийной моделью было принято, что все укорочение структуры при складчатости было реализовано на стадии 2 без поднятия и размыва структуры. При этом обязательно возникло погружение структуры в соответствии с мощностями и укорочением ячеек (табл. 4, колонка б), которое оказалось максимальным для южных ячеек (рис. 2б, пр. 4-6) и достигало глубины 40-43 км. Северная

часть зоны испытала погружение до 20-25 км. Выделяются одинаковое погружение двух ячеек в пр. 2 и 3 (30-35 км), а также центральный прогиб в пр. 1 (21 – 36 – 25 км). Заметим здесь, что данные цифры являются сугубо расчетными, относятся только к моменту возникновения складчатости, и в будущем будут уточняться, если удастся найти каковы были объемы того размыва верхней части колонны осадков, который сопровождал развитие складчатости.

Современная структура (стадия 3) в целом наследует все черты второй стадии (рис. 6, табл. 4). Выделяется центральный прогиб в пр. 1 (по ячейкам: 9.7 – 17.4 – 10.3 км), «плоская» структура пр. 2 и 3, имеющих «надвиговые чешуи» (12.3 – 13.0 и 11.2 – 10.9 км), а также явное масштабное погружение фундамента к востоку для южных ячеек (17.7 – 19.4 – 10.8 км) относительно северных (7.6 – 9.0 – 4.4 км) с разницей в 9-10 км, и, реже, – 4-7 км. Наблюдается заметное воздыма-

ние структуры к востоку, особенно по северным ячейкам. На основании этих данных можно предполагать наличие соответствующего продольного разрыва с вертикальным смещением в кровле фундамента.

Специального описания требуют амплитуды поднятия (размыва), связанные с величинами орогенного воздымания. Они вычислялись как разница между глубинами фундамента на стадиях 2 и 3 (табл. 4, колонка 16). Значительные величины этого параметра отмечаются для южной части зоны в ее восточной половине (20-24 км), в северной части оно увеличивается к востоку с 12 до 20 км. Участок чешуйчатых структур (рис. 2б, пр. 2 и 3) показал также большое поднятие – 19-22 км. Центральному прогибу в пр. 1 соответствует заметное воздымание на фоне соседних средних значений.

Надо заметить, что полученные величины глубин фундамента и амплитуд размыва связаны с тремя параметрами: «стратиграфической моделью», величиной укорочения и общим стратиграфическим уровнем пород, выходящих на поверхность. В стратиграфической модели есть «прогнозная» мощность осадочного чехла для отложений нижней юры, относительно которой точные наблюдаемые данные в изученных зонах отсутствуют. Чем больше эта величина, тем больше будет глубина кровли фундамента. Чем больше будет величина укорочения, тем больше будет мощность «постскладчатой» колонны осадков и глубина фундамента. При прочих равных условиях, чем моложе осадки, выходящие на поверхность, тем глубже кровля фундамента. Поскольку мощности нижней части разреза чехла (и нижней юры) относительно слабо меняются по площади региона, расчетные глубины кровли фундамента можно считать достаточно надежными. Амплитуды размыва с этой точки зрения менее достоверны, поскольку они определяются гипотетической мощностью верхней части чехла, проверка которой невозможна. Для этих частей структуры можно ждать значительных вариаций размыва верхней части колонны осадков в локальных структурах (возможно, неоднократного). Однако показанные общие закономерности для амплитуд размыва вполне достоверны, поскольку если в северной части меловые осадки реально имели меньшую мощность, чем в модели, то это еще больше уменьшило бы величину «поднятия».

Шахдагская зона. Результаты (рис. 5, 6; табл. 3, 4) показали очень спокойное положение фундамента на глубинах 7.5-8.5 км на западе района с погружением его к востоку до 13.5 км. В западной части в трех ячейках фиксируется в целом средняя величина укорочения (41%), которая показала усиление в центральной части до 49% на

фоне соседних заниженных (36-37%) значений. Профиль 10 показал значительное сокращение (60%) у ГН, которое, вероятно, в целом компенсировалось низкими значениями параметра к северу (точных данных нет). Величины размыва лежат в пределах 7-11 км на западе и 9.5-12 км на востоке. Данные по этой зоне показывают интересные возможности прогнозирования структуры. По полевым наблюдениям в районе ячеек «9ц» вся структура по шарнирам складок погружается на восток под углом 30-40°. Уровень подошвы верхней юры здесь находится на высоте 9.3 км, но к востоку он приходит на высоту 4 км с падением слоистости 30° к северу, что соответствует значениям погружения шарниров. Эта же граница в ячейках «10сев» и «10юж» к югу имеет высоты 7.5 и 10 км, что соответствует продолжению в размытую часть структуры реального северного падения верхней юры. Это подтверждает надежность и действительную сбалансированность полученной структуры, несмотря на то, что многие цифры не совпадают с привычными, по крайней мере – по масштабам размыва. Учитывая почти постоянную глубину фундамента здесь (12.2 – 13.7 км, профили 2 и 10, табл. 4), эта структура указывает на возникновение складчатости при синхронном размыве (по меньшей мере, частично), что могло иметь место уже после сарматского времени.

Чиатурская зона. Для анализа этой зоны были использованы ранее сделанные замеры структурных признаков (Яковлев, 2006), но была уточнена стратиграфическая модель – объемы нижней и средней юры взяты теми же, что и в двух предыдущих зонах. Более внимательное отслеживание совпадения глубин стратиграфических уровней при небольшом количестве разрывов показало их неизбежное постепенное повышение к северу примерно на 0.6 км, что можно принять за явление, существующее реально. При современной длине профиля 11 в 27.2 км его доскладчатая длина составила 57.1 км. Это позволило выделить не 4, как ранее (Яковлев, 2006), а 5 структурных ячеек (рис. 5а, 11/1). Основные результаты представлены в табл. 3 и 4. Полученные величины сокращения ячеек (46-59%) показали усиление этого параметра к центральной части зоны. Современная глубина фундамента была определена в 13.7-24.6 км, с максимальной глубиной опять же в центре, причем между ячейками «11цен» и «11сев» есть уступ в 7.6 км (вероятно, реально существующий). Величина размытой части разреза менялась с юга на север от 9.7 до 16.3 км с широкой площадкой в центре со средними значениями (рис. 5, табл. 4).

Структуры сопряжения тектонических зон. Данные, полученные по трем тектоническим зонам, позволили яснее, чем раньше, представить

структуру перехода от зоны к зоне. Для этого на рисунке 5а рядом с профилями 11/1 и 9/1 показаны с юга колонки чехла соседних зон – Окрибо-Сачхерской и Тфанской. В первом случае хорошо видно, что само осадконакопление требует погружения Чиаурского блока на 7 км по кровле фундамента, а после деформации и размыва эта амплитуда увеличивается до 13 км. Такой масштабный сброс абсолютно исключает существование здесь структур пододвигания Закавказского массива, а также показывает, что фундамент «пластично» сократился в поперечнике на такое же расстояние, как и чехол. Объяснение реально существующих надвигов на кайнозойский прогиб есть в (Яковлев, 2008б). Заметим, что структура в таком виде не противоречит существованию глыбового флиша палеогена (Леонов, 1975) на южной границе Чиаурской зоны (глыбы рифовых известняков титона поступали с юга). Характер взаимного перемещения блоков по разные стороны Ахтычайского разлома показан в пяти стадиях профиля 9 (9/1 – 9/5). На рисунке (рис. 5в, слева) показано, что возможное сочетание сброса F1 с амплитудой до 10 км по кровле средней юры с последующим надвигом F2 (рис. 5в, справа) может оставить внизу блок шириной около 10 км (стадия 2). Такая схема может объяснить известное явление «совмещение фаций». Поэтому, хотя формально в Тфанской зоне амплитуды надвига по ГН минимальны (0.3–3.3 км, но есть и сбросы), надо оставить возможность пропуска надвига амплитудой до 5 км. Заметим также, что минимальный перепад глубины кровли фундамента по обе стороны от Тфанской зоны в Ахтычайском и Малкамудском (Тибском) надвигах (рис. 2, 5б, 6) в 0–5 км не оставляет никакой возможности существования «пластин» чехла, надвинутых друг на друга, поскольку их полное перекрытие образовало бы пакет мощностью в 35–65 км.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Существует достаточно большое число моделей БК разной степени детальности, которые рассматривают поведение фундамента и структуру его поверхности. Упомянем три. Уже неактуальная гипотеза адвекции предусматривала неизменность ширины бассейна осадконакопления и конвективные (адвективные) движения осадков, приводящие к складчатости, в комбинации с вертикальными в целом перемещениями блоков фундамента (Шолпо, 1978). Глубина залегания кровли фундамента в ее рамках считалась практически равной мощности чехла осадков, оставшихся ниже линии профиля, то есть 3–6 км (рис. 1, разрез). По версии С.И. Дотдугева (1986),

существует общий детачмент по кровле фундамента на глубинах 7–10 км, выше которого находятся чешуи (пластины) осадков чехла, в которых было реализовано укорочение структуры примерно пятикратного размера. М.Л. Сомин (2000) нашел, что фундамент имел альпийское общее пластическое укорочение севернее ГН, образуя там аркадные структуры, а также общее сокращение с чехлом южнее, в пределах Сванетского антиклинория. М.Л. Сомин указывает также на отсутствие в пределах структуры альпийского БК крупных надвигов.

Невозможность, по нашим данным, существования структур пододвигания, и общее почти равномерное укорочение позволяет считать примерные параметры структуры БК на большую глубину в пределах коры и верхней мантии. Для этого обобщим величины укорочения по трем тектоническим зонам и проследим, как изменялась глубина пород подошвы коры в ходе альпийской эволюции БК для его большей части. Зададим «стандартную» глубину подошвы коры в 40 км в начале юрского осадконакопления. После накопления 5–15 км осадков (рис. 7а) эти породы окажутся на глубинах 50–55 км (граница М). Этап позднекимерийских деформаций в этой схеме для простоты пропустим. Заметим, что под Дзирульским массивом и другими структурами Закавказского срединного массива (Краснопевцева, 1984) и севернее Пшекиш-Тырныаузского разлома (Шемпелев и др., 2005) спокойная структура земной коры и мантии с субгоризонтальными разделами по геофизическим данным прослеживается до глубин 50–80 км. По этим же данным граница Мохо в пределах собственно Большого Кавказа уверенно не выделяется. После сокращения на 41–53% и уже известного нам размыва структура приобретает конфигурацию, приведенную на рис. 7б. Породы бывшей подошвы коры в пределах БК, «зажатые» соседними жесткими блоками, оказываются на глубинах 70–100 км (М'). В рамках полученной модели обращает на себя внимание относительно постепенное погружение границы М' с севера на юг, отражающее перемещения глубинных блоков в процессе складчатых деформаций, и очень резкая смена ее глубины при переходе через Уцерский разлом и Рача-Лечхумскую шовную зону (рис. 1, 2) с амплитудой погружения (смещения относительно первичного положения) бывшей границы кора/мантия до 50 км в пределах Большого Кавказа. Таким образом, Рача-Лечхумская шовная зона оказывается крупнейшей мантийной неоднородностью.

В данном месте следует заметить, что параметры обозначенной выше структуры (рис. 7) имеют точность, соответствующую предположениям об исходной мощности коры (40 км), а

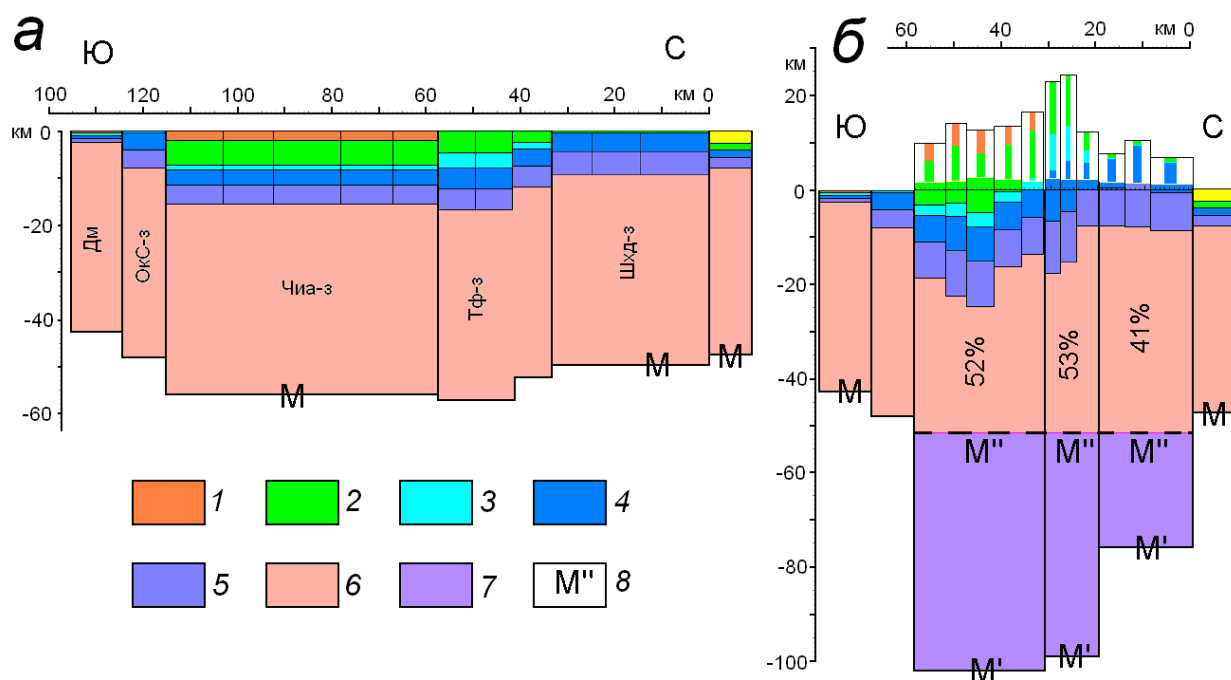


Рис. 7. Принципиальная гипотетическая схема глубинного строения сооружения Большого Кавказа в конце этапа осадконакопления перед основной складчатостью (*а*) и на современном этапе после укорочения и горообразования (*б*), показаны обобщенные величины сокращения тектонических зон в процентах и размывтые объемы осадочного чехла: 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).

также: а) восстановленным размерам исходного доскладчатого осадочного чехла в пределах изученных 10–11 структурных ячеек, б) полученным величинам укорочения этих ячеек и объемам размыва верхней части их осадочного чехла. Эта структура реконструирована вне зависимости от какой-либо геодинамической модели. Заметим, что основные известные модели в рамках как фиксизма, так и мобилизма исходят из постоянства объема коры и мантии. С этой точки зрения полученная выше модель является необычной, и требует хотя бы какого-то объяснения.

Исходя из представления о том, что явление изостазии не позволит длительно существовать такому глубокому легкому «корню» континентальной коры, ранее была предложена гипотеза о возможных преобразованиях пород в пределах коры и, вероятно, верхней мантии с увеличением их плотностей, которые синхронны с осадконакоплением и (особенно) с процессом складчатости (Яковлев, 2008б). Очевидно, что складчатость не могла бы возникнуть, если бы весь объем блоков коры, указанных на доскладчатой стадии (рис. 7а) сохранил «коровую» плотность на стадии современной (рис. 7б). Из этого следует, что породы нижней части коры должны были пройти через какие-то преобразования (петрохи-

мические и петрофизические), чтобы в результате приобрести плотность «мантийную» (Яковлев, 2008б). Фазовые переходы типа «кора – мантия» уже неоднократно обсуждались в литературе, например в (Артюшков, 1993). Однако эти многочисленные примеры расчетов для конкретных структур касались главным образом фазовых изохимических переходов типа габбро-эклогит для нижнего слоя коры при развитии крупных осадочных прогибов или при росте горных сооружений. Заметим, что объемы преобразованных коровых пород в изученных складчатых структурах Большого Кавказа местами достигают 60%. В рамках модели изохимических фазовых переходов эти объемы должны были быть ранее представлены габбро, что необычно много. Поэтому мы считаем, что такие фазовые преобразования не могут быть обеспечены только переходами изохимического характера.

Сделанное предположение о петрохимических и петрофизических преобразованиях пород в пределах блоков континентальной коры является не более чем рабочей гипотезой, которая призвана дать минимально необходимое объяснение возникновению полученной структуры. Вероятно, в будущем могут быть найдены и другие объяснения явлениям изменений объема

коры. Справедливость или ошибочность предложенной гипотезы не может служить обоснованием или ставить под сомнение собственно саму структуру Большого Кавказа, которая была рассчитана по определенному алгоритму, независимому от геодинамических моделей.

ОБСУЖДЕНИЕ

Материал, полученный в результате построения сбалансированной структуры БК, может быть прокомментирован по очень многим аспектам. Ограничиваясь рамками статьи, остановимся только на некоторых.

Прежде всего, к цифрам, полученным для глубин геологических разделов по использованной в статье версии методики восстановления структуры, следует относиться как к ориентировочным. В будущем планируется найти способ оценить доверительные интервалы для этих цифр, а также изучить, как все значения будут меняться при вариациях стратиграфической модели. Пока таких данных нет. Добавим, что многое в результирующих цифрах может измениться, если использовать для «структурной ячейки» не просто однородное горизонтальное укорочение, а находить и учитывать для ячеек в масштабах всего осадочного чехла дополнительные компоненты горизонтального и вертикального сдвига. Очевидно, что если вводить в расчеты поправки, меняющие базовые постулаты (постоянство объема, отсутствие деформации вдоль структуры, другие соотношения во времени складчатости и горообразования и т.д.), то конечные результаты будут меняться. В настоящий момент как характер таких изменений не изучен, так и необходимость (и достоверная величина) таких поправок не доказана. Таким образом, представленная модель является результатом только самых первых опытов использования метода. Сейчас, вероятно, правильнее задаваться не вопросами его точности, а тем, насколько его результат соотносится с традиционными моделями.

Вопрос о масштабах сокращения пространства при складчатости является одним из наиболее острых, и традиционно он решался в контексте борьбы фиксизма и мобилизма. С этой точки зрения предлагаемый подход реализует прямое измерение этого параметра по структурным данным с применением метода, который опирается на принципы механики (описание степени деформированности доменов через параметры эллипса деформации). Результат выявил, прежде всего, ошибочность представлений об отсутствии сокращения, которые обосновывались косвенными аргументами в работах «фиксистов». Точно так же выявилось, что взгляды сторонни-

ков мобилистических схем, предусматривающие очень сильное сокращение пространства от 5-ти кратного и больше (200-500 км укорочения при современной ширине основных складчатых зон в 50 км) были недостаточно продуманы с позиций построения сбалансированной структуры. Как уже указывалось ранее (Яковлев, 2010), если осадочный чехол мощностью 10-15 км сократить в 5 раз, то его новая, постскладчатая мощность составит 50-75 км в среднем. Получаемую таким образом структуру, в которой ее большая часть должна быть размита при мелком (10 км) фундаменте, или в которой фундамент должен залегать на глубине 40-65 км, очень сложно назвать реалистичной. Поэтому можно констатировать, что обе группы исследователей (и «фиксисты», и «мобилисты») оказались неправы в своих экстремальных оценках величин сокращения пространства.

Существующие представления о сближении фаций (например, (Панов, 1988)), привлекаемые в литературе и в дискуссиях в качестве аргумента в пользу многократного сокращения пространства, требуют комментария. Реальность существования в структуре БК резких смен фаций сомнению не подлежит. Однако будет правильно предложить соблюдать определенную осторожность в использовании термина «тектоническая пластина» и в оценках масштабов такого сокращения. Есть только два вида структур, которые реализуют масштабное сокращение, — это складки и надвиги типа дуплексов. Как выглядит структура преобладающего развития складок или ее комбинация с локальными надвигами, показано в настоящей статье. Такого типа структура может обеспечить двух- или трехкратное сокращение пространства при соответствующем увеличении мощности чехла. Покровные (дуплексные) структуры в пластинах небольшой (от 1 до 5 км) мощности, несомненно, существуют и фиксируются в предгорных прогибах. Но для того, чтобы обеспечить многократные перекрытия «дуплексного» типа в центральных частях БК, надо, чтобы существовали реальные структуры, в которых подошва чехла (синемюр) по послойному срыву налегала на кровлю всего чехла (верхний мел, как минимум), и при этом в самой структуре не должно быть большого числа складок. В этом случае трехкратное сокращение пространства при мощности чехла в 10-15 км приведет к формированию пакета «дуплексов» в 30-45 км мощности, а при дополнительном наличии складок — пакета еще большей мощности. Насколько известно автору, структур, которые могли бы быть так интерпретированы, на БК не существует. Конкретно для ЮВК резкая смена фаций отложений аалена по ГН наблюдается в районе профилей 1 - 3 (восточнее такой смены

фаций нет). Выше было предложено объяснение, связанное со сменой направления движения по крупному разлому: сначала развивается сброс, а потом, во время складчатости — надвиг, при этом часть структуры с переходными фациями остается на глубине (рис. 5б). В совокупности с общей конфигурацией найденной сбалансированной структуры БК (речь не идет о покровах южного склона) и фактом попадания на линию профиля очень небольшой части стратиграфического разреза (рис. 5 и 7) это показывает, что сокращение пространства на десятки километров при совмещении фаций невозможно геометрически.

Многочисленные качественные модели структур пододвигания (Дотдугев, 1986; Robinson et al., 1996) и некоторые результаты их моделирования (Dixon, 2004) позволяют сформулировать ряд признаков структуры типа «аккреционной призмы»: общий детачмент на глубине 7-10 км в основании структуры, наличие только надвигов, крутых в верхней и пологих в нижней частях структуры, реализация сокращения больше по надвигам, чем по складкам, наличие в основании структуры «жесткого» фундамента. Проведенное ранее статистическое сопоставление параметров складчатой структуры Северо-Западного Кавказа (СЗК) с этими признаками (Яковлев, 2009б; Yakovlev, 2011) позволяет утверждать, что складчатость БК не совпадает с этими эталонами ни по одному из их важнейших признаков. В частности, найденная по 42-м структурным ячейкам сложная поверхность кровли фундамента в СЗК не дает возможности провести единый субгоризонтальный детачмент (Яковлев, 2009а). Фундамент в Чиаурской зоне, как было показано, оказался пластичным, а не «жестким», и он испытал то же укорочение, что и чехол. Таким образом, из материалов строения СЗК, Чиаурской зоны и двух зон Юго-Восточного Кавказа вытекает полная невозможность использования моделей типа «аккреционная призма» для объяснения структуры БК в изученных районах. Строго говоря, в настоящий момент нет информации по параметрам большей части складчатой структуры в Центральном Кавказе (для Сванетского антиклинория, более западной Кодоро-Гумистинской зоны и др.). Однако, с нашей точки зрения, есть только очень малая вероятность того, что в этой части структуры БК фундамент почему-то будет вести себя как жесткое тело, которое испытало один из вариантов пододвигания, образуя аккреционную призму.

Вытекающая из полученных результатов необходимость существенного погружения материала коры (формирование «корня гор» на нашей стадии 2) требует увязки с изостазией и временем (длительностью) образования складчато-

сти. Как было показано в исследовании формирования Воронцовского покрова (Яковлев и др., 2008), складчатость в южной части СЗК возникла в олигоцене (или, по меньшей мере, в это время была реализована часть укорочения). Похожие свойства по времени формирования своей внутренней складчатости имеют Астраханский и Баскальский покровы. Западная периклиналь БК в районе Анапы показывает наличие разных блоков, в которых и существует, и отсутствует угловое несогласие на подошве олигоцена. Заметим, что применительно к другим складчатым сооружениям Е.В. Артюшков (1993) отмечал значительное запаздывание роста гор относительно складчатости. Все эти данные, с одной стороны говорят об определенной правомочности использованного в статье жесткого разделения процесса на саму складчатость (наша стадия 2) и на последующее горообразование, а с другой — что время складкообразования может быть очень разным, и что вопрос соотношения во времени двух процессов и их локализации по региону остается еще очень неясным. Так, показанная ранее структура южнее г. Шалбуздаг (рис. 6) могла возникнуть только при складчатости во время роста рельефа (постсарматское время). В связи с этим повторим еще раз: используемую нами схему развития структуры с полным погружением ниже уровня моря осадочного чехла, смятого в складки на всю амплитуду укорочения (стадия 2) правильнее считать «технической», используемой для расчетов. Поэтому реальное положение кровли фундамента в конце стадии 2 и, соответственно, амплитуды соскладчатого размыва осадков и амплитуды неотектонического поднятия фундамента остаются пока неизвестными. Тем не менее, увеличение плотности материала нижней части коры является необходимым для сохранения изостазии и формирования складчатости. Заметим также, что при весьма широком диапазоне современных глубин фундамента (табл. 4), его средняя глубина 13 км совпадает со средней начальной мощностью чехла. Это также может указывать на изостатическую уравновешенность процесса.

Полученные оценки неотектонического поднятия и размыва не совпадают с общеизвестными сведениями по двум аспектам. Первый — амплитуда неотектонического поднятия традиционно оценивается, исходя из вершинных поверхностей и уровней поверхностей выравнивания, имеющих определенный возраст (предположительный). Однако такие оценки игнорируют именно ту особенность структуры, которая была исследована — а именно, объемы возможного размыва пород. Поэтому, вероятно, правильно будет считать, что новые данные потребуют проверить методические основы геоморфологических оце-

нок этого параметра. Второй аспект – несовпадение уровня метаморфизма пород, предположительно поднятых с 20 км глубины, с теоретически возможным. Для объяснения проблемы слабого метаморфизма этих пород можно предложить три решения, которые можно комбинировать. Первое – пересмотр «стратиграфической модели» в сторону ее уменьшения. Если для каких-то случаев будут найдены убедительные оценки максимально возможного погружения пород, это позволит уточнить карту фаций и мощностей для размытой части чехла. Второе – если хотя бы частично верно представление о быстром погружении всей структуры (стадия 2), то можно предположить, что режим малых температур сохранялся длительное время до последующего подъема и размыва (сначала должна была прогреться вся толща погруженной части коры). Тогда минеральные преобразования могут отклоняться от теоретических из-за низкого градиента температур. Третье решение – часть размыва могла иметь место при образовании складчатости, и надо научиться оценивать масштаб этого явления. Вероятно, частично эти вопросы могут быть сняты, если детально проанализировать с этой точки зрения мощности и состав терригенных кайнозойских отложений в окружающих Большой Кавказ депрессиях. Но это – предмет для отдельной большой работы специалистов в будущем.

Нам представляется, что отвергать полученные данные, основанные на величинах деформации и законах геометрии, по причине их противоречия известным сведениям не корректно – скорее такие несовпадения следует рассматривать как предмет для дальнейших исследований.

ВЫВОДЫ

Наиболее важными выводами являются следующие:

1. Метод составления сбалансированных (по объемам осадочного чехла) структурных разрезов по геометрии доменов в применении к природной складчатости Большого Кавказа показал внутренне согласованные результаты. Иные известные модели структуры являются несбалансированными и имеют ошибки.

2. Величина соскладчатого укорочения изученных структур Большого Кавказа на масштабном уровне структурных ячеек меняется по простиранию и вкрест простирания в каждом случае закономерным образом, оставаясь в пределах 33–67%. Сокращение трех основных тектонических зон вкрест простирания с юга на север составляет 52%, 53% и 41%. Общее сокращение изученной части Большого Кавказа, составляющее основную часть его складчатой системы, является двукратным (49%, от 113 км доскладчатой ширины к 57 км современной).

3. Рельеф кровли фундамента по данным построения сбалансированной структуры в пределах структурных ячеек в Шахдагской зоне имеет выдержанную глубину (7.5–8.5 и 13.5 км), в Тфанской меняется с 4.4 км до 19.4 км, обнаруживая выдержанный по простиранию уступ высотой 7.5–10 км с поднятым северным блоком. В Чиаурской зоне глубина залегания фундамента составляет от 13.7 до 24.6 км. Выявленный общий характер структуры фундамента подтверждает ранее сделанный качественный вывод (Сомин, 2000) о совместном деформировании альпийского осадочного чехла и фундамента и распространяет его на весь Большой Кавказ.

4. Характер рельефа кровли фундамента, малый размах уровня стратиграфии вдоль профиля и ряд других важных параметров структуры не оставляют возможностей для объяснения структуры Большого Кавказа с использованием элементов пододвигания или моделей типа «аккреционная призма». Реальное сокращение пространства при «совмещении фаций» оценивается как незначительное.

5. Формирование складчатой структуры БК может быть связано только с масштабным погружением блоков земной коры на уровень мантии. Рача-Лечхумский разлом является крупнейшей региональной мантийной неоднородностью с вертикальной амплитудой смещения до 50 км по подошве бывшей коры.

6. Полученные результаты ставят целый ряд задач геологического характера, которые следует решать (или пересматривать имеющиеся решения), имея в виду сбалансированную модель структуры БК.

Автор благодарит сотрудников лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецкого, Л.А. Сим, А.В. Михайлову, А.В. Маринина за неоднократные заинтересованные рабочие обсуждения методики и получаемых результатов, а также коллег, активно участвовавших в важных публичных дискуссиях – Л.М. Расцветаева, М.Г. Леонова, М.Л. Коппа, В.Г. Трифонова, М.Л. Сомина. Все обсуждения позволили уточнить описание важных аспектов методики и ее аргументацию. На стадии подготовки статьи автор получил ряд конструктивных замечаний от трех рецензентов. Это привело к улучшению текста статьи и рисунков, за что автор выражает рецензентам свою искреннюю признательность.

Список литературы

- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.
 Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И. Типы,

- история и механизмы образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
- Геологическая карта Кавказа в масштабе 1:500000 / Отв. ред. Д.В. Наливкин и др. // ВСЕГЕИ. М.: Аэрогеология, 1978.
- Геология СССР, Т. 9, Северный Кавказ, М.: Недра, 1968. 761 с.
- Дотдугев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94-106.
- Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 107 с.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области / Тр. ГИН АН СССР. М.: 1975. Вып. 199. 140 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М. Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюлл. МОИПа, отд. Геол. 1988. Т. 63. № 1. С. 13-24.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В.* Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика) / Учеб. Пособие. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
- Расцветаев Л.М.* Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики / Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333-373.
- Рогожин Е.А., Шолпо В.Н.* Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. 1988. № 5. С. 79-93.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87-98.
- Сомин М.Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 662-665.
- Сомин М.Л., Белов А.А.* К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1967. № 1. С. 41-50.
- Хаин В.Е., Шарданов А.Н.* Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа / Материалы по геологии северо-восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР. 1957. С. 6-179.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У., Пьянков В.Я., Лигин В.А., Морозова А.Г.* Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Материалы XXXVIII тектонического совещания Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 361–365.
- Шурыгин А.М.* Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд. АН СССР, 1962. 140 с.
- Шолпо В.Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 168 с.
- Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Щерба И.Г.* Олисторомы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Отв. ред. Е.Е.Милановский, Н.В.Короновский, М.: Наука, 1987. С. 191-200.
- Яковлев Ф.Л.* Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. № 5. С. 43-52.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31-48.
- Яковлев Ф.Л.* Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л.* О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур / Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2006. С. 411-415.
- Яковлев Ф.Л.* Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады РАН 2008а. Т. 422. № 3. С. 371-376.
- Яковлев Ф.Л.* Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008б. Т. 9. № 1. С. 56-75.
- Яковлев Ф.Л.* Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009а. № 11. С. 1023-1034.
- 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, 2009б. С. 128-131.
- Яковлев Ф.Л.* Деформационный многограновый анализ и структурные парагенезы: сравнение подходов и результатов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 179-193.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы

- тектонифизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонифизики в ИФЗ РАН. Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 319-333.
- Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T. et al.* Geology of the Caucasus: a review. Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. Iss. 5. P. 489-544.
- Dixon J.M.* Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins-timing, vergence, and style of deformation // K. R. McClay, (ed) Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir. 2004. 82. P. 223-238.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 2. P. 195-223.
- Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Se'Brier M., Stephenson R., 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. P. 277-289.
- Yakovlev F.* Experience of faults typology in linear folding and statistic study of their system based on results of balancing sections for North-West Caucasus // Geophysical Research Abstracts. V. 13. EGU2011-8185. 2011.

RECONSTRUCTION OF THE BALANCED STRUCTURE OF THE EASTERN PART OF ALPINE GREATER CAUCASUS USING DATA FROM QUANTITATIVE ANALYSIS OF LINEAR FOLDING – CASE STUDY

F.L. Yakovlev

The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS Bolshaya Gruzinskaya str., 10 Moscow 123995, Russia

Detailed data on structures of a sedimentary cover of the Greater Caucasus by three tectonic zones (Chiaur, Tfan and Shakhdag) are analyzed. Eleven cross-sections with total length of 125 km have been studied. Folded domains were selected in sections. Dip angle of folds axial surfaces, dip angle of an folds envelope, interlimb angle of folds were measured in these domains. Balanced sections with total length of 270 km of pre-folded state of sections were restored using a special method. Folded domains (220 in total) have been aggregated to 28 structural cells for which shortening value was measured (from 36 to 67 %, 54 % on the average). The depths (heights) of boundaries of the main stratigraphic units were defined using both this data and initial thicknesses of all units. Structures in a relief of top of basement have been described based on this data (depth varied from 4 to 24 km at an average depth of 13 km). The height of an eroded part of sedimentary column above a relief varied from 7 to 24 km (16 km in average). The data on location of shortening values, on relief of basement top and on amplitudes of displacement on faults in a folded sedimentary cover doesn't confirm existence of "accretionary prism" structures.

Keywords: tectonophysics, folding, balanced sections, value of strain, Greater Caucasus.