

ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ ВОРОНЦОВСКОГО ПОКРОВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Ф.Л. Яковлев¹, А.В. Маринин¹, Л.А. Сим¹, П.П. Гордеев²

¹ – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

² – ЗАО «НИПИ ИнжГео», Краснодар

Полевые тектонофизические исследования имеют обычно две цели – получение материала о строении природных структур для развития методики их исследования и получение этого материала для уточнения моделей строения и развития региона. Успешность решения обеих задач зависит не в последнюю очередь от свойств природной структуры: условий обнаженности, наличия представляющих интерес объектов, степени сложности всей структуры и т.д. Применяемые для решения обозначенных выше задач тектонофизические методы могут быть отнесены к двум большим классам – исследование полей тектонических напряжений и восстановление полей деформаций. По историческим причинам значительно более развиты и распространены методы, связанные с полями напряжений. Они восходят к конструкционной механике («сопротивление материалов»), в которой на модель инженерной конструкции определенной формы оказываются внешние воздействия, и в процессе моделирования (как правило – методом конечных элементов) выявляется распределение параметров напряжений по конструкции. Цель – выявить слабые места, в которых концентрация напряжений может привести конструкцию к разрушению. Эта же логика используется в тектонофизических исследованиях: в идеале создается несколько моделей напряженного состояния природной структуры для разных условий нагружения и реологии, а результат сравнивается с полем напряжений в природной структуре. Соответственно, первая часть исследования является решением прямой задачи. Считается, что модель, поле напряжений которой наиболее близко к природному, корректно описывает формирование природной структуры, а условия нагружения и реология модельного объекта считаются верным решением обратной задачи и используются в геодинамических построениях. Эта технология с успехом используется для исследования простых тектонических структур: платформ, надвигов и простых крупных складок предгорных прогибов, рифтовых структур и т.д. [Гзовский, 1975; Гущенко, 1979; Ребецкий, 2007; Angelier, 1994]. Для областей развития линейной складчатости использование технологии выявления механизмов формирования структуры по полям напряжений

встречает ряд сложностей, связанных с существованием нескольких этапов формирования структуры, а также с тем, что изучаемая величина деформации существенно превышает первые проценты, для которых эффективны исследования полей напряжений, и с тем, что структуры линейной складчатости имеют несколько иерархических уровней, каждый – со своими типичными объектами и механизмами их деформирования.

Для сопоставления возможностей выявления механизма формирования структуры по материалам исследования полей напряжений и исследования параметров деформации значительный интерес представляют результаты изучения структур Воронцовского покрова, который оказался очень удачным объектом для получения таких данных.

Северо-Западный Кавказ является крупной линейной структурой на северной окраине Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Эта структура состоит из большого числа мелких и крупных складок и разрывов, принадлежащим нескольким структурно-фациальным зонам, и имеет общее погружение с юго-востока от выходов палеозойского кристаллического фундамента в верховьях р. Мзымта на северо-запад до современного Керченско-Таманского прогиба (см. обзорную статью в настоящем сборнике [Маринин, Расцветаев, 2008]). Осадочный чехол представлен терригенными флишеидными породами нижней-средней юры (мощностью от 3 до 6 км), карбонатными флишевыми и терригенными отложениями верхнеюрских, меловых и палеоцен-эоценовых отложений (общей мощностью от 2 до 12 км). Вся структура традиционно делится на ряд тектонических зон, вытянутых в основном по простиранию Северо-Западного Кавказа и разделяемых, как правило, крупными разломами [Шарданов, Борукаев, 1968; Шолпо и др., 1993]. Восточнее меридиана г. Туапсе мегантиклинорий имеет к северу и к югу от своей центральной части тектонические зоны, которые отличаются по истории геологического развития: основная складчатость в них сформировалась до поздней юры и с этого времени там накапливались субплатформенные мелководные карбонатные и рифовые фации, которые в последующем испытали относительно слабые деформации. На севере это зоны, расположенные севернее Глав-

ного Кавказского надвига, проходящего по южному подножью горы Фишт, сложенной верхнеюрскими рифовыми известняками. На юге таким рубежом является шовная зона Ахцу, выходящая на северных склонах хребта Алек в среднем течении реки Сочи, которая также сложена рифовыми верхнеюрским известняками. Южнее этой зоны расположена Абхазская зона, которая испытала в конце палеогена существенное погружение с накоплением глинистых флишевых толщ олигоцена и слабую складчатость. Имея в виду эту особенность Абхазской зоны, она может быть отнесена к структурам

Закавказского срединного массива. Между этими двумя граничными разломами расположены мезокайнозойские структуры собственно Северо-Западного Кавказа, для которых в целом непрерывное накопление мощных терригенных и флишевых толщ нижней юры – эоцена завершилось основной позднеальпийской складчатостью в конце эоцена (рис. 1). Для структуры и состава отложений в восточной части Северо-Западного Кавказа, в настоящее время высоко приподнятой, характерны выходы сланцевых тонкослоистых флишоидных нижне-среднеюрских толщ, которые смяты в многочис-

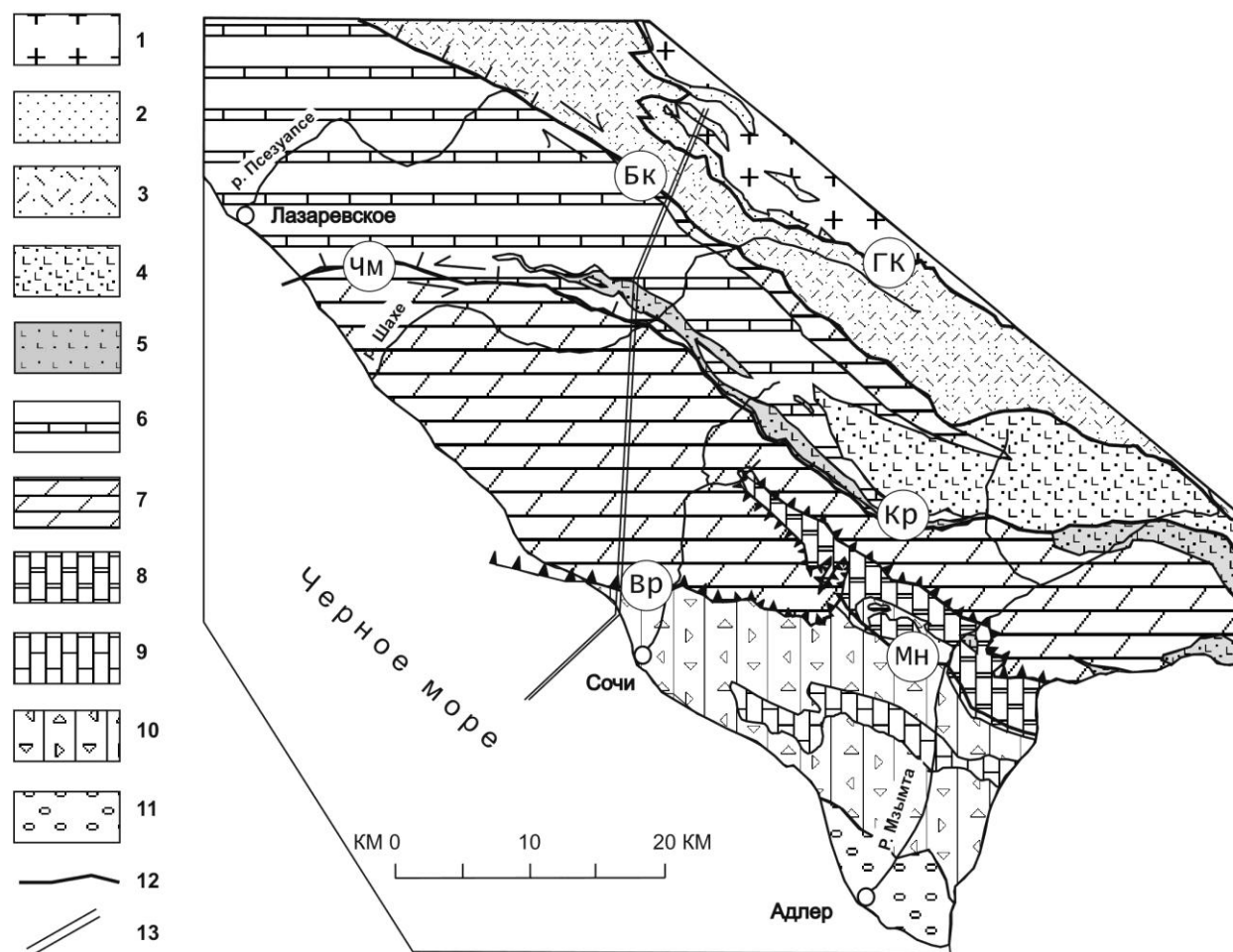


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа (район Большого Сочи; составлена по материалам [Лаврищев и др., 2000])

1 – доюрские отложения (Чугушское поднятие); 2 – нижне-среднеюрские отложения Псеашхинской зоны; 3 – нижне-среднеюрские отложения Гойтхской и Псехако-Березовской зоны; 4 – нижне-среднеюрские отложения Краснополянской зоны; 5 – нижне-среднеюрские отложения в фациях Абхазо-Рачинской зоны; 6 – келловей-эоценовые отложения Новороссийско-Лазаревской зоны; 7 – келловей-эоценовые отложения Чвежипсинской зоны; 8 – верхнеюрские отложения зоны Ахцу; 9 – келловей-эоценовые отложения Абхазской зоны; 10 – олигоценовые отложения Абхазской зоны; 11 – неогеновые отложения Абхазской зоны; 12 – разрывные нарушения (буквы в кружках): Бк – Бекишейский, Вр – Воронцовский, ГК – Главный Кавказский, Кр – Краснополянский, Мн – Монастырский, ЧМ – Чемитокваджинский; 13 – линия геологического разреза, показанного на рис. 2

ленные мелкие складки шириной в первые метры и больше. По мере погружения на северо-запад всей структуры более карбонатные и более однородные в механическом смысле вышележащие меловые и палеогеновые толщи образуют все более крупные складки шириной до первых километров.

Воронцовский покров расположен на южном склоне Северо-Западного Кавказа в районе города Сочи. Южное крыло мегантиклинория в пределах Северо-Западного Кавказа (обычно описываемое под названием Новороссийского синклинория) сложено верхнеюрско-эоценовыми отложениями в основном флишевой формации. Отложения смяты в линейные складки запад – северо-западного простирания с падением осевых плоскостей на северо-восток (иногда до субгоризонтального наклона). Южное крыло мегантиклинория нарушено крупными региональными надвиговыми и покровными нарушениями, известными в литературе под общим названием «надвигов южного склона». По системе Чемитовкванджинского и Краснополянского надвигов отложения верхней юры и мела Новороссийско-Лазаревской зоны надвинуты на отложения верхней юры-палеогена Чвежипсинской зоны. Образования Чвежипсинской зоны по системе нарушений Воронцовского покрова в свою очередь надвинуты на северный край Закавказской плиты, сложенный ниже-среднеюрскими отложениями Абхазо-Рачинской зоны и верхнеюрско-олигоценными отложениями Абхазской зоны. Таким образом, интересующий нас Воронцовский покров принадлежит южному ограничению структуры Большого Кавказа, занимая в этом смысле классическую позицию в зоне перехода «форланд-хинтерланд».

Структура покрова в его современной фронтальной части в исследованной полосе междуречья рек Сочи и Мамайка (шириной 3 км и длиной около 5 км) образует слабо наклонную к северу моноклираль, разбитую, по данным региональных исследований, несколькими продольными субвертикальными разрывами и редкими поперечными субмеридиональными разрывами (рис. 2). Общая мощность толщ и палеогеновых отложений Воронцовского покрова составляет 1.3–1.6 км, минимальная амплитуда перемещения на юг составляет около 15 км. Отложения мамайской свиты (эоцен) представлены флишевым чередованием темно-серых аргиллитов и алевролитов с мощностью отдельных ритмов от первых сантиметров до десятков сантиметров. 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 разрывов. Разрывы представлены широтными субвертикальными зонами дробления 1–3 м шириной. В горной выработке, проходящей 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 субгоризонтальное, короткие смыкающие южные крылья имеют наклон от крутого южного до опрокинутого северного (рис. 3). Полевыми наблюдениями на качественном уровне установлено, что наклон осевых поверхностей связан с углом схождения крыльев

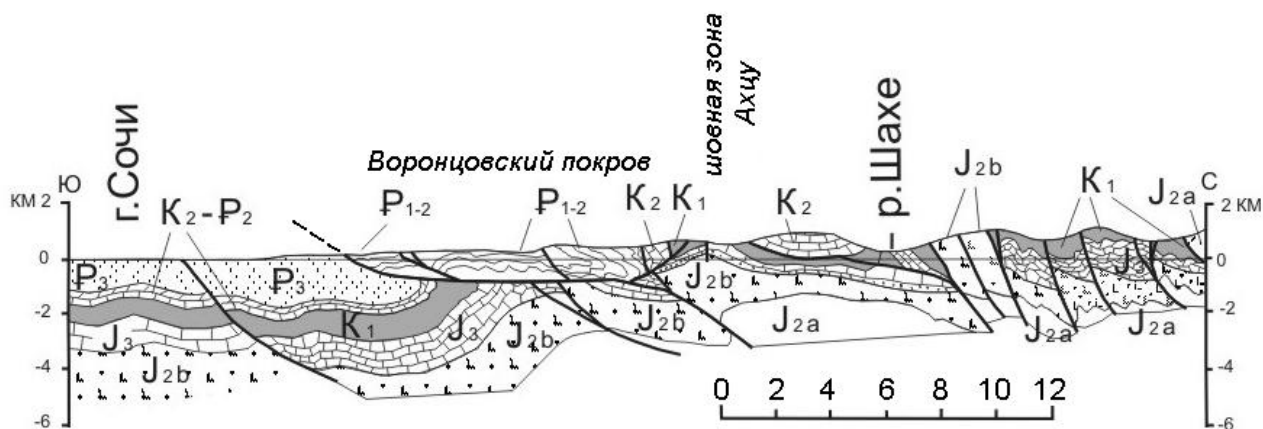


Рис. 2. Схематический геологический разрез через структуры Воронцовского покрова в районе г. Сочи (по материалам [Лаврищев и др., 2000])

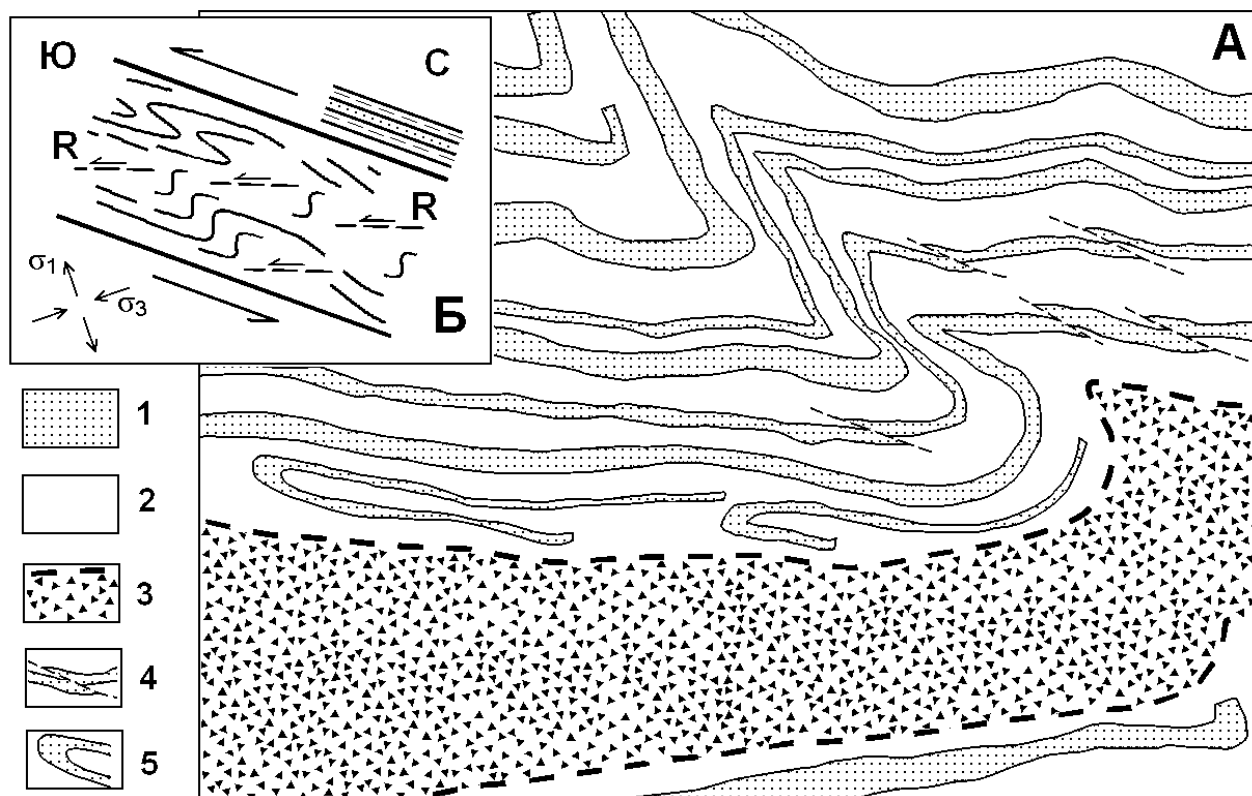


Рис. 3. Общая структура складчатых и разрывных деформаций в горной выработке (А, по фотографии). Север справа. Б – Общая схема напряженно-деформированного состояния. С учетом наклона тела покрова на север (20°) ориентировка зоны дробления соответствует трещинам Риделя (R). Наклон оси сжатия общего поля на юг 20° не противоречит обстановке простого сдвига в теле покрова

1 – слои алевролита и песчаника, 2 – слои аргиллита, 3 – зона дробления (границы – крупный пунктир), 4 – мелкие разрывы (штриховые линии), 5 – смятые в складки слои алевролита

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.

Для изучения структуры Воронцовского покрова нами применялись методы, использующие полевые замеры геометрических и кинематических параметров структуры в природных объектах, что позволяло, в конечном счете, получать параметры тектонического поля напряжений и количественные характеристики поля деформаций.

Замеры ориентации трещин скалывания и трещин отрыва включали в себя замеры ориентации борозд скольжения с определением направления смещения. Широкое развитие кальцитовых жил по трещинам смещения позволяло обычно делать это достаточно уверенно даже в аргиллитах. На трещинах отрыва измерялись ориентировки оси симметрии разрастания трещины для определения осей главных нормальных напряжений по методике

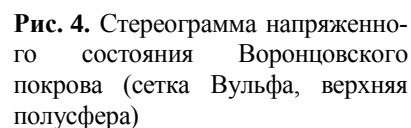
П. Банквитца [2000]. В горной выработке в зонах развития мелких складок широко развиты зеркала скольжения, связанные с послойными смещениями пород в крыльях складок и которые, соответственно, образовались в очень локальном поле напряжений. Однако такие данные не вносили существенных искажений в общий результат. В некоторых случаях на разных крыльях крупных разрывов или зон дробления выявлялись существенные отличия ориентировок осей главных нормальных напряжений. Для восстановления локальных полей напряжений нами выбирались объемы пород, находящихся в единой структурной позиции: крыло складки или разрыва, осевая часть складки и т.д.

В конечном счете, собранные в 15 точках наблюдения данные о примерно 250 трещинах были объединены в 13 локальных стресс-состояний. Реконструкции проводились по методу, который использует данные ориентировок трещин, борозд на зеркалах скольжения и трещин отрыва в качестве признаков действовавших напряжений [Гущенко, 1979]. Ориентации осей главных нормальных напряжений подбирались таким образом, чтобы удовлетворялись следующие правила: 1) векторы смещений для локального поля расходятся от оси сжатия и схо-

типичным региональным полем [Маринин, 2003; Saintot, Angelier, 2002]. Возраст восстановленных полей напряжений заведомо постпалео-ценовый, т.к. все вектора перемещений измерены в породах мамайской свиты. Как будет показано ниже, общее поле напряжений в принципе совпадает с обстановкой формирования складок в теле покрова.

Установленное поле напряжений имеет такие характеристики, которые могут принадлежать структурам, сформированным двумя механизмами.

Первый – это механизм бокового давления (в рамках анализа поля напряжений или приложенных сил), он же – механизм горизонтального укорочения (в рамках анализа поля деформаций). При этом механизме ось максимального сжатия в поле напряжений (и ось максимального укорочения в поле деформаций) должна быть примерно горизонтальна или наклонна на юг. Поле деформаций будет отвечать формированию складок с более значительным укорочением при ориентировке осевых поверхностей перпендикулярно оси сжатия. Этому механизму в геодинамическом смысле может



1 – оси главных нормальных напряжений общего поля и плоскости их действия: а – сжатия, б – промежуточной, в – растяжения; 2 – оси главных нормальных напряжений локального уровня: а – растяжения и б – сжатия; 3 – общее поле напряжений: конусы растяжения (а) и сжатия (б); 4 – полюсы плоскостей действия максимальных касательных напряжений; 5 – типы перемещений по плоскостям действия максимальных касательных напряжений: взбросы, сдвиги; 6 – позиции шарниров складок

отвечать давлению со стороны складчатого сооружения Большого Кавказа, что может возникать при обстановке пододвигания Абхазской зоны под сооружение Большого Кавказа.

Второй механизм – горизонтальное перекашивание. Для поля напряжений этого механизма ось сжатия будет иметь наклон около 45° на юг. Поле деформаций этого механизма должно отвечать тренду простого сдвига вдоль подошвы горизонтального слоя. В геодинамическом смысле этому механизму будет отвечать ситуация гравитационного соскальзывания покрова с поднимающейся осевой части Большого Кавказа. Заметим также, что эти две ситуации отличаются по общему типу деформирования: это чистый сдвиг (укорочение) и простой сдвиг (горизонтальное сдвигание). Поскольку угол падения оси сжатия восстановленного общего поля напряжений занимает в изученной структуре промежуточное между 0° и 45° положение, а изученная структура покрова имеет пологий наклон на север, то нет возможности сделать обоснованный выбор какого-либо одного механизма из этих двух. Исследованиями поля напряжений эти ситуации не могут быть распознаны. Посмотрим, можно ли использовать для диагностики этих двух механизмов изучение складчатых (больших) деформаций.

Сначала надо было определить, принадлежат ли складки тому же полю напряжений, что и выявленные трещины с бороздами скольжения. Для этой операции были использованы прямые замеры шарниров складок в горной выработке и на дневной поверхности, а также определение ориентации шарнира по замерам наклонов крыльев складок. Общее число всех замеров было 15. Нанесенные на стереограмму общего поля напряжений, они расположились по большей части в пространстве, занимаемом промежуточной осью σ_2 , т.е. как раз там, где может располагаться шарнир складки (рис. 4). Поскольку короткая ось эллипсоида деформаций для складки является перпендикуляром к шарниру и к осевой плоскости, а длинная ось лежит в осевой плоскости и перпендикулярна к шарниру, то промежуточная ось – это и есть шарнир [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Отличие заключается в том, что для поля напряжений выявляется наклон промежуточной оси на юго-восток 20° , а для шарниров складок это скорее северо-запад 20° . Возможно, что это отличие связано с недостаточно большим количеством замеров шарниров складок и локальных полей напряжений и не является существенным. Общее совпадение ориентировок промежуточных осей поля напряжений и поля деформаций показывает, что поля

напряжений и поля деформаций вполне могут иметь единый генезис.

Прежде чем приступить к изложению материала по изучению складчатых деформаций, проведем сравнительное исследование двух возможных деформационных моделей: горизонтального укорочения и горизонтального простого сдвига.

Модель горизонтального укорочения (сплющивания) легко рассчитывается исходя из правила сохранения объема структуры, а точнее – сохранения площади при двумерной деформации. При таком укорочении наклон осевой поверхности (длинная ось эллипса деформаций для складки) увеличивается и стремится к вертикальному положению, величина укорочения также увеличивается, если первоначально осевая плоскость имеет наклон больше, чем 45° (рис. 5). Зеркало складок также стремится к вертикальному положению. По простым формулам были рассчитаны тренды для четырех случаев с разным начальным наклоном осевых поверхностей и величиной укорочения складок. На диаграмме рассеяния «наклон осевой поверхности – укорочение складок» хорошо видно, что рассчитанные позиции четырех моделей (по 18 для каждой) образуют тренды, идущие к точке, имеющей значения 90° наклона осевой поверхности (вертикальное положение) и 100% укорочения (бесконечно большое) для складок (рис. 7).

Модель горизонтального простого сдвига рассчитывалась также исходя из свойства сохранения площади структуры, при этом считалось, что сохраняется мощность зоны сдвига и длина недеформированного блока (рис. 6). Эллипс деформации (осевая плоскость складки) имеет первоначальный наклон 45° при малой деформации, а в процессе сдвига приобретает в пределе горизонтальную позицию и 100% укорочения (укорочение складки). Вычисленные значения для 37 состояний модели (через 1° наклона осевой плоскости) находятся в пределах от 44° до 8° для углов падения осевой плоскости (Ax) и от 4% до 86% для укорочения ($Sh = -(L1-L0)*100/L0$). Коэффициент корреляции для этих двух величин составил -0.992. Угол сдвига составил от 4° до 80° . Уравнение регрессии (прямая линия) было рассчитано как $Ax = 47.8 - 0.445*Sh$. На той же диаграмме рассеяния (рис. 7) «наклон осевой поверхности – укорочение складок» позиции точек, отвечающих 37 рассчитанным состояниям, образуют четкий тренд. Из сопоставления трендов видно, что две конкурирующие модели хорошо различаются в поле деформационных параметров складок.

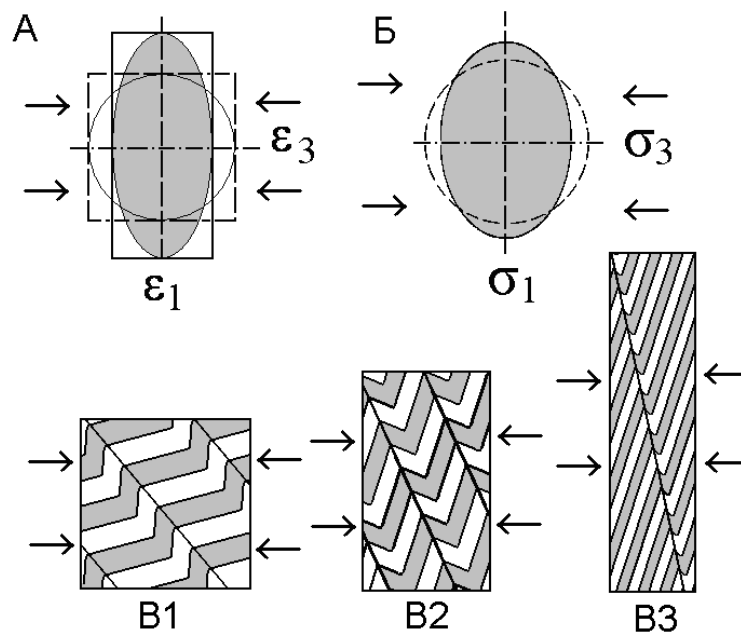


Рис. 5. Модель латерального укорочения: ориентировка осей напряжения и изменение формы, изменение морфологии складчатости. Оси напряжений и оси деформаций совпадают (А и Б, ситуация чистого сдвига). Параметры геометрии складок меняются следующим образом (три стадии – В1, В2, В3): 1) наклон осевых поверхностей стремится к вертикали (к 90° наклону), 2) величина укорочения складок в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости, увеличивается при наклоне осевой плоскости больше 45°, 3) наклон зеркала складок увеличивается

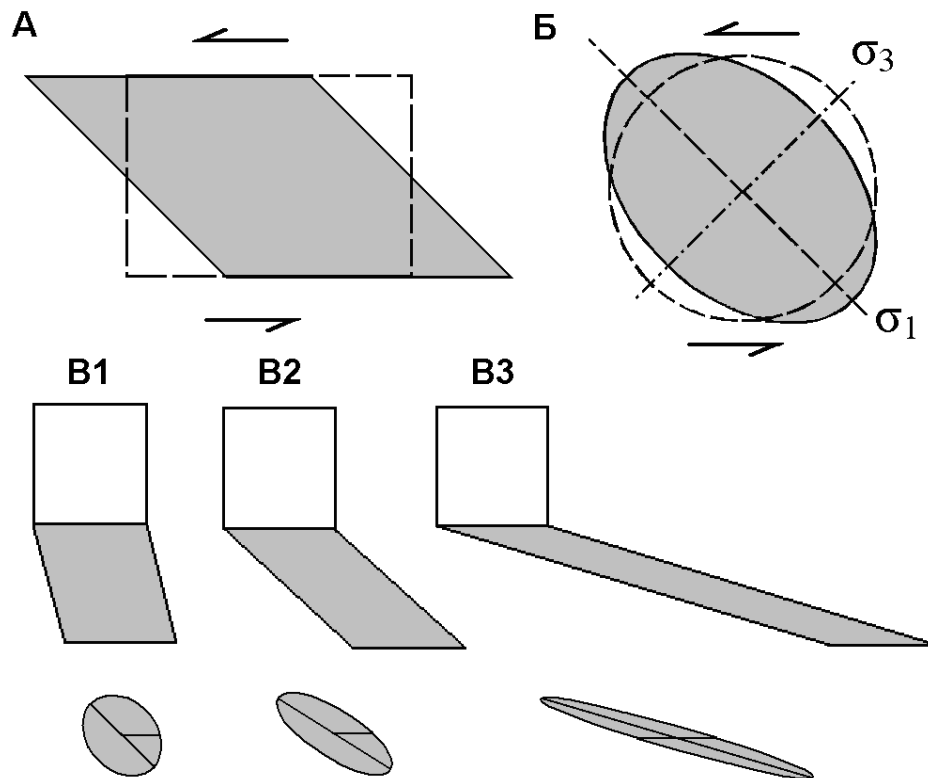


Рис. 6. Модель горизонтального сдвига: ориентировка осей напряжения и изменение формы эллипса деформаций. А – деформация простого сдвига (сохранение мощности зоны сдвига). Ориентировки осей напряжения (Б) и осей эллипса деформаций (стадии В1, В2, В3) различаются: оси сжатия и растяжения всегда наклонены под 45° к зоне сдвига, оси «деформации» испытывают вращение от 45° до 0° (ситуация простого сдвига). Изменение морфологии эллипса деформации и складок (осевые плоскости складок совпадают с длинной осью эллипса): 1) при увеличении угла сдвига ориентировка длинной оси эллипса стремится к горизонтали, 2) величина укорочения увеличивается

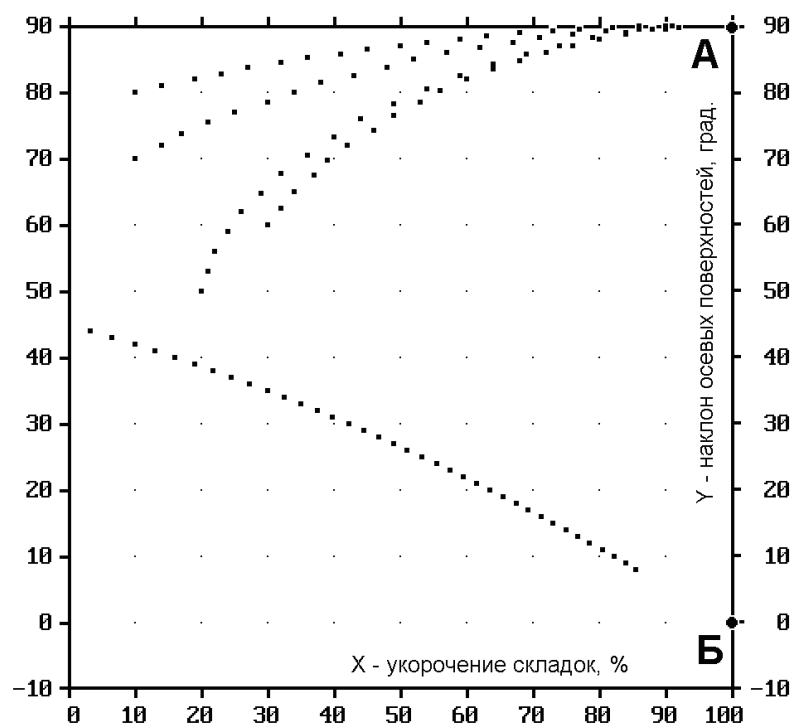


Рис. 7. «Деформационные» тренды изменения морфологии складок для модели латерального укорочения (А) и горизонтального сдвига (Б). Точками отмечены расчетные параметры складок, образующие тренд. Траектории моделей латерального укорочения стремятся к точке «90° наклона осевой поверхности» – «100% укорочения» (точка А). Траектория модели горизонтального простого сдвига стремится к точке «0° наклона осевой поверхности» – «100% укорочения» (точка Б)

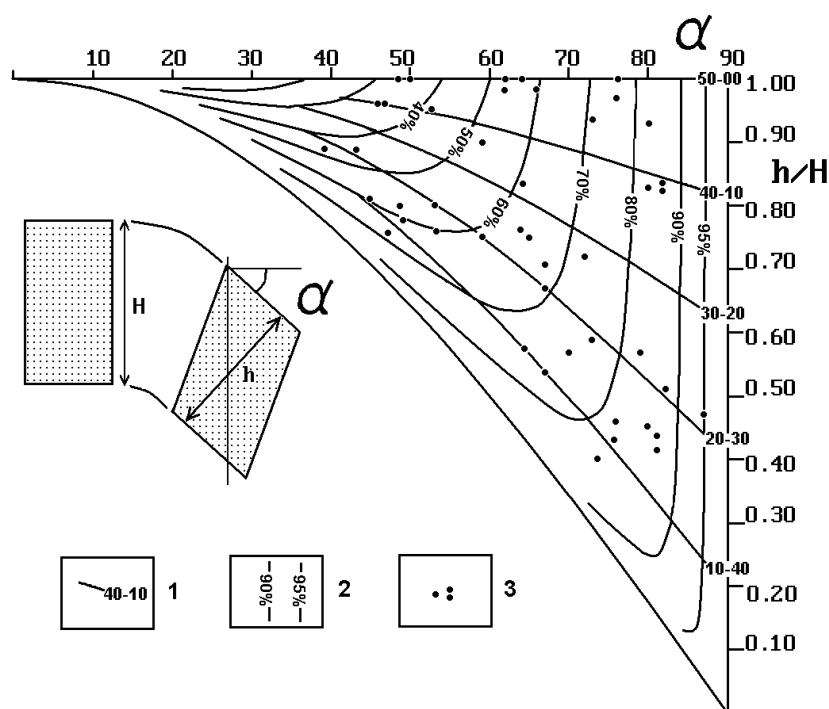


Рис. 8. Номограмма для определения величины укорочения складки по кинематической модели образования складки пачек слоев [Яковлев, 2002]. По горизонтальной оси откладывается угол наклона слоя α относительно перпендикуляра к осевой плоскости, по вертикальной оси – отношение мощности слоя на крыле к его мощности в замке h/H (схема замеров – слева)

1 – изолинии сочетания механизмов при компьютерных расчетах: изгиба (инкремент 0.40° поворота крыла) и сплющивания (инкремент 0.10% укорочения на крыле и в замке); 2 – изолинии величины укорочения (%) в направлении перпендикуляра к осевой плоскости; 3 – позиции замеров складок α и h/H относительно изолиний укорочения и сочетания механизмов

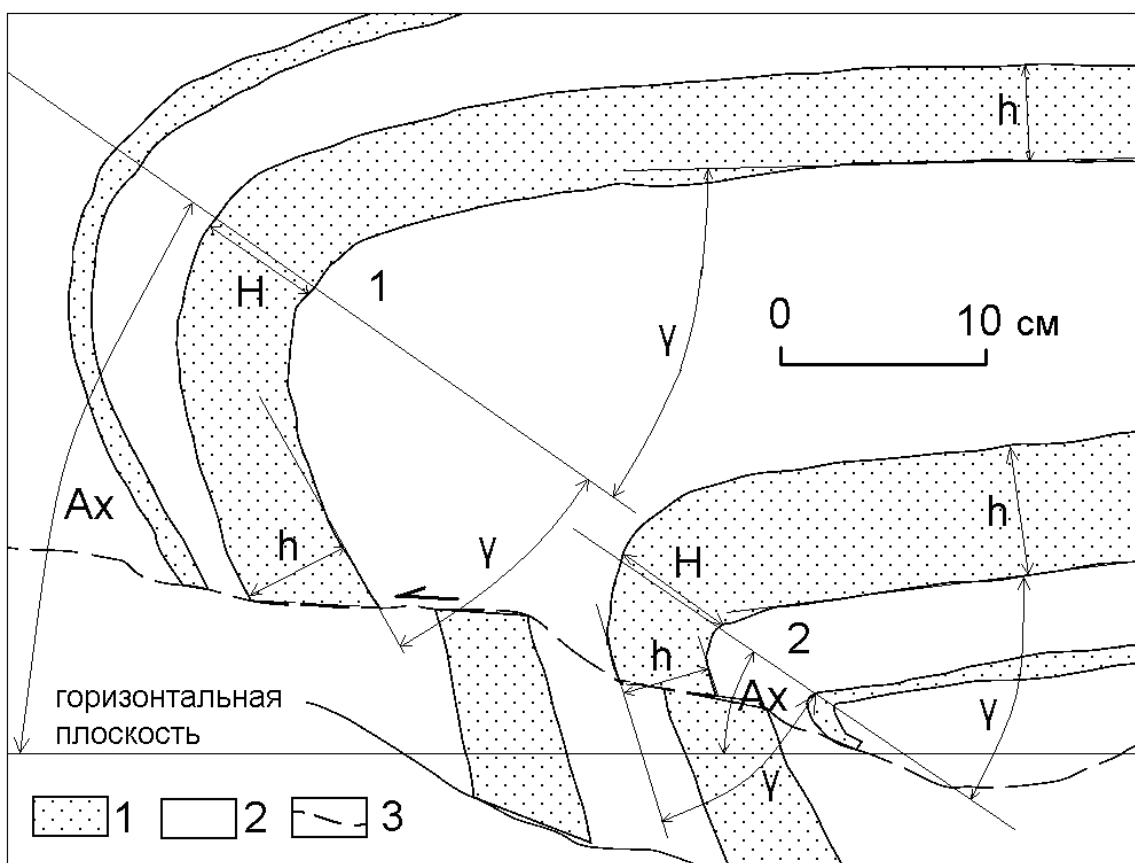


Рис. 9. Рисунок по фотографии с показом замеряемых геометрических элементов складки

1 – алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – поверхность смещения по небольшому разрыву. Ax – наклон осевой плоскости относительно горизонта, Y – угол наклона слоя относительно осевой плоскости ($\alpha = 90 - Y$), h – мощность слоя на крыле складки, H – мощность слоя в замке складки

Для определения величины укорочения складок была использована номограмма (рис. 8), построенная на основе модели образования пачек слоев [Яковлев, 2002]. В этой номограмме используются отношения мощности компетентного слоя на крыле к его же мощности в замке (вертикальная ось) и угол наклона крыла складки относительно перпендикуляра к осевой плоскости (горизонтальная ось). Основные изолинии на этой номограмме показывают величину укорочения складки. Дополнительные изолинии показывают модельные соотношения между приращениями двух механизмов – изгиба (поворота) и однородного сплющивания. Использование модели сочетания изгиба и сплющивания позволяет корректно получать величину укорочения для тех слоев алевролитов, которые испытывают заметные внутренние деформации, поскольку по эффективной вязкости они не очень сильно отличаются от аргиллитов. В этих случаях использование угла схождения крыльев складок для определения величины укорочения дало бы в конечном счете существенно более искаженные результаты. В качестве материала были использованы общие и детальные цифровые фотографии забоя подземной вы-

работки, плоскость которого была примерно перпендикулярна шарниру складок. Были отобраны фотографии, в которых хорошо различались компетентные слои и можно было сделать уверенные замеры углов и расстояний (рис. 9). Для замеров была использована компьютерная программа ACAD, которая позволяет делать замеры углов и расстояний поверх растрового изображения фотографии. Всего было получено 39 результатов величины укорочения и наклона осевой плоскости складки. Измеренные величины укорочения находились в пределах от 2% до 95% со средним значением 61% (таблица 1). Угол наклона осевой плоскости находился в пределах от 1° до 57° на северо-восток. Тенденция возрастания величины укорочения для более пологих углов наклона осевой плоскости хорошо видна. Коэффициент корреляции для этих двух параметров для изученных природных складок составил -0.895. Уравнение регрессии (для прямой линии) было рассчитано как $Ax = 65.5 - 0.610 \cdot Sh$.

Для сравнения параметров деформации природных складок с модельными данными была построена диаграмма рассеяния (рис. 10). Замеры величин укорочения и наклона осевых

Таблица 1. Результаты замеров кинематических параметров складок с использованием для определения величины укорочения номограммы (или угла при вершине складки – замеры со значком * в колонке 4, которым соответствует сочетание механизмов b50s00)

номер замер- ра №	наклон осевой Ax	наклон крыла α	отношение мощностей h/H	величина укорочения Sh, %	механизм buckling+ shortening
1	35	53	0.80	56	b20s30
2	35	62	0.98	53	b48s02
3	34	49	1.03*	34	b50s00
4	34	53	0.76	60	b15s35
5	21	67	0.71	68	b23s27
6	10	80	0.45	85	b16s34
7	10	81	0.41	87	b14s36
8	25	66	0.98	60	b48s02
9	17	76	0.97	76	b48s02
10	17	80	0.93	83	b45s05
11	40	53	0.95	41	b40s10
12	1	87	0.47	95	b22s28
13	1	81	0.44	87	b16s34
14	33	63	0.57	74	B08s42
15	34	59	0.90	53	b36s14
16	34	46	0.96	35	b40s10
17	25	74	0.40	83	b08s42
18	36	59	0.75	61	b20s30
19	5	82	0.51	89	b21s29
20	5	73	0.40	83	b08s42
21	16	76	0.43	82	b11s39
22	16	79	0.57	83	b22s28
23	20	70	0.57	75	b15s35
24	20	76	0.46	82	b13s37
25	42	60	1.04*	50	b50s00
26	34	59	0.75	61	b20s30
27	34	49	0.78	60	b12s38
28	57	11	1.07*	2	b50s00
29	57	34	1.11*	17	b50s00
30	56	18	1.13*	5	b50s00
31	56	20	0.85*	6	b50s00
32	21	67	0.54	76	b10s40
33	21	65	0.72	65	b25s25
34	32	50	1.00*	36	b50s00
35	33	62	1.01*	53	b50s00
36	33	76	1.07*	76	b50s00
37	33	64	1.03*	56	b50s00
38	37	64	0.76	63	b25s25
39	37	64	0.84	61	b32s18

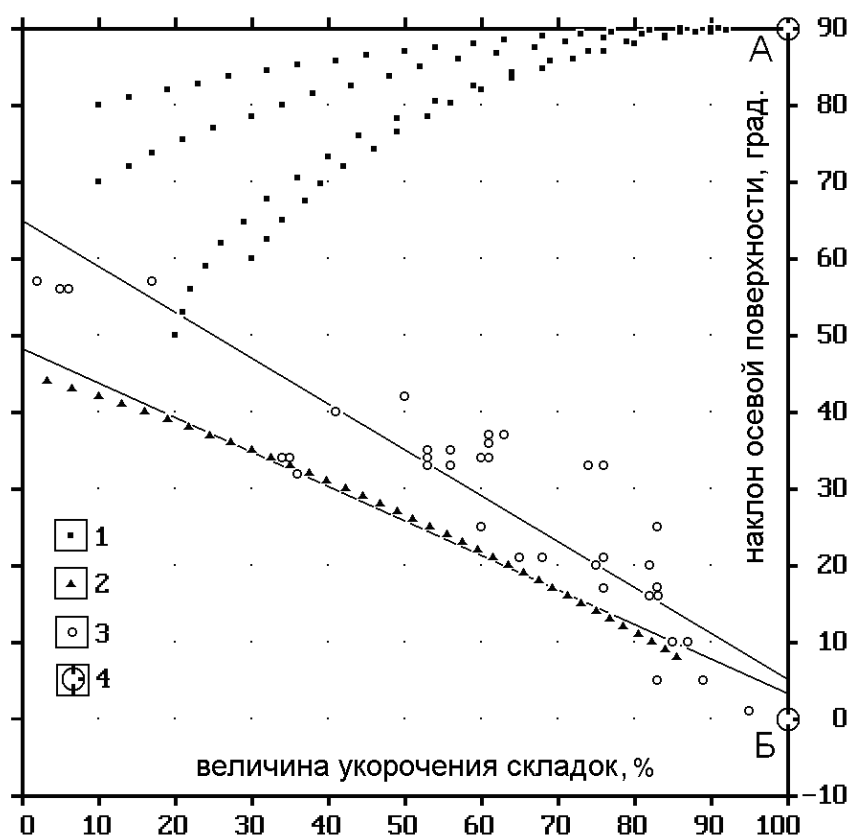


Рис. 10. Сравнение трендов моделей латерального укорочения и горизонтального сдвига с замерами природных складок. Используется диаграмма рассеяния. Показаны две линии регрессии для совокупностей точек: модели горизонтального сдвига и природных складок

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

плоскостей складок природных структур (кружки на диаграмме) и модель простого сдвига (треугольники на диаграмме) образовали два близких облака.

Совершенно очевидно, что две линии регрессии (для природных складок и для модели) являются очень близкими. В то же время модельные данные механизма горизонтального укорочения (квадратики на диаграмме) образуют тренд, почти перпендикулярный облаку замеров природных складок и тренду модели горизонтального сдвига. Таким образом, основной моделью образования складчатых деформаций является горизонтальное сдвигание (простой сдвиг). Если говорить о количественных параметрах этого механизма, то на основании средней величины укорочения по замерам в 39 складках, составляющей 61%, можно утверждать, что это соответствует углу простого сдвига в 65° . Весьма вероятно, что все сделанные выводы касаются только области влияния подошвы покрова. Во всяком случае, заметное усиление величины деформации по типу простого сдвига к подошве покрова отмечалось ранее для других регионов [Gray, Willman, 1991].

Неполная параллельность трендов природных структур и модели имеет свое объяснение (см. рис. 10). Существует некоторое отклонение (около 20° наклона для низких значений укорочения) линии регрессии природных структур от модельной, которое хорошо объясняется современным общим наклоном тела покрова на север. Если учесть этот наклон, то многочисленные субгоризонтальные зоны дробления могут быть объяснены как структуры, аналогичные трещинам Риделя в зонах сдвига в механическом понимании (см. рис. 3, Б). Такая трактовка этих зон дробления позволяет одновременно объяснить явный «отскок» вниз по оси наклона осевых поверхностей совокупности из пяти последних точек, имеющих величину укорочения более 80–83%. Видимо, наибольшая величина укорочения в складках возникает тогда, когда эти складки находятся в зоне сдвига трещин Риделя, имеющих наклон на юг около 20° относительно всего тела покрова. То есть, «отскок» обсуждаемых точек на 20° объясняется влиянием структуры другого ранга. Соответственно, если исключить эти точки из общей совокупности

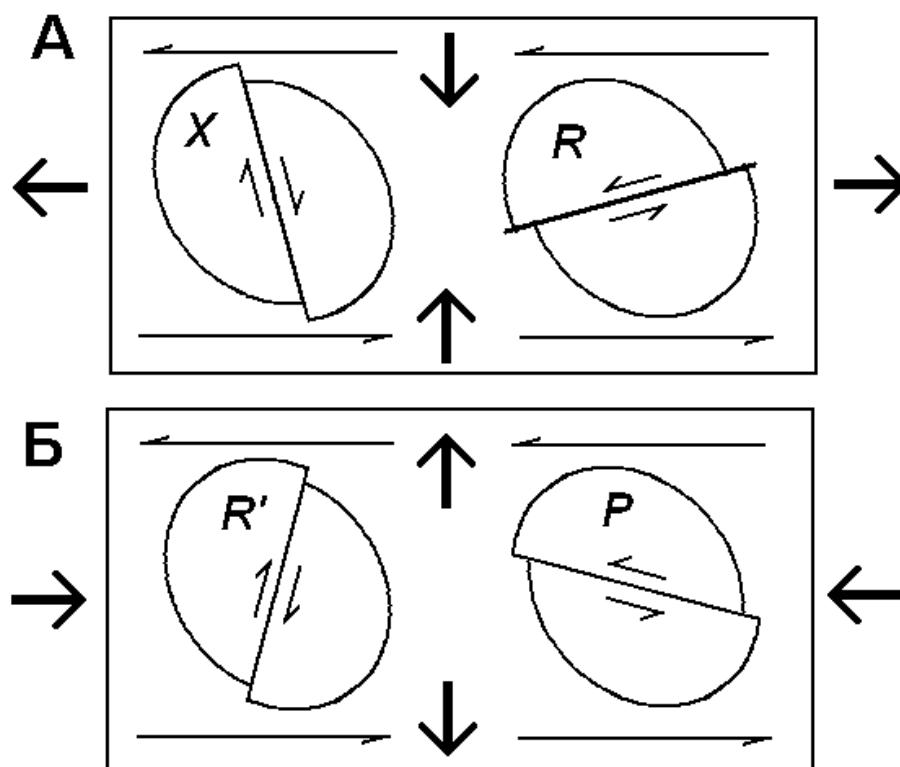


Рис. 11. Диагностика деформированного состояния зоны сдвига по вторичным нарушениям (по [Яковлев, 2008]). А – деформационная обстановка удлинения зоны, Б – деформационная обстановка укорочения зоны. Наличие субпараллельных зоне трещин Риделя (**R**) свидетельствует об удлинении всей зоны, а субперпендикулярных зоне (**R'**) – об ее укорочении

замеров, то наклон линии регрессии природной структуры будет точно соответствовать модельному наклону (см. рис. 10).

Важный вывод следует также из того, что зоны дробления могут быть интерпретированы как трещины Риделя. Опираясь на деформационный анализ обстановки в зонах сдвига по геометрии вторичных нарушений [Яковлев, 2008], можно утверждать, что тело покрова испытывает удлинение (рис. 11), по крайней мере на одном из этапов деформирования. Такое утверждение справедливо, во всяком случае, относительно изученной части структуры. Это наблюдение также подтверждает большую вероятность формирования структуры Воронцовского покрова в обстановке проявления механизма горизонтального сдвига (гравитационного оползания), а не бокового давления. Полученные данные о механизме формирования Воронцовского покрова позволяют понять, как эти данные могут помочь восстановить геодинамический характер условий формирования как самого покрова, так и всего сооружения Большого Кавказа. Прежде всего важно то, что фиксируется гравитационное скольжение покрова по склону флишевого бассейна. Это совпадает с условиями формирования перекрытых телом покрова олигоценых сочин-

ской и кудепстинской свит (накопление песчано-глинистых отложений на глубинах 2-3 км в пределах Абхазской зоны). Из геологической карты и структурного разреза видно, что тело Воронцовского покрова имеет складчато-разрывную структуру, заметно более сложную, чем простые пологие складки автохтона. Из этого можно предположить, что структура покрова была сформирована в основном до начала его перемещения по субгоризонтальной поверхности скольжения. Сопоставляя эти данные с установленными условиями формирования покрова, можно утверждать, что поднятие северной части структуры в пределах Большого Кавказа, необходимое для соскальзывания покрова, могло быть следствием развития основной складчатости и укорочения всей структуры.

Попробуем установить время и последовательность основных обсуждаемых событий (рис. 12). Сохранившийся стратиграфический разрез Чвежипсинской зоны и толщи, слагающей тело Воронцовского покрова, заканчивается глинистой толщей (долина р. Якорная Щель), предположительно соответствующей низам аналога майкопской серии. Таким образом, нижнее ограничение времени начала формирования складчатости в теле покрова – ранний олигоцен

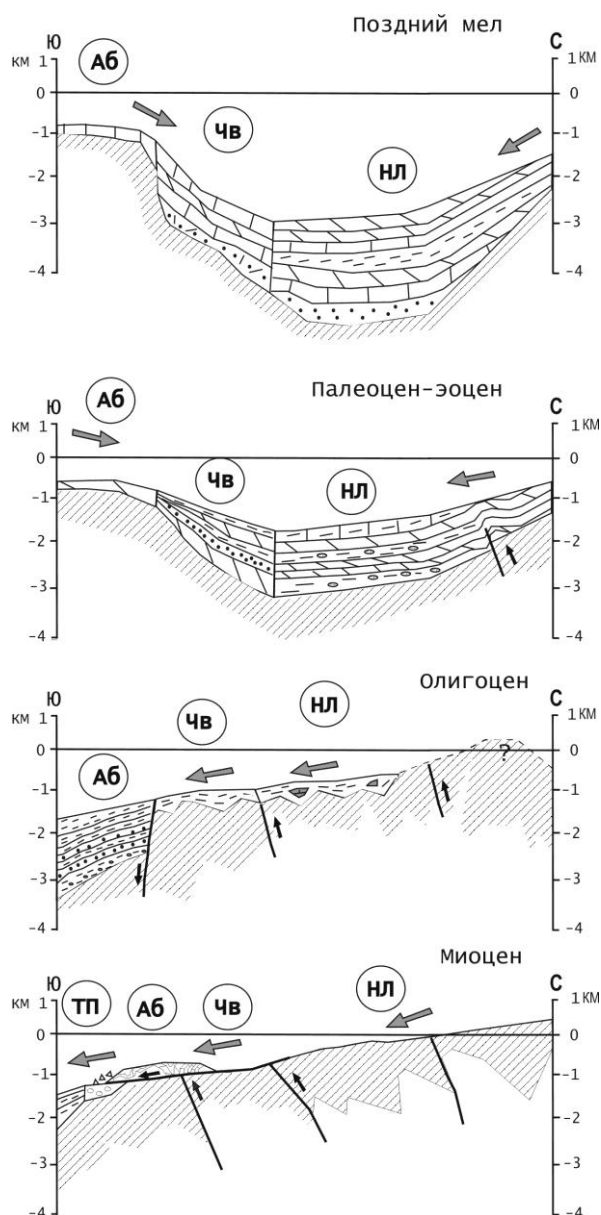


Рис. 12. Схема развития палеогеографической обстановки (с позднего мела по миоцен на месте современного складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа), способствующей гравитационному перемещению Воронцовского покрова. Масштабы по вертикали и горизонтали не совпадают; глубины показаны условно и требуют уточнения. Буквами в кружках обозначены: Аб – Абхазская зона, НЛ – Новороссийско-Лазаревская зона, ТП – Туапсинский прогиб, Чв – Чвежипсинская зона. Стандартными литологическими знаками показаны отложения для каждого временного интервала; большими серыми стрелками показано направление сноса осадков; черными маленькими стрелками показано направление перемещения по разломам

(несколько позднее 35 млн. лет). Факт перекрытия телом покрова отложений сочинской и кудепстинской свит (конец олигоцена – начало миоцена, 30–22 млн. лет) дает нам нижнее ограничение времени движения покрова. К этому времени, вероятно, основные складчатые структуры в пределах Большого Кавказа были уже сформированы. Верхнее ограничение времени движения Воронцовского покрова и периода образования складчатости задается временем формирования неоавтохтона. В нашем случае это мергелисто-глинистая толща (предположительно, судя по конфигурации границ на геологической карте в пределах акватории Черного моря), время ее формирования – средний – поздний миоцен (с 15 по 10 млн. лет). Кроме этого, время формирования Воронцовского покрова следует привязать к моменту наибольшего погружения Абхазской зоны, что должно соответствовать

максимальному в истории наклону палеосклона на суше (возможно) и под водой для создания наилучших условий скольжения тела покрова. С этой точки зрения для формирования покрова наиболее благоприятно начало миоцена. Позже наклон существовал, но его параметры определить сложно. Таким образом, складчатость в теле Воронцовского покрова (до начала его движения) могла завершить свое формирование в период от начала олигоцена до начала миоцена (период с 35 до 25 млн. лет, позже раннемайкопского времени), а время формирования покрова – самый конец олигоцена (после кудепстинского времени, в период 22–15 млн. лет). Известно достаточно надежно, что первые конгломераты орогенного этапа появились в сарматское время (поздний миоцен, с 14 по 10 млн. лет), что свидетельствует о начале интенсивного горообразования. Соответственно, время начала существ-

венного роста гор (поздний миоцен, 14 млн. лет) отстает от складчатости на 7–10 млн. лет и от образования покрова – на 8–1 млн. лет. Соответствующая схема событий и развития палеогеографической обстановки отражена на рис. 12.

Таким образом, установленная нами большая вероятность гравитационной природы образования Воронцовского покрова позволяет разделить основные события геологической истории юго-восточной части Северо-Западного Кавказа, происходившие в такой последовательности: 1) основная складчатость – эоценовая (?) с отдельными фазами конец олигоцена – начало миоцена 35–25 млн. лет, 2) образование Воронцовского покрова (22–15 млн. лет), 3) горообразование (с 14 млн. лет). Геодинамические причины первого и третьего событий не совпадают (и в этой статье мы их не обсуждаем), а образование Воронцовского покрова связано с возникновением значительного перепада в палеорельефе, в том числе – в подводных условиях.

В случае, если бы условия формирования Воронцовского покрова отвечали механизму бокового давления, то время начала формирования складчатости и покрова можно было бы отодвинуть до начала миоцена (если считать отложение мергелисто-глинистой толщи в акватории Черного моря формированием неоавтохтона) или позже, а время завершения этого процесса ограничить сарматским временем. При этом временного разрыва между складчатостью и горообразованием могло не быть, и все три события могли совпадать и иметь единую геодинамическую причину.

Полученные материалы имеют следующее важное значение для разработки геодинамических моделей развития Северо-Западного Кавказа, равно как и для любых других регионов, имеющих покровы в предгорных сооружениях. В случае доказанного гравитационного происхождения шарьяжей амплитуда перемещения покрова не должна автоматиче-

ски учитываться при подсчете величины укорочения всего складчато-надвигового пояса. Это можно делать только в том случае, если доказана синхронность оползания и соскладчатого укорочения и если надежно доказана принадлежность наблюдаемой складчатой структуры хинтерланда самым верхам разреза и, тем самым, – что она является тыловой для самого покрова и, соответственно, испытала только частичное (относительно более глубоких структур) укорочение. Если наблюдаемая складчатая структура хинтерланда является более глубинной, испытавшей полное сокращение и выведена на поверхность в результате значительной эрозии, включение амплитуды гравитационного покрова в подсчет укорочения приведет к ошибочной оценке общего укорочения всего сооружения.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Выявленные характеристики поля напряжений и численные параметры складчатых деформаций Воронцовского покрова образуют сочетание, которое могло образоваться при едином механизме формирования структуры.

2. Сопоставление деформационных картин моделей простого сдвига и поперечного сплющивания с природными параметрами деформаций и данными по палеонапряжениям показало, что структура Воронцовского покрова формировалась в условиях простого сдвига вдоль плоскости его подошвы. Это отвечает условиям скорее оползания, чем тектонического давления со стороны структур Большого Кавказа. Полученные данные позволяют уточнить время и условия формирования основной складчатости в данной части Большого Кавказа.

3. Показано, что исследования полей напряжений складчатых структур для целей сопоставления с теоретическими моделями механизма деформирования требуют обязательного исследования деформационных состояний.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Банквич П. Интерпретация следов разрушения на поверхностях трещин в связи с реконструкцией современных и палеонапряжений // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 266–281.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
- Лаврищев В.А. Греков И.И., Баширов А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 135 с.

- Маринин А.В.* Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2003. № 2. С. 22–24.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Настоящий сборник 2008.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
- Сим Л.А.* Определение регионального поля напряжений по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. вузов, геол. и разв. 1982. № 4. С. 35–40.
- Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б.* Тектоника. Альпийская складчатая система. Таманский полуостров и Западный Кавказ // Геология СССР, Северный Кавказ. Т. IX. М.: Недра. 1968. С. 594–606.
- Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука. 1993. 192 с.
- Яковлев Ф.Л.* Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 311–332.
- Яковлев Ф.Л.* О диагностике деформированного состояния крыльев разломов и их внутренней зоны по типам вторичных нарушений // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 516–519.
- Angelier, J.*, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction // Hancock, P.L. Continental Deformation. Chapter 4. Pergamon, Tarrytown, NY. 1994. P. 53–100
- Saintot A., Angelier J.* Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. V. 357. P. 1–31.
- Gray D.R., Willman C.E.* Thrust-related strain gradients and thrusting mechanisms in a chevron-folded sequence, southeastern Australia // J. Struct. Geol. V. 13. 1991. P. 691–710.
- Yakovlev F.L., Voitenko V.N.* Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Proceedings of VII International Interdisciplinary symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) «Regularity of structure and evolution of geospheres», Vladivostok, 20-25 September. 2005. P. 66–69.