

Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции)

В. В. Гончар, 2019

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 24 сентября 2019 г.

Для південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу методично обґрунтовано пролонгацію басейнового моделювання у зону пізніх пострифтових та інверсійних складчастих рухів. На прикладі частини профілю Богатойка—Мерефа побудовано прогнозний розріз з відновленим об'ємом еродованих осадов. Максимальні значення еродованих потужностей сягають 1400 м у крайній південній частині профілю, підшва відновлюваного об'єму має хвилеподібну форму, по покрівлі відкладів середнього—пізнього карбону визначено палеопідняття, якого немає на сучасному розрізі. Згідно з реконструкцією, межа ранньопермського басейну має бути південніше. Розглянуто чисельні моделі інверсії палеорифтового осадового басейну в тилу компресійного орогена, виконані для перетинів Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу. Отримано специфічний асиметричний розподіл деформацій чохла, що підтверджує зміщення складчастості в осьову і тилу (північно-східну) частини прогинів; фронтальна зона зазнає переважних висхідних рухів, що причинює перекис бортів западини.

У другій частині статті наведено результати планового чисельного моделювання деформацій південної околиці Східноєвропейської платформи і дані реконструкції полів напружень Донбасу. Зіставлення модельних і відновлених полів напружень дає змогу підтвердити висновок першої частини статті. Подальший тектонічний розвиток території (у пізній пермі?) пов'язаний із правозсувними зміщеннями з невеликою стискальною складовою поблизу південної околиці давньої платформи. Цією обставиною визначалися формування правозсувних розломів Донбасу, зростання накладеної складчастості та, ймовірно, його невелике розтягнення. У контексті перевірки глобальних палеотектонічних реконструкцій в результаті досліджень не виключена ймовірність зміни конфігурації Пангеї "В" і подальших відносних правозсувних зміщень між Євразією і Гондваною.

Ключові слова: басейнове моделювання, тектонічна інверсія, чисельне моделювання деформацій, поля напружень, палеотектонічні реконструкції, Дніпровсько-Донецька западина, Донбас.

*"Мы стояли на плоскости с переменным углом отражения,
наблюдая закон, приводящий пейзажи в движение,
повторяя слова, лишённые всякого смысла,
но без напряжения ..."*

Б. Гребенщиков и "Аквариум"

Введение. Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донбасс являются продольными составляющими позднедевонского континентального рифта, пересекающего юго-западную часть Восточно-Европейской

платформы (ВЭП) (рис. 1). Своим восточным окончанием он раскрывается в область вероятно сингенетических субокеанических бассейнов и островных дуг позднепалеозоя, переработанных в ходе гер-

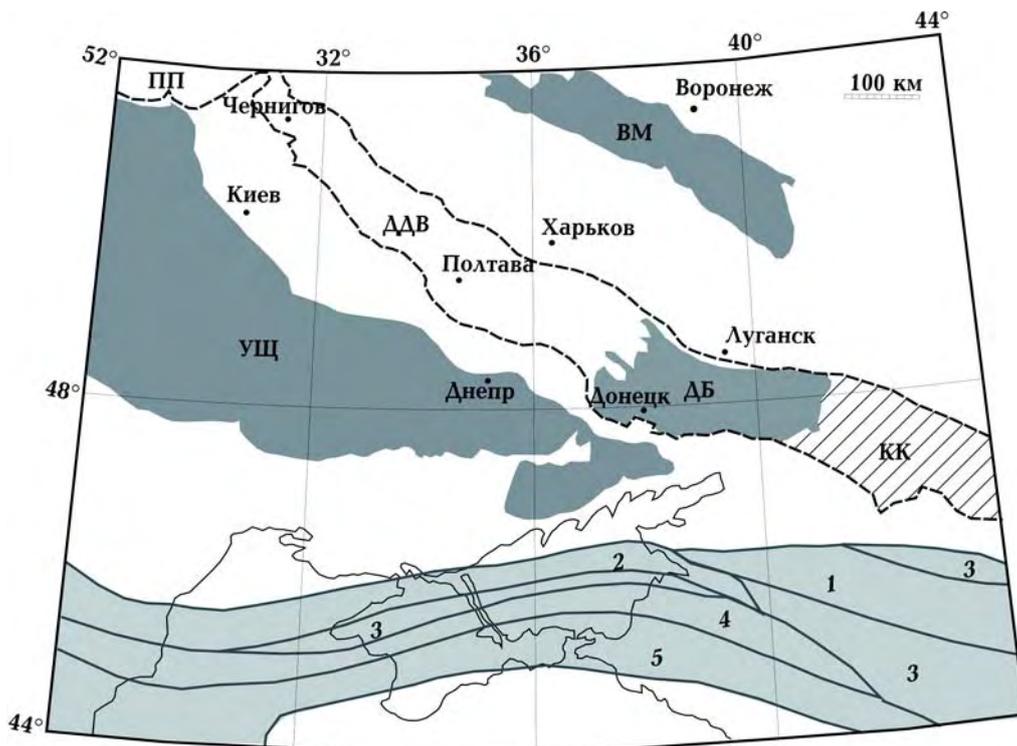


Рис. 1. Схема строения юга ВЕП и фундамента Скифской плиты: 1—5 — тектонические зоны фундамента Скифской плиты, по [Летавин, 1980] (1 — миогеосинклинали ранних герцинид, 2 — миогеосинклинали поздних герцинид, 3 — миогеоантиклинали ранних герцинид, 4 — эвгеосинклинали ранних герцинид, 5 — байкалиды). Выступы докембрийского фундамента: УЩ — Украинский щит, VM — Воронежский массив; элементы Днепровско-Донецкой палеорифтовой системы: ПП — Припятский прогиб, ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, ДБ — Донецкий бассейн, КК — краж Карпинского.

цинско-раннекиммерийского тектогенеза в фундамент Скифско-Туранской плиты [Тектоника ..., 1988; Зоненшайн и др., 1990]. Положение палеорифта вблизи активной, тетической окраины ВЕП определило то, что его поздняя эволюция протекала тектонически неспокойно — на фоне множественных перестроек и активизаций движений плит (палео) Тетиса, природа и характеристики которых во многом не определены и являются предметом острых дискуссий [Arthaud, Matte, 1977; Зоненшайн и др., 1990; Muttoni et al., 1996; Stampfli, Vorel, 2002; Natal'in, Şengör, 2005; Стовба, 2008]. Поэтому изучение деформаций, проявившихся в пределах юго-востока ДДВ и Донбасса в ходе их инверсионного развития, имеет возможность реализации "прямой и обратной" тектонических задач — по ха-

рактеристикам деформаций попытаться определить их более масштабный геодинамический источник.

В предшествующем исследовании анализ эволюции ДДВ был остановлен на этапе почти полной осадочной компенсации бассейна в середине каменноугольного периода [Гончар, 2018]. После него в развитии ДДВ стали преобладать восходящие движения и связанные с ними процессы преимущественного континентального осадконакопления, в ходе которых седиментационная инверсия сначала дополнялась, а затем сменилась тектонической [Геологическая ..., 1993]. Переход к описанию тектонической инверсионной истории ДДВ и Донбасса связан с методическим трансфертом от бассейнового моделирования, основанного на принципе изостатической (ло-

кальной или региональной) компенсации [Стовба, 2008; Гончар, 2018], к деформационному пространственному моделированию, в котором принцип изостазии не играет определяющей роли. Ранее это было косвенно показано на воспроизведении коллизионного тектогенеза в Крымско-Кавказском регионе, где профили орогенических поднятий практически совпали с деформационными профилями в моделях [Гончар, 2019]. Этот подход оправдывает себя и в отношении ДДВ и Донбасса, если с его помощью можно будет воспроизвести характерные черты тектоники палеорифта, которые пока не нашли своего объяснения. Речь будет идти о неравномерном распределении складчатости, перекосе бортов впадин, величинах деформации.

Касаясь вопроса о более масштабных процессах, обусловивших начало тектонической инверсии ДДВ и Донбасса, в первую очередь сталкиваешься с многовариантностью глобальных палеотектонических реконструкций для позднего палеозоя — раннего мезозоя тетической окраины Евразии [Arthaud, Matte, 1977; Morel, Irving, 1981; Зоненшайн и др., 1990; Muttoni et al., 1996; Stampfli, Borel, 2002; Natal'in, Şengör, 2005; Meijers et al., 2010]. Многие неоднозначности, надо полагать, вызваны тем, что герцинско-раннекимерийский фундамент Скифско-Туранской плиты в основном скрыт под мощным мезокайнозойским чехлом. В этой связи Донбасс привлекает внимание исследователей как один из немногих обнаженных его фрагментов [Natal'in, Şengör, 2005; Meijers et al., 2010]. Интерпретация накопленных к настоящему времени данных о полях напряжений Донбасса [Беличенко и др., 1999; Saintot et al., 2003; Дудник, Корчемагин, 2004; Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005], как кажется, является еще одним направлением, перспективным в части совершенствования моделей региональной палеотектоники. Поэтому во второй части статьи на основе численного моделирования и обобщения данных о полях напряжений оценивается влияние различных обстановок на южной границе ВЕП на инверсию

и формирование деформационных структур ДДВ и Донбасса. Внимание уделено условиям правостороннего сдвигания границы как одной из наиболее популярных гипотез функционирования тетической окраины Евразии [Arthaud, Matte, 1977; Muttoni et al., 1996; Stampfli, Borel, 2002; Natal'in, Şengör, 2005].

Полный цикл геодинамического бассейнового моделирования на примере юго-востока ДДВ. Взятые вместе двумерные построения для юго-востока ДДВ, выполненные чуть ранее [Гончар, 2018] и представленные здесь, составляют полный цикл в рамках геодинамического описания рифтогенной, пострифтовой и инверсионной стадий развития осадочного бассейна. Сини пострифтовые стадии исследуются на основе совмещения классических методов палеотектонических реконструкций (мощностей и фаций) и одномерного численного моделирования термального погружения [Гончар, 2017], инверсионное (орогеническое) развитие описывается с помощью полноценного двумерного численного моделирования деформаций литосферы в рамках упруговязкопластической реологии [Гончар, 2019]. В аспекте соединения классического бассейнового и деформационного анализа хотелось бы подчеркнуть методическое значение переходного этапа, связанного с интерпретацией эродированного разреза.

Поздние пострифтовые реконструкции. Особенности палеогеографии ДДВ в позднем палеозое. Середина каменноугольного периода (московский век) стала переломной в седиментационной истории ДДВ, когда произошло кардинальное изменение фаций осадконакопления и на смену морской седиментации пришли условия аллювиально-дельтовой долины, временами эвстатически превращавшейся в мелководный морской бассейн в ее северо-восточной части; глубоководные морские условия сохранялись лишь восточнее Донбасса [Геология ..., 1988; Геологическая ..., 1993]. В течение позднего карбона инверсионные тенденции в развитии бассейна усилились: сокращалась площадь аккумуля-

ляции, возрастала роль континентальных обстановок (рис. 2, а). Область Донбасса переходит в устойчивую сушу и тем самым выводится из ДДВ; усиление поднятия здесь связывается уже с тангенциальным сжатием, проникавшим с юга со стороны начавшего свое развитие позднепалеозойского Кавказского орогена [Хаин, 1977; Белов, 1981; Геологическая ..., 1993].

В раннепермский период начавшееся в ДДВ накопление соленосной формации происходило на фоне усилившихся деформационных процессов, о чем свидетельствует явное смещение границ бассейна осадконакопления (рис. 2, б). Их простираие оказывается секущим относительно границ пострифтового бассейна ДДВ, также видно препятствие накоплению осадков со стороны поднятий пра-Донбасса. Изменение простираия границ солеродного раннепермского бассейна, сокращение его объема по сравнению с карбоновым прогибом ДДВ также может быть следствием поздней эрозии, вызванной синорогенными тектоническими движениями середины—конца пермского периода. О том, что значительный размыв, по крайней мере каменноугольных образований в пределах южного борта ДДВ и прилегающего склона УЩ, свидетельствует, по мнению Б.П. Кабышева [Кабышев, 1987], о сохранении неизменным литофациального со-

става раннекарбоновых отложений, одинаковой степени их метаморфизма вблизи северного и южного краевых разломов, при том, что в современном структурном плане разница в глубине залегания достигает 1,5—2 км. Он же заключает, что, вероятно, размыв происходил в другом палеоструктурном плане по сравнению с формировавшимся при осадконакоплении.

Следующий период развития ДДВ, длившийся с середины ранней перми до рубежа перми и триаса, является одним из самых "темных" (неизученных) в истории впадины, так как он не отмечен ни седиментационно, ни магматически, а тектонические свидетельства пока не расшифрованы. Многими исследователями с этим периодом позднегерцинского тектогенеза связывается начало складкообразовательных движений на Донбассе и юго-востоке ДДВ [Попов, 1963; Хаин, 1977; Тектоника ..., 1988; Юдин, 2003 и др.]. Характер последовавшего в раннем триасе осадконакопления, отличается иным структурным планом относительно раннепермского (рис. 2, в). Контуры и объемы осадконакопления как бы восстанавливаются в пределах ДДВ, проникая и в складчатый Донбасс. Означает ли это наступление нового, отличного от инверсии начала перми, геодинамического этапа, или связано просто с затуханием складкообразующего сжатия и со-

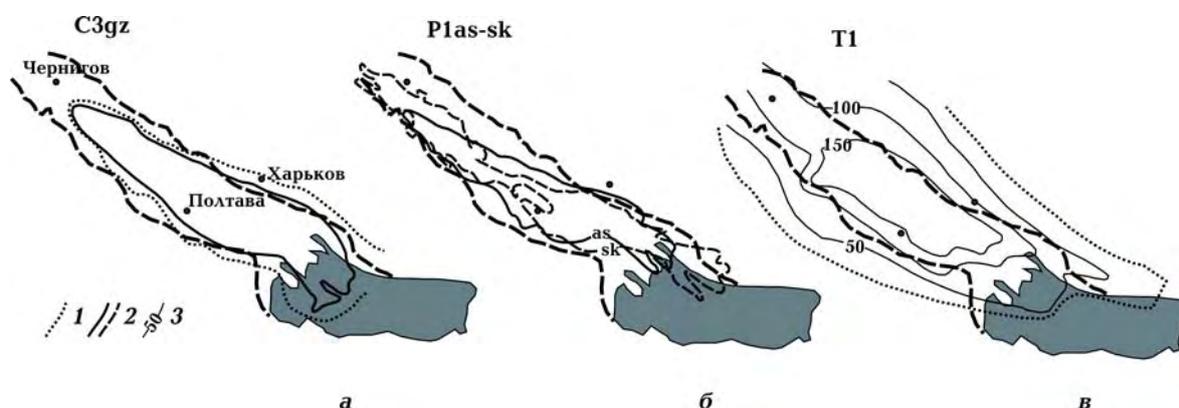


Рис. 2. Палеогеографические схемы ДДВ: а — конец позднего карбона (гжельский век), б — ранняя пермь (ассельский и сакмарский века), в — ранний триас (по [Геологическая ..., 1993]); 1, 2 — границы бассейна осадконакопления (1) и распространения осадков (2), 3 — изопохиты.

ответствующим восстановлением динамики пострифтового погружения, покажут будущие исследования. Во всяком случае, тектонический рубеж сакмарского и артинского веков ранней перми и последующее позднепермское развитие имеют все основания рассматриваться в контексте классической орогенической (складчатой) инверсии бассейна.

Оценка величин эрозии и восстановления раннепермского бассейна. В свое время и на основании разных методических подходов количественной оценкой величин ранне-позднепермского подъема и эрозии занимались Б.П. Кабышев и С.Н. Стовба [Кабышев, 1987; Kabyshev et al., 1998; Стовба, 2008]. Согласно расчетам первого, максимальная величина размыва каменноугольных отложений в пределах южной прибортовой зоны могла достигать 2 км; по данным С.Н. Стовбы величины размыва колеблются от 0,4 до 2,5 км. Б.П. Кабышев в оценочных реконструкциях использовал принцип пропорциональности изменения мощностей разновозрастных отложений одного седиментационного цикла. Его суть — мощности размывтой толщи определяются по намеченной кривой соотношения мощностей нижележащей неразмытой и залегающей выше, подвергшейся размыву. Проблематичность этого подхода заключена в достаточно широком разбросе данных замеров, по которым восстанавливается кривая соотношения мощностей, и в отсутствии закономерности, определяющей сохранение пропорций осадконакопления на размывом участке. Тем не менее этот принцип можно использовать там, где нет других возможностей, так как он дает некоторые ориентирующие оценки. Техника восстановления размывтой мощности, использованная С.Н. Стовбой, базируется на идее компенсированного осадконакопления (фиксация уровня отложения осадка вблизи нулевой отметки) в рамках методологии классического бэкстриппинга. О недостатках этого направления реконструкций, упускающего из вида фациальное разнообразие осадочных пород, в результате чего получа-

ются неверные представления о погружении фундамента, уже говорилось [Гончар, 2017, 2018]. Возникающие неточности в оценке вертикальных движений полностью или в усиленном виде могут переноситься и на определения величин размыва.

Применяемая здесь методика одномерного моделирования основана на решении термальной задачи для литосферы син- и пострифтового этапов [Гончар, 2017]. В ней не используется представление о компенсированном осадками погружении, в связи с чем на первый план выходит определение и подбор фаций глубинности получаемого разреза [Гончар, 2018]. При выборе исходных параметров литосферы отталкиваемся от величин и принципов, использованных для ДДВ ранее, в частности, локальной изостатической компенсации на уровне подошвы невозмущенной литосферы, переменной температуры аномальной мантии, на пике равной 1435 °С, и др. Исследование имеет по преимуществу методологический характер, поэтому как пример в нем рассматривается южный отрезок профиля Богатойка—Мерефа, взятого из работы [Стовба, 2008].

Погруженное состояние, на котором установилось предыдущее палеотектоническое построение вдоль профиля [Гончар, 2018], соответствует концу башкирского века (рис. 3, а). К этому времени модель описывает практически совершившуюся седиментационную инверсию пострифтового бассейна в этой части ДДВ. Если прибортовая часть во время погружения находилась в условиях континентального и мелководноморского осадконакопления (± 100 м), то в направлении оси впадины ярко выраженной оказывается ситуация смены мелководноморских осадков начальной стадии погружения глубоководными (800—1400 м), вновь замещаемыми мелководноморскими (до континентальных) на завершающей стадии. Модель показала, что после башкирского века осадконакопление в этой части ДДВ должно протекать преимущественно в континентальных условиях, что и подтверждают данные палеофациальных исследований [Геологическая ..., 1993].

Однако произошедший в перми размыв не позволяет осветить в полной мере картину заключительного этапа герцинского развития, протекавшего перед началом и в ходе орогенических движений. Применение стандартной техники моделирования к периоду конца карбона—начала ранней перми, когда осадконакопление завершилось размывом, приводит к следующей картине (рис. 3, б): вся поверхность осадконакопления располагается выше нулевой отметки; в условиях локальной изостатической компенсации наиболее приподнятой (до 450 м) является приосевая часть профиля, где сохранились максимальные, не подвергнутые размыву мощности карбона и перми. В направлении борта поверхность осадочного чехла, являющаяся поверхностью размыва, гипсометрически понижается, достигая в крайней южной точке отметок в 100—200 м. Данная неестественная картина сразу наводит на мысль о несостоятельности в первую очередь локального изостатического приближения.

Предположим, что нарушение изостазии произошло в связи с орогеническими движениями, которые одновременно привели и к размыву части осадочного чехла в прибортовой зоне. Для первого приближения допустимо также предположить, что эти трансформации произошли сразу после накопления осадочной толщи в наблюдаемом стратиграфическом объеме, т. е. в конце сакмарского века. С учетом этих условий можно построить прогнозный разрез при сохранении условия локально-изостатической компенсации, в размывной части которого будет добавлена осадочная толща, восстанавливающая профиль осадочного бассейна. Здесь требуется введение данных о гипсометрии поверхности. Так как точные сведения отсутствуют, примем для простоты повсеместно ровную поверхность на уровне неразмытой части раннепермского слоя в приосевой зоне (450 м выше нуля). Полученный в рамках сделанных предположений разрез (рис. 3, в) дает несколько иное, чем у предшественников, представление

о возможном характере эрозии чехла в рассматриваемой части впадины. Хотя сделанные предшествующие оценки в максимальных значениях эродированной мощности сходятся с нашими (до 1400 м в крайней южной части профиля), подошва восстанавливаемого объема имеет волнообразную форму, что контрастирует с полученной в работе [Кабышев, 1987] простой картиной линейного наращивания эродированной мощности в направлении борта впадины. В интервале 15—20 км профиля по кровле отложений среднего—позднего карбона и перми реконструкцией определяется палеоподнятия, которое отсутствует на современном разрезе [Стовба, 2008]. Увеличение эродированных мощностей в направлении борта впадины влечет за собой вывод о наращивании в этом направлении мощности осадков поздних стадий пострифтовой седиментации — в конце среднего карбона и позднем карбоне. Тенденция такого бортового увеличения толщины видна в подстилающих отложениях серпуховского и башкирского ярусов, мощности которых не эродированы. Сделанная реконструкция также продлевает на юг границу раннепермского бассейна. Это подтверждает выводы о неправомерности отождествления границ современного распространения нижнепермских осадков в ДДВ с береговой линией седиментационного бассейна [Цыпко, 1984] и созвучно также заключениям о том, что раннепермский бассейн до артинского века покрывал и большую часть Донбасса, наследуя тенденции позднекаменноугольного погружения [Попов, 1963; Нагорный, Нагорный, 1976].

Полученный волнообразный профиль удаления осадков южной прибортовой зоны может отражать неравномерное, вызванное деформацией поднятие фундамента. Тогда зоны увеличения эрозии должны зеркально отражать интенсивность вертикальных тектонических движений, возможно связанные со сжатием складчатонадвиговые деформации начальной стадии тектонической инверсии. Чтобы построить обоснованный бассейновый про-

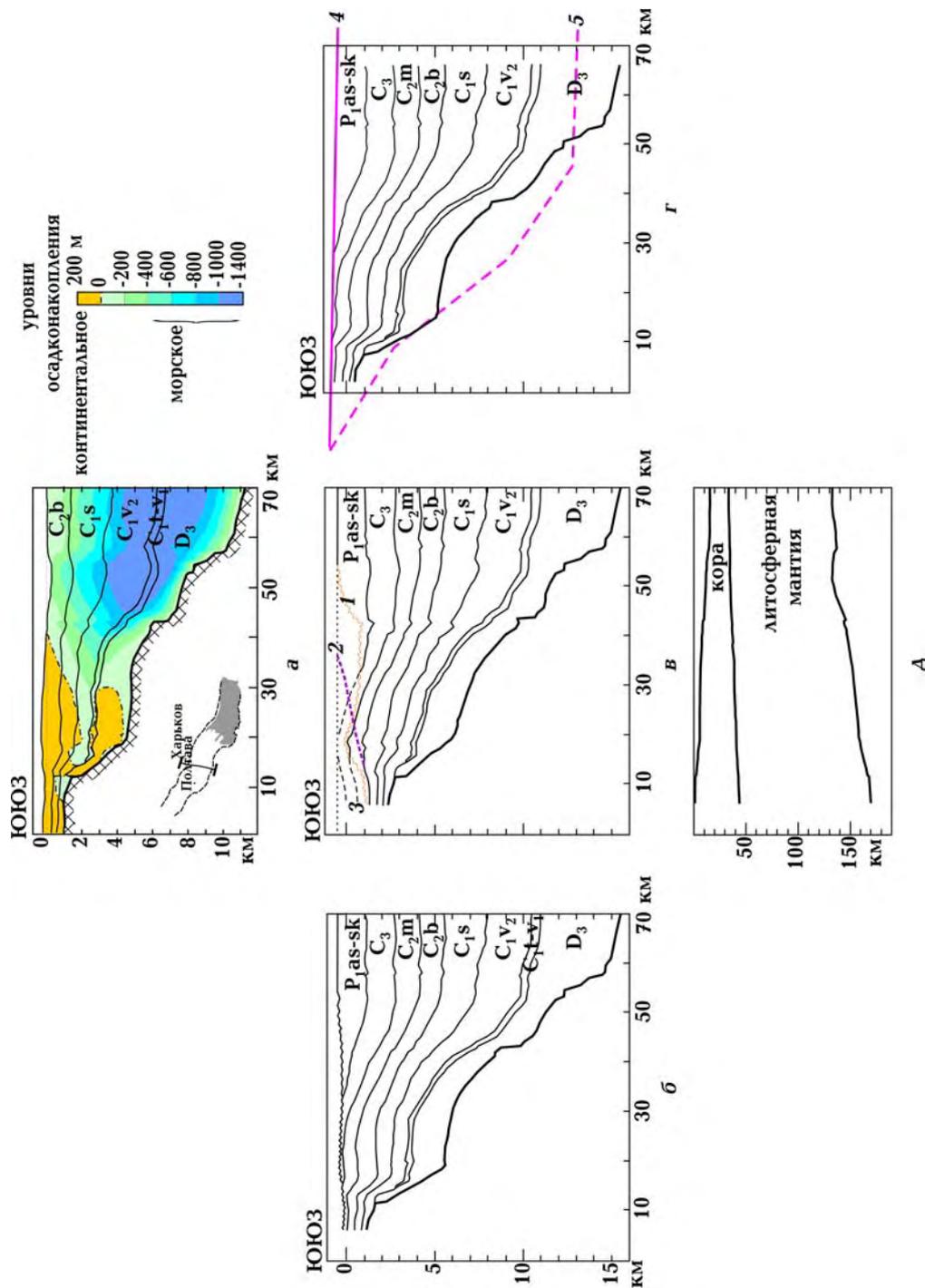


Рис. 3. Стадии бассейнового моделирования для юго-западного фланга профиля Богатойка—Мерефа (исходный разрез из работы [Стовба, 2008]): а — седиментационная инверсия конца башкирского века среднего карбона; в изолиниях глубин осадконакопления отображен прогноз фациального строения осадочной толщи [Гончар, 2018]; внизу слева показано расположение профилей; б, в — состояние на конец сакмарского века ранней перми в локальной изостатической компенсации после размыва (б) и перед размывом (в), как результат восстановления осадочной толщи на уровне кровли пермских отложений (см. пояснения в тексте); 1 — эрозионная поверхность, 2 — проекция траектории размывных мощностей, по [Кабышев, 1987], 3 — предполагаемые стратиграфические границы в размывтой части. Внизу соответствующий модельный разрез литосферы (д); г — стадия начальной тектонической инверсии — результат совмещения профиля Б (после размыва) с контуром поверхности (4) в деформационной модели, показанной на рис. 5, а; 5 — подошва осадочного бассейна в модели.

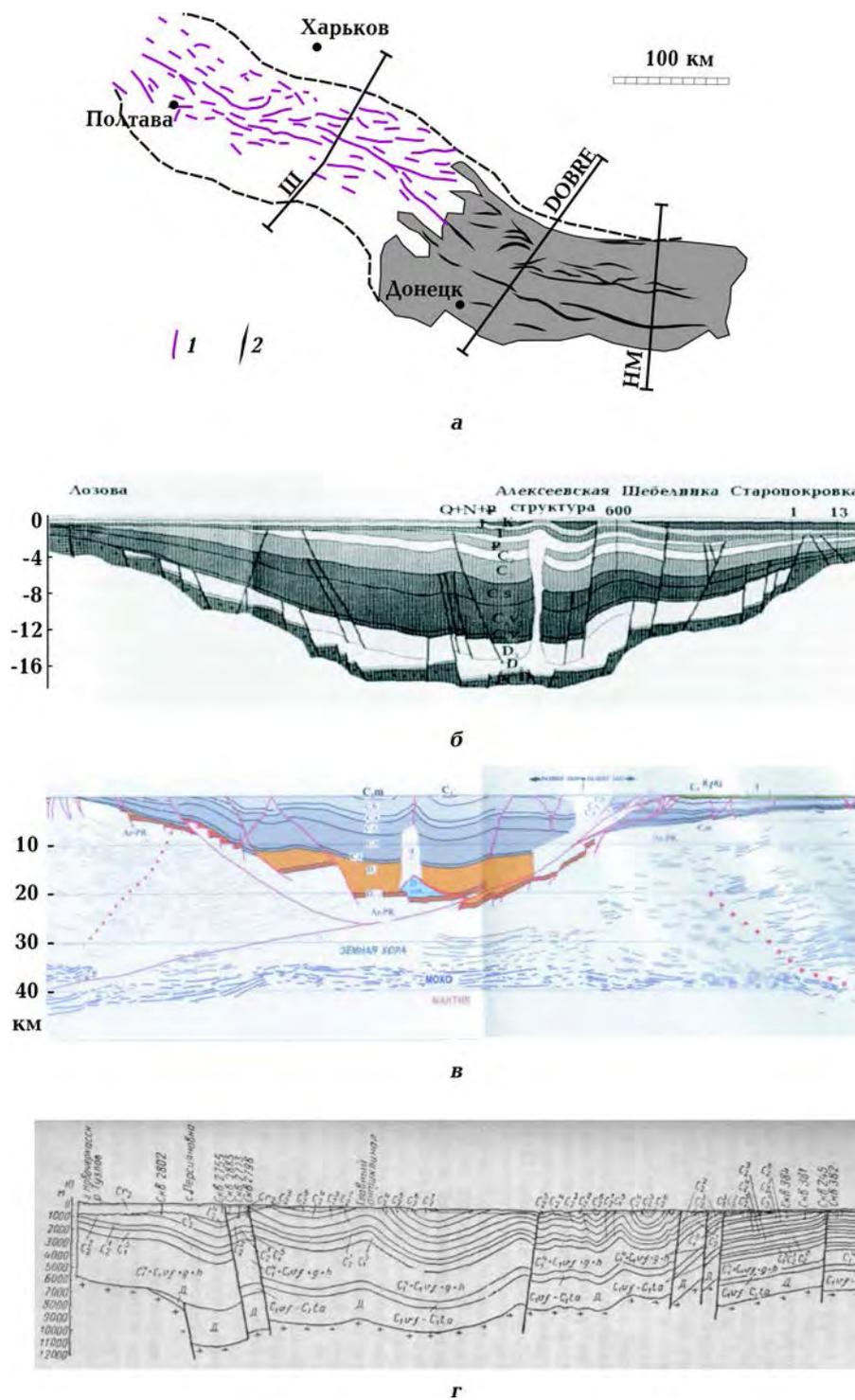


Рис. 4. Плановая схема и разрезы, характеризующие распределения складчатости в пределах ДДВ и Донбасса: *а* — схема простираения осей складок (1 — в чехле ДДВ (по [Стовба, 2008]), 2 — в пределах Донбасса (по А.В. Чекунову [Субботин и др., 1976])); профили: Ш — Шебелинский, НМ — Новочеркасск—Миллерово); *б* — строение чехла юго-восточной части ДДВ вдоль Шебелинского профиля [Старостенко и др., 2009]; *в* — строение чехла Донбасса вдоль профиля DOBRE [Стовба, 2008]; *г* — структурный разрез восточной части Донбасса по линии Новочеркасск—Миллерово [Ступаков, 1962].

филь для этой стадии, требуется определение контура поднятий поверхности уже в рамках модели, в которой вертикальная составляющая движений поверхности деформационная, вызванная горизонтальным сжатием. Совмещая кровлю размытых отложений с наклонной поверхностью орогенического поднятия в модели инверсии юго-востока ДДВ (см. ниже, рис. 5, г), получаем разрез, по структуре мало отличающийся от исходного, локально-изостатического. Его основное значение в совершенном качественном методическом переходе от традиционного бассейнового к деформационному орогенному моделированию.

Модели деформирования палеорифтового осадочного бассейна в тылу коллизионного орогена применительно к условиям юго-восточной части ДДВ и Донбасса. Выше мы подошли к проблеме орогенеза и связанной с ним складчатости в пределах юго-восточного окончания ДДВ и Донбасса. Необходимо признать, что при современном высоком состоянии геологической изученности региона геодинамические модели, устанавливающие связь приповерхностных структур с глубинными и более масштабными (выходящими за рамки) процессами в литосфере и подстилающей мантии, остаются практически не разработанными. Одной из основных особенностей строения юго-восточной части ДДВ и Донбасса, требующих первоочередного внимания, является ярко выраженное асимметричное распределение складчатости, а соответственно, и степени деформированности чехла. Как хорошо видно на схеме (рис. 4, а), от г. Полтавы и до середины Донбасса складчатость занимает осевую зону и северо-восточную прибортовую полосу прогиба; полоса юго-западного борта предстает как практически незатронутая складчатостью. На разрезах выявляются дополнительные черты, характеризующие особенности проявления структур сжатия. На Шебелинском профиле (в пределах юго-восточной части ДДВ, рис. 4, б) время формирования складчатости определяется как позднемел-

ловое — раннепалеогеновое; но по характеру диапирового внедрения девонской соли в осевой антиклинали можно заключить, что ее формирование началось в перми. На профиле DOBRE в пределах Донбасса видно присутствие приуроченной к надвигу складки в пределах южного борта (рис. 4, в). Такие структуры, установленные в недавнее время [Юдин, 2003; Стовба, 2008], осложняют моноклинал южного борта, но не меняют обсуждаемой генеральной закономерности. В восточной части Донбасса различие в характере проявления складчатости бортов впадины также отчетливо выражено, несмотря на усиление общей сжатости (рис. 4, г): на северном борту сосредоточена зона развития типичного для фронтальных складчатых зон моновергентного складчато-надвигового парагенезиса, юго-западный борт, напротив, отмечен слабой деформированностью, а складчатость там, по большому счету, отсутствует. При всем этом профиль палеорифта повсеместно перекошен: юго-западный край испытывавшей инверсию впадины приподнят и соответственно более эродирован, северо-восточный — опущен, что позволяет рассматривать его в качестве своеобразного аналога краевого прогиба [Паталаха и др., 2004]. Особое положение в строении Донбасса занимает так называемая Главная антиклинал — симметричная относительно сильно сжатая складка, проходящая вдоль оси впадины; ее происхождение в комплексе с моновергентными структурами северо-востока добавляет неопределенности.

Очевидно (см. рис. 4, а), что по асимметричному характеру проявления складчатости обе палеорифтовые впадины (ДДВ и Донбасс) выступают как единое целое. Что касается Донбасса, то об этом фундаментальном проявлении деформаций, разумеется, известно давно [Попов, 1963]. Сейчас мы это подчеркиваем с намерением выработать модельную схему орогенической инверсии, общую для ДДВ и Донбасса, основываясь на механизмах тектоники плит. Относительно Донбасса в этом направлении ранее были сделаны существенные наработки.

В объяснении структуры Донбасса, данном В. В. Юдиным [Юдин, 2003], впервые были намечены пути приведения особенностей его строения в соответствии с основным положением плитотектонической теории. В ней также была сделана оценка величины деформации вдоль характерного пересечения, которая дала значение горизонтального сжатия на уровне 0,12, что свидетельствует о совсем небольших масштабах перемещений при конвергенции. Это, а также особая тектоническая позиция Донбасса не подразумевают простой трансляции на него канонов "большой" плитной тектоники. Обращаясь к более раннему опыту структурных реконструкций Е. В. Терентьева, давшего оценку величин поэтапного горизонтального сокращения в пределах Донбасса [Терентьев, 1976], отметим еще более скромные величины сжатия, которые получаются для герцинского этапа — от 0,01 до 0,06, на них и следует ориентироваться при моделировании начальной инверсии.

Е. И. Паталаха в одной из своих последних работ [Паталаха и др., 2004] определил Донецкое складчатое сооружение как пример "эмбрионального коллизионного орогена" — интраплитную структуру, испытавшую самую начальную стадию орогенической инверсии в условиях сжатия при невозбужденной мантии (примитивный ороген, не утративший своего синклинозного строения). Отмечая складчатую асимметрию Донбасса как "чрезвычайно важный элемент" строения, он высказал мнение, что ее существование естественно связывать с компрессионным воздействием со стороны активной (тетической) окраины Евразии.

Отталкиваясь от изложенного, задачу моделирования инверсии юго-востока ДДВ и Донбасса в вертикальном сечении можно сформулировать как воспроизведение деформаций реликтового пострифтового осадочного бассейна в тылу коллизионного орогена. Такая постановка продолжает начатое автором на примере позднекайнозойской Крымско-Кавказской орогенической дуги численное исследование ва-

риаций проявления инденторного механизма в наиболее реалистичном упруго-вязкопластическом реологическом приближении [Гончар, 2019]. Геометрия вертикальных моделей подобрана таким образом, чтобы в среднем они могли соответствовать пересечениям юго-востока ДДВ и Донбасса: предполагалось, что расстояние от края бассейна, на котором располагается индентор, соответствует примерно южной границе ВЕП и Скифской плиты (см. рис. 1). Время пострифтового остывания принято равным 100 млн лет — этому рубежу соответствует мощность литосферы под бассейном. Подошва осадочной линзы по глубине примерно соотносится с глубиной залегания низов каменноугольных отложений юго-востока ДДВ, соответствующих началу пострифтового этапа; девонский синрифтовый комплекс по реологическим соображениям включен в состав коры. В конфигурацию литосферы введен блок повышенной мощности, соответствующий УЩ. Рассматривались литосферный (до глубины 100 км) и коровый инденторы. Конечная величина смещения литосферного индентора составляет 12 км, корового — 4 км. В сравнении результатов с данными глубинного строения ориентирами служили геофизические профили Шебелинский — для ДДВ [Старостенко и др., 2009] и DOBRE — для Донбасса [Стовба, 2008].

На модельном разрезе, соотносимым с Донбассом (рис. 5, а), в результате перемещений литосферного индентора во фронтальной части континентальной плиты возникает характерный коллизионный ороген с коротким фронтальным и длинным тыловым крыльями, высота которого достигает 5 км. К фронтальному участку коры орогена приурочен небольшой в данном случае максимум деформаций (до 0,05). Длинное крыло возникшего поднятия, полого погружаясь, простирается на 300 км к северу, достигая области внутриплитного осадочного бассейна, поверхность которого в результате удаленной коллизии испытывает неравномерную вертикальную инверсию. Однако это не главное. Лито-

сфера реликтового осадочного бассейна, обладающая утоненной корой и подлитосферной мантией, с более высокими температурами, как следует из модели, играет роль мощного концентратора деформаций, которые по своему уровню (до 0,06) даже превышают деформацию самого коллизионного орогена. Области щита в пределах континентальной литосферной плиты соответствует более чем двукратный минимум деформаций, что и следовало ожидать. Распределение деформации в чехле и коре осадочного бассейна неравномерное и различается в зависимости от типа инденторного сжатия. Максимум локализуется в удаленной северной половине бассейна, где он имеет северное падение и, охватывая центральную зону чехла, проникает в кору. В случае сжатия только коры картина изменяется (рис. 5, б). Коровый индентор более эффективен относительно краевого орогена, поэтому смещения остановлены после 4 км, когда подъем на пике орогена составил 6,5 км. В коре перед фронтом возникла хорошо выраженная концентрация деформации (до 0,024). Но и в этом случае уровень деформированности осадочного бассейна в тылу выше — до 0,026. Деформация в его пределах распределена более равномерно, максимум охватывает среднюю часть с тенденцией также распространения к северу, но не проникает в кору.

Как видно на увеличенных по вертикали профилях каждой модели, поверхность и подошва бассейна получают характерный перекося вследствие большего подъема южного крыла. При этом характер вертикальных движений также существенно зависит от масштаба индентора. Литосферный индентор приподымает оба борта палеорифта, вследствие чего наклон его поверхности меньше, чем в случае сжатия только коры, когда северный борт практически не испытывает смещения. Сопоставляя коровый вариант синколлизионного деформирования тылового бассейна с современным разрезом Донбасса по профилю DOBRE (рис. 5, г из работы [Стовба, 2008]), можно видеть определенные эле-

менты соответствия, невзирая на то, что модель специально не подбиралась под профиль Донбасса и степень ее сжатия ниже. Во-первых, получается совпадение по наклону южного борта, во-вторых, максимум деформаций чехла в центре совпадает с положением Главной антиклинали и структур к северу от нее.

На модельном разрезе, соответствующем юго-востоку ДДВ (рис. 5, г), расстояние между фронтом коллизионного сжатия и реликтовым бассейном увеличено в 2 раза. При том же конечном смещении литосферного индентора видно, что деформация в области бассейна уменьшается более чем в 1,5 раза, но тенденция к северному смещению максимума деформаций и его погружению сохраняется. Для этого сечения также выраженной оказывается роль реликтового бассейна как концентратора внутриплитной деформаций: кора и чехол бассейна испытывают большую деформацию, чем в зоне орогенеза. Это не касается вертикальных смещений поверхности, которые достигают 5 км и более на пике орогена, но на южной окраине бассейна они ниже, чем в случае пересечения, моделирующего Донбасс — 1,9 и 2,7 км соответственно. Прослеживая развитие деформаций внутри чехла во времени, можно увидеть, что характерный наклонный максимум в северной половине возникает не сразу. Вначале при 8 км смещения они даже сдвинуты в противоположном, южном направлении (рис. 5, д), нарастание же инденторного сжатия до 16 км приводит к дальнейшему усилению возникшего позже наклонного максимума в северной части. Можно прийти к осторожному выводу, что концентрация деформации в северной половине профиля бассейна возникает на более поздней, продвинутой стадии инверсии. Осевые складки (в том числе Главная антиклиналь Донбасса), таким образом, могут трактоваться как более ранние структуры по данным моделирования.

Величина деформации сжатия, выводимая из общего сокращения впадины, составляет 0,05 в модели юго-восточной ча-

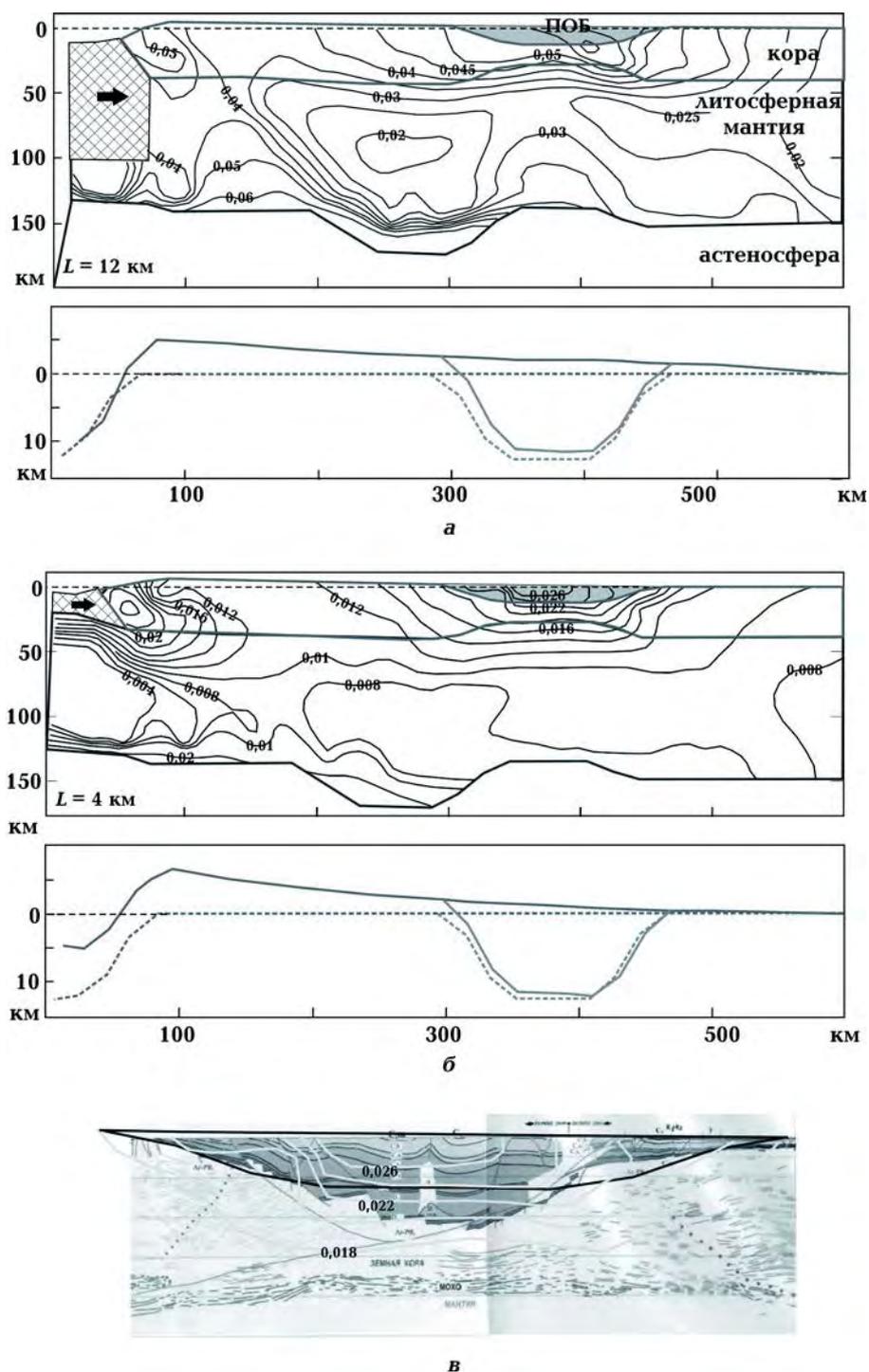
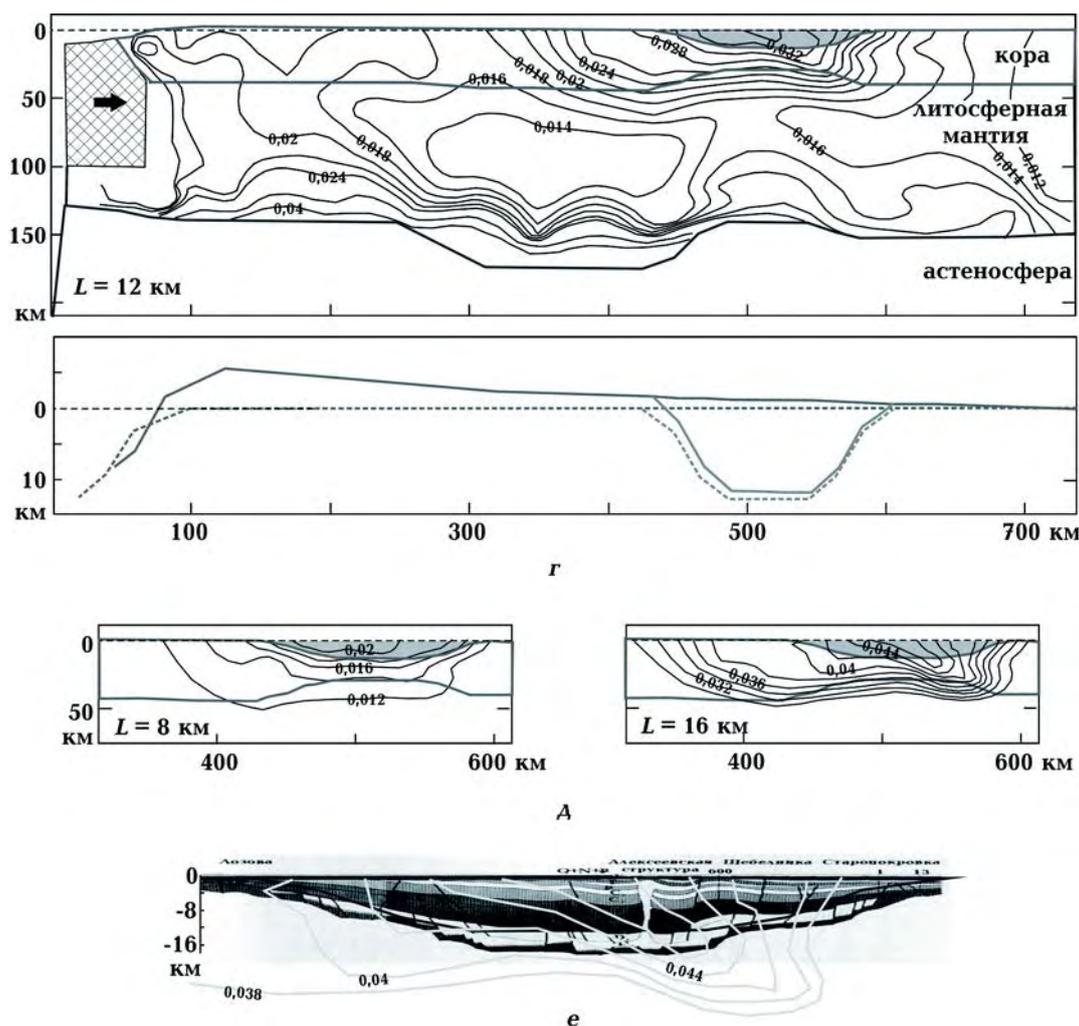


Рис. 5. Модели деформаций литосферы Донбасса (а, б) и юго-восточной части ДДВ (г) вследствие действия литосферного (а и г) и корового (б) инденторов. Вверху — изолинии эквивалентной деформаций в вертикальных сечениях модельной литосферы, внизу — профили поверхности коры в увеличенном вертикальном масштабе; д — деформации при разных конечных смещениях индентора (L) в модели юго-восточной части ДДВ; в и е — сопоставление контуров бассейнов и величин конечной деформации в моделях с современными разрезами Донбасса (DOBRE, по [Стовба, 2008]) и юго-восточной части ДДВ (Шебелинский, по [Старостенко и др., 2009]).

сти ДДВ с литосферным индетором. Если оценить сжатость чехла юго-восточной части ДДВ вдоль Шебелинского профиля на основании проявленных в его северо-восточной половине эмбриональных складок (рис. 5, е), то она как раз достигает 0,05. Так что модель сжатия юго-восточной части ДДВ находится в хорошем качественном и количественном соответствии с современным деформированным состоянием чехла в этой части впадины. Для Донбасса обе модели не дотягивают до современного уровня деформированности, относительно чего можно говорить о проявлении в его пределах поздних этапов сжатия киммерийских, альпийских, что и следует из геолого-структурных и тектонофи-

зических данных [Попов, 1963; Терентьев, 1976; Беличенко и др., 1999; Корчемагин и др., 2005]. Кроме того, есть основания транслировать современное деформированное состояние и структуры юго-восточной части ДДВ на деформированное состояние Донбасса в конце герцинского этапа орогенической инверсии, учитывая соответствие по оценкам деформаций (до 0,06 по данным [Терентьев, 1976]).

Таким образом, используя численную модель деформирования пострифтового бассейна в тылу коллизионного орогена, удастся воспроизвести основные закономерности проявления инверсионных движений в пределах юго-восточной части ДДВ и Донбасса, а именно — неравномерное



Окончание рис. 5.

по разрезу распределение складчатости с максимальной приуроченностью ее к оси и восточному борту, перекося бортов впадины, при котором выше поднята южная сторона, наконец, величины общего сжатия (0,05—0,06), которые соответствуют современной сжатости юго-восточной части ДДВ и позднегерцинской — Донбасса.

Полученная определенность относительно основного механизма инверсии далее сталкивается с широким спектром неопределенностей его позиционирования в рамках существующих плитотектонических построений и реконструкций для южной окраины Евразии. В попытке достижения и в этой области большей ясности будет предпринят совместный анализ планового геодинамического моделирования и данных о действовавших в пределах Донбасса полях тектонических напряжений.

Поля напряжений Донбасса и глобальные палеотектонические реконструкции. Позиция южной окраины ВЕП в палеотектонических реконструкциях (краткий обзор). В сфере глобальных построений тектоники плит сохраняются неопределенности относительно событий и действовавших механизмов на заключительном этапе схождения материков Гондваны и Лавразии в позднем палеозое и в раннемезозойской истории Пангеи, вызванные противоречивыми палеомагнитными данными, ограниченными возможностями непосредственного изучения палеозойского фундамента и наложением тектоники мезо-кайнозоя [Morel, Irving, 1981; Зоненшайн и др., 1990; Stampfli, Borel, 2002; Natal'in, Şengör, 2005; Meijers et al., 2010]. Нестыковка палеомагнитных данных вынудила многих исследователей применить гипотезу трансконтинентального правостороннего сдвига в поздней перми—раннем триасе между Лавразией и Гондваной, затрагивающего и исследуемый участок южной окраины ВЕП (рис. 6, а, б); сдвигу предшествовала прямая коллизия между Гондваной и Евразией, завершившая компоновку так называемой Пангеи "В" — промежуточного варианта Пангеи [Arthaud, Mat-

te, 1977; Morel, Irving, 1981; Muttoni et al., 1996; Muttoni et al., 2003]. В этом случае инверсию Донбасса следует рассматривать как прямой эффект столкновения Африки и ВЕП. На палинспастических реконструкциях, основанных на использовании палеомагнитных данных совместно с данными об абсолютных движениях континентов над горячими точками [Зоненшайн и др., 1990], правосторонние сдвиговые смещения вдоль южной границы Евразии отсутствуют (так же, как не возникает необходимости во введении промежуточной конфигурации Пангеи). На них в конце карбона с Евразией сближаются два микроконтинента; в ранней перми (280 млн лет) они показаны уже в составе южной окраины континента (рис. 6, в). С движением этих гипотетических континентальных блоков также можно связывать наступление вслед за субдукцией коллизионного события, приведшего к бассейновой инверсии и началу складчатости на Донбассе. Здесь следует заметить, что непосредственным инденторным влиянием в зоне континентальной коллизии могут обладать микроплиты субокеанического типа, как это видно сейчас на примере Восточно-Черноморской впадины [Паталаха, Гончар 2003; Гончар, 2019].

В отдельную категорию можно выделить работы, в которых преимущество отдается анализу тектонических данных и геодинамических факторов. В построениях, учитывающих динамику межплитных взаимодействий в планетарном масштабе [Stampfli, Borel, 2002], для 280 млн лет вдоль южного края варисцид в обрамлении ВЕП показана правосдвиговая трансформная граница с плитой Палеотетиса (см. рис. 6, в). Анализ, суммирующий сведения по глубинному строению фундамента Скифско-Туранской плиты, позволяет позиционировать геодинамический процесс позднего палеозоя как проявление крупномасштабной правосторонней транспрессии вдоль южной окраины Евразии (рис. 6, г) [Natal'in, Şengör, 2005]. Деформации Донбасса и ДДВ здесь могут рассматриваться как ответвление от основного пояса пра-

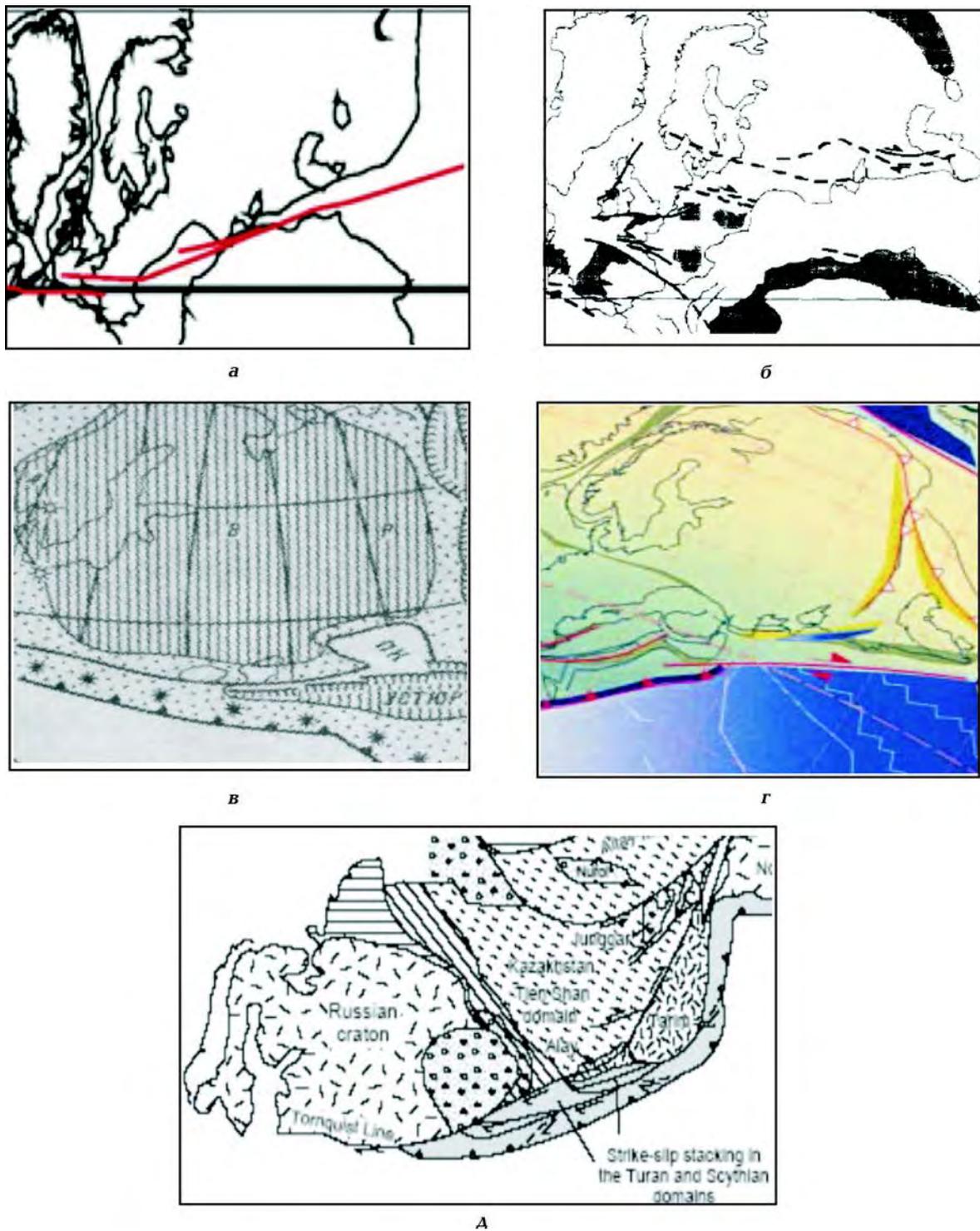


Рис. 6. Палеотектонические реконструкции, показывающие тип смещений на границе Евразии и Палеотетиса в позднем палеозое по данным разных авторов: а, б — варианты Пангеи "В" (ранняя пермь [Muttoni et al., 1996]); в, г — реконструкции для 280 млн лет, по [Зоненшайн и др., 1990] (в) и [Stampfli, Borel, 2002] (г); д — обстановка латерального дуплексирования "Дуги шелкового пути" (ранняя пермь—триас) [Natal'in, Şengör, 2005].

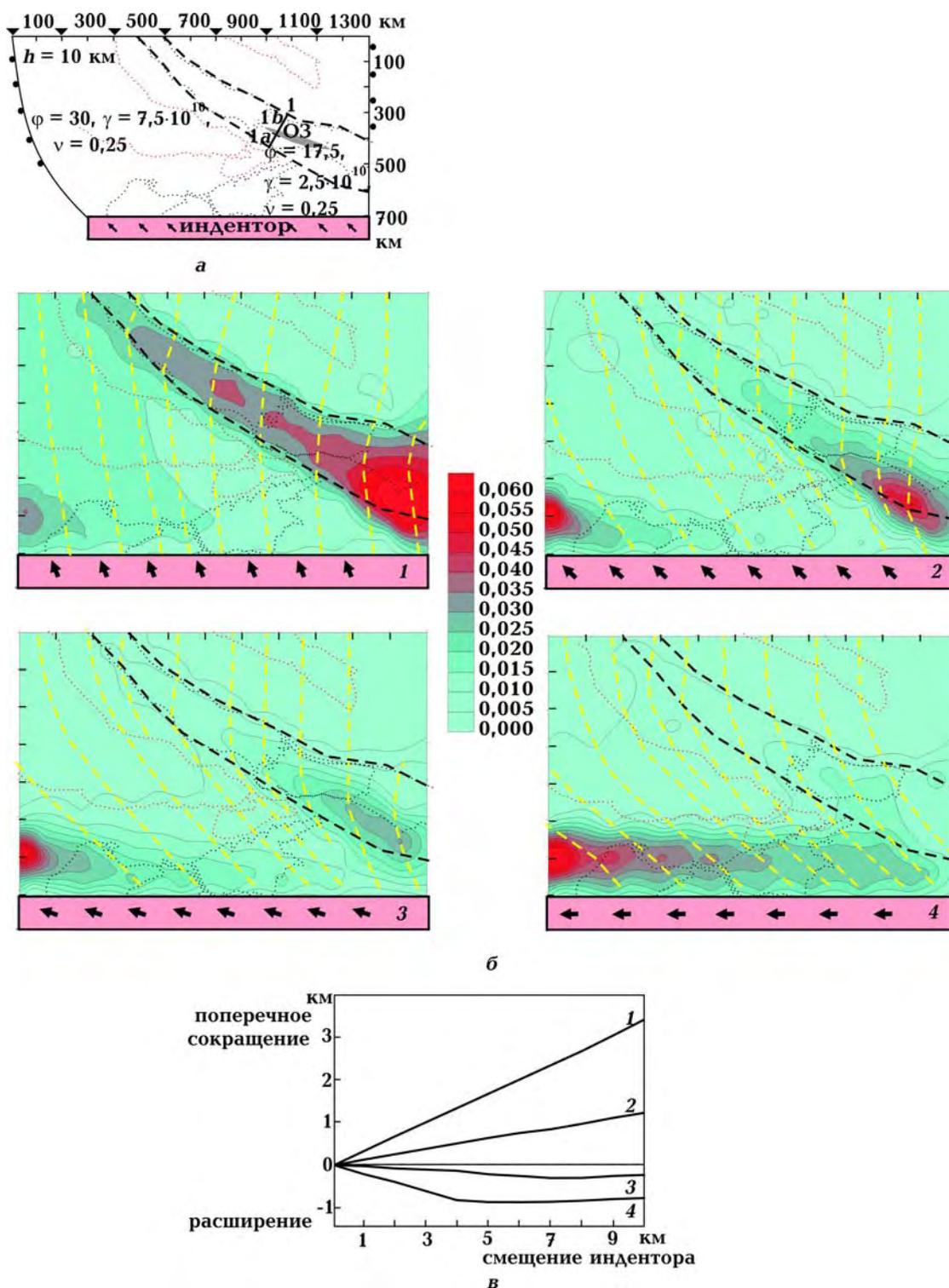


Рис. 7. Моделирование поля деформаций южной окраины ВЕП при различных заданных типах смещений на границе плит (горизонтальное сечение): а — параметры модели (h — глубина, φ — угол внутреннего трения, γ — модуль Юнга, ν — коэффициент Пуассона; ОЗ — осевая зона; l — линия, вдоль которой измерялось сокращение бассейна); б — результаты после 10 км смещения при разных направлениях (угол между вектором смещения активной плиты и границей: I — 78° , II — 45° , III — 22° , IV — 0°); показаны величины эквивалентной деформации (шкала в центре) и траектории главных сжимающих напряжений (прерывистые линии); в — кривые изменения ширины бассейна в пересечении, соответствующем позиции Донбасса (см. а), при разных направлениях смещений.

восдвиговых смещений. Наконец, некоторые исследователи [Стовба, Стифенсон, 2000; Saintot et al., 2003; Стовба, 2008], сопоставляя традиционные представления о герцинском тектогенезе сжатия как основном факторе начала инверсии, тектоническую активизацию востока ДДВ в ранней перми связывают с функционированием окраины ВЕП в обстановке той же правосторонней, но транстенсии.

Плановые модели в рамках гипотезы правосдвиговых смещений на южной окраине ВЕП. Численная плановая модель призвана, с одной стороны, как и разрезы, дать объяснение и прогноз деформированности ДДВ и Донбасса, с другой — по возможности наметить связь этих построений с глобальными тектоническими реконструкциями для конца палеозоя — раннего мезозоя в пределах тетического сегмента Евразии. Настойчивость, с которой в различных вариантах реконструкций предлагается правосдвиговый тип смещения для южной границы ВЕП, вынуждает принять за основу эту схему межплитного взаимодействия в численной модели с добавлением весьма вероятной нормальной компоненты сближения Евразии и Палеотетиса. Это тем более оправдано с учетом того, что правосдвиговые деформации в пределах Донбасса в виде складчато-разломных парагенезисов, подвижек вдоль простирания и др. носят системный характер, хорошо известны и задокументированы, хотя масштаб их явно невелик [Корчеммагин, Рябоштан, 1987; Беличенко и др., 1999; Гинтов, 2005].

Геометрически простая схема модели (рис. 7, а) включает контуры палеорифта (ДДВ, Донбасса и его расширенного относительно современных размеров восточного продолжения), помещенные вовнутрь платформенного пространства, соответствующего ВЕП. Внутри Донецкого участка вдоль оси задан узкий элемент, призванный оценить влияние на распределение деформации осевой долины рифта. Бассейн задан как ослабленная зона; глубина протекания деформаций принята равной 10 км. Нагрузка задавалась в виде смещения пря-

молинейного жесткого блока на южной границе, имитирующего движение противостоящей ВЕП активной плиты. Варьирующие направления смещений определяли тип взаимодействия с разной степенью участия нормальной сжимающей и правосдвиговой компонент: от косой коллизии до простого сдвига.

На рис. 7, б показаны изолинии конечной эквивалентной деформации и траектории напряжений максимального сжатия после 10 км смещения жесткого блока для четырех вариантов взаимодействия на границе: 1 — преимущественной коллизии (угол между границей и направлением смещения 78°), 2 — равного соотношения сжатия и сдвига (угол 45°), 3 — преимущественного сдвига (угол 22°), 4 — простого правостороннего сдвига (0°). Как видно, во всех случаях механически ослабленная рифтовая зона притягивает деформации — тем больше, чем меньше сдвиговая компонента. Изолинии деформаций внутри нее в целом простираются вдоль границ впадины. В пределах части, соответствующей Донбассу, в случае косой коллизии их величины достигают 0,035—0,04, к северо-западу они держатся на уровне 0,035—0,03, к юго-востоку повышаются до максимальных 0,055—0,06. Здесь же видно, что центральную зону впадины занимает вытянутый вдоль оси максимум, появление которого очевидно связано с введенным в структуру модели прообразом рифтовой долины — с его помощью можно объяснить появление Главной антиклинали Донбасса. Уровень деформаций внутри палеорифта снижается с усилением сдвиговой составляющей: до 0,025—0,03 при угле сближения 45° , до 0,015—0,02 при преимущественном сдвигании и до 0,01—0,015 при простом сдвиге. Область максимума деформации при этом смещается от оси к юго-западному флангу впадины. Примечательным является исчезновение характерного максимума деформаций в юго-восточной (гипотетической) части палеорифта при простом сдвиге.

Характерной чертой в моделях является преломление траекторий напряжений

на юго-западной границе палеорифтовой зоны. Преломление вызвано заданным контрастом прочностных свойств и выражено сильнее при промежуточных состояниях между коллизией и простым сдвигом, когда у юго-восточного борта угол преломления достигает 40° . При достаточной величине сжимающих напряжений на границе плит траектории принимают в пределах впадины положение, близкое к нормальному относительно ее границ (первые две модели), что благоприятно для ее сжатия и формирования складчатости. При доминировании сдвиговой составляющей (две последние модели) в юго-восточной части палеорифта ориентировка сжимающих напряжений составляет с простиранием борта углы в интервале $30—40^\circ$, что, очевидно, неблагоприятно для проявления сжатия. Эти выводы подтверждаются графиками изменения расстояния между бортами в поперечном сечении, соответствующем средней части Донбасса (рис. 7, в). При компрессии на границе (кривая 1) устойчиво квазилинейно в ходе сближения плит проявляется сокращение поперечного размера впадины на конечную величину 3,4 км. При паритетной транспрессии (2) также происходит сокращение ширины, но со значительно меньшей интенсивностью, так что в конце достигается всего 1,3 км сжатия. Качественный скачок получается при дальнейшем уменьшении компоненты сближения в смещении плиты, когда борта впадины начинают расходиться (3); при простом сдвиге (4) эта тенденция усиливается. Правда такое растяжение на максимуме меньше сжатия (0,25 и 0,82 км) и происходит с тенденцией к снижению в конце. Где-то между условиями 2 и 3 находится область нагружений, при которых внутри палеорифта будет доминировать простое сдвигание. Эти данные относительно движения бортов можно трактовать как указание на возможное варьирование режимов деформирования палеорифта от сжатия до слабого растяжения по мере уменьшения составляющей сближения плит на южной границе ВЕП, причем растяжение в его пределах может

проявиться еще при слабой транспрессии на границе.

Необходимо также отметить влияние, которое оказывает изменение угла схождения плит на характер деформаций в краевой зоне ВЕП. Чем больше компонента сжатия и чем сильнее деформацию принимает на себя ослабленная палеорифтовая зона, тем меньше выражена деформация в полосе, примыкающей к месту контакта плит — почти отсутствует, за исключением участка в юго-западном углу модели, где проявляется локальный максимум вследствие краевого эффекта. Напротив, с усилением сдвиговой составляющей максимум деформаций переходит из зоны палеорифта в полосу присдвиговых смещений, что в наибольшем выражении проявляется в случае простого сдвига. Тогда средняя величина там составляет 0,035—0,045, что в 2,5 раза и более превосходит величины, проявленные во впадине.

Вывод из плановых моделей таков: правосдвиговая транспрессия на границе литосферных плит при изменении составляющих сближения на ней может приводить к разнообразию условий деформирования внутри палеорифта: от преобладающего сжатия до простого сдвигания и слабого растяжения. Эти изменения сопровождаются разворотом направлений действия главных нормальных напряжений. Для более полного установления режимов деформирования требуется трехмерный или приближенный к нему анализ полей напряжений. Чтобы определиться с тем, насколько результаты модельных построений соответствуют реальным условиям деформирования ДДВ и Донбасса, сравним их с натурными реконструкциями полей напряжений, учитывая при этом, что сравниваются двух- и трехмерные объекты. От результата такого сравнения может зависеть вывод о применимости концепций правосдвиговых смещений вдоль южной границы ВЕП, а также вероятность некоторых новых представлений.

Данные о полях напряжений Донбасса и их сравнение с результатами моделирования. Исследованию действовавших

в пределах Донбасса полей напряжений посвящены работы В.А. Корчемагина, О.Б. Гинтова, П. В. Беличенко и др. [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Беличенко и др., 1999; Дудник, Корчемагин, 2004; Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005], использовавших для реконструкций различные тектонофизические методы, в том числе наиболее эффективный кинематический метод О.И. Гущенко [Гущенко, 1979]. Они в основном характеризуют центральную полосу складчатого сооружения, вытянутую вдоль Главной антиклинали (см. ниже рис. 10, а). Международным коллективом [Saintot et al., 2003] были восстановлены характеристики полей напряжений и выделены этапы деформаций в пределах центральной, восточной и южной прибортовых частях Донбасса. Их материалы будут использованы для сравнения с нашими реконструкциями и в интерпретации характеристик напряженного состояния в рамках плановых геодинамических моделей.

Ниже используются исходные данные о кинематике смещений из работ [Беличенко и др., 1999; Дудник, Корчемагин, 2004; Корчемагин и др., 2005] для обработки с помощью авторской методики [Гончар, 1997], также основанной на кинематическом методе О.И. Гущенко. Ее особенностями являются: 1) представление результатов с помощью вероятностных стереограмм, что позволяет в удобной форме, зрительно оценивать статистическую представительность выбора ориентировок осей; 2) применение вращения подвижек в доскладчатое состояние с целью выделения наиболее ранних полей напряжений.

Вначале рассмотрим смещения, которые не подлежат вращательному анализу, — относящиеся к сводовой части Главной антиклинали (рис. 8). Здесь реконструкция ограничивается выделением серии наложенных полей напряжений, различающихся статистической представительностью. В пределах Никитовского рудного поля [Корчемагин и др., 2005], расположенного на западе рассматриваемой полосы, в качестве наиболее представительного фиксируется взбросовое поле с осью

сжатия, ориентированной в западно-северо-западном направлении (максимум I, рис. 8, а). Ниже по рангу находится также взбросовое поле II с осью сжатия северо-восточного направления, близкого к восточному-северо-восточному. Наконец, на третьем месте находятся обстановки горизонтального растяжения в широтном и западно-северо-западном направлениях (III и IV, рис. 8, а). Далее на восток следует другой участок в пределах свода Главной антиклинали (Ольховатско-Волынцевский [Беличенко и др., 1999]). Здесь в качестве первостепенного выделяется также взбросовое поле, по своим параметрам близкое полю сжатия предыдущего участка (рис. 8, б). На втором месте следует напряженное состояние с наклонным положением осей сжатия и растяжения, последняя — более пологая и наклонена к северо-западу. Исходя из углов наклона осей, выделенное поле можно отнести к сбросовому типу. Следующее напряженное состояние более определенно классифицируется как сбросовое, у которого ось растяжения ориентирована в западно-северо-западном направлении, — примерно так же, как и ось сжатия взбросового поля. Наконец, последняя вероятностная стереограмма характеризует обстановки горизонтального сжатия и вертикального растяжения с широким разбросом ориентировок оси сжатия.

Выявленные по результатам переинтерпретации данных кинематического анализа поля напряжений вдоль оси Главной антиклинали не противоречат выводам предшественников [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Беличенко и др., 1999; Дудник, Корчемагин, 2004; Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005]. Можно заключить, что согласно разным авторам наиболее проявленным оказывается взбросовое поле с северо-северо-западным, почти субмеридиональным направлением сжатия. Учитывая, что ось антиклинали выдержана и простирается в среднем по азимуту 295° , это поле нельзя непосредственно связывать со складкообразованием. Также косо ориентировано относительно простираения складки

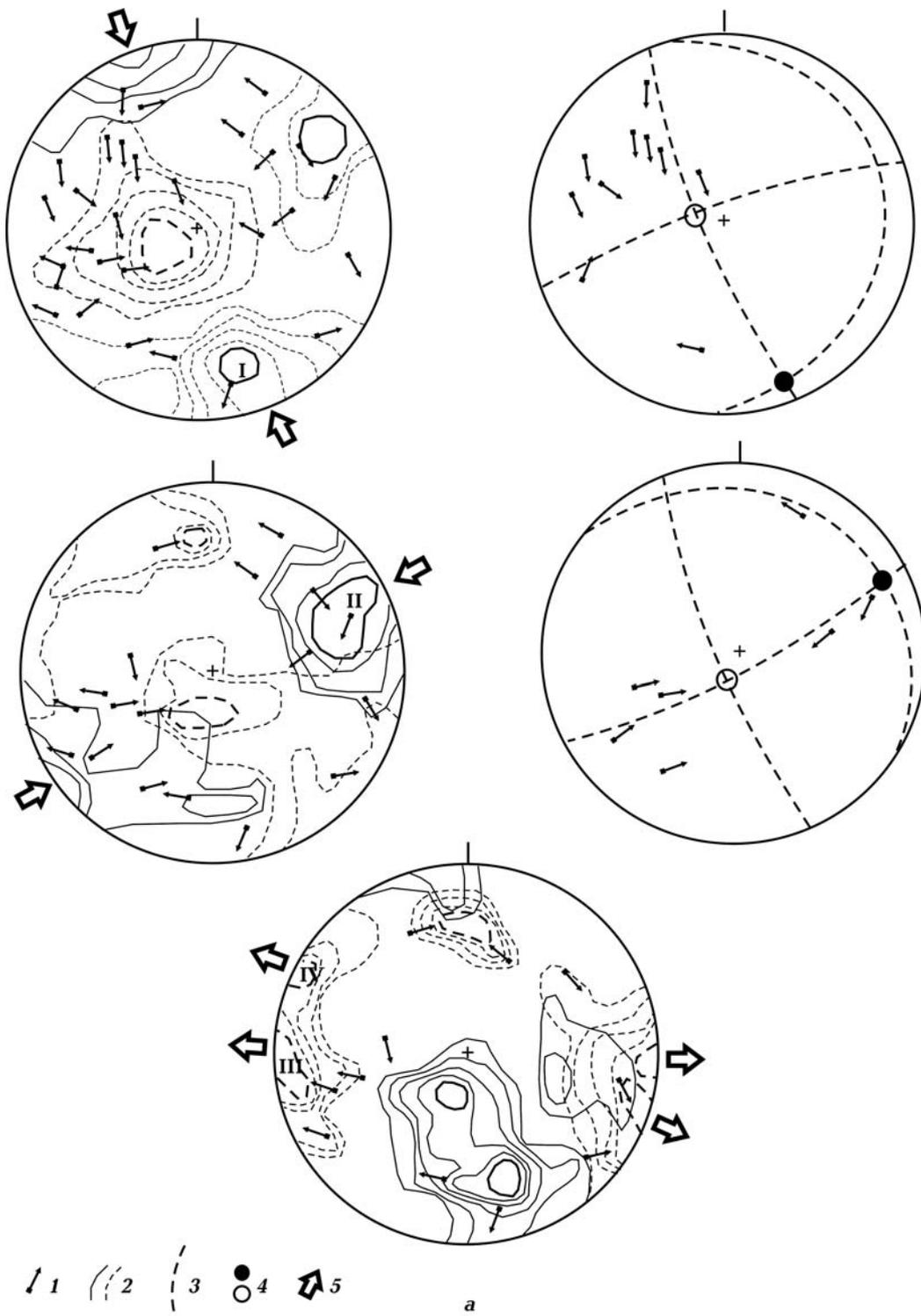
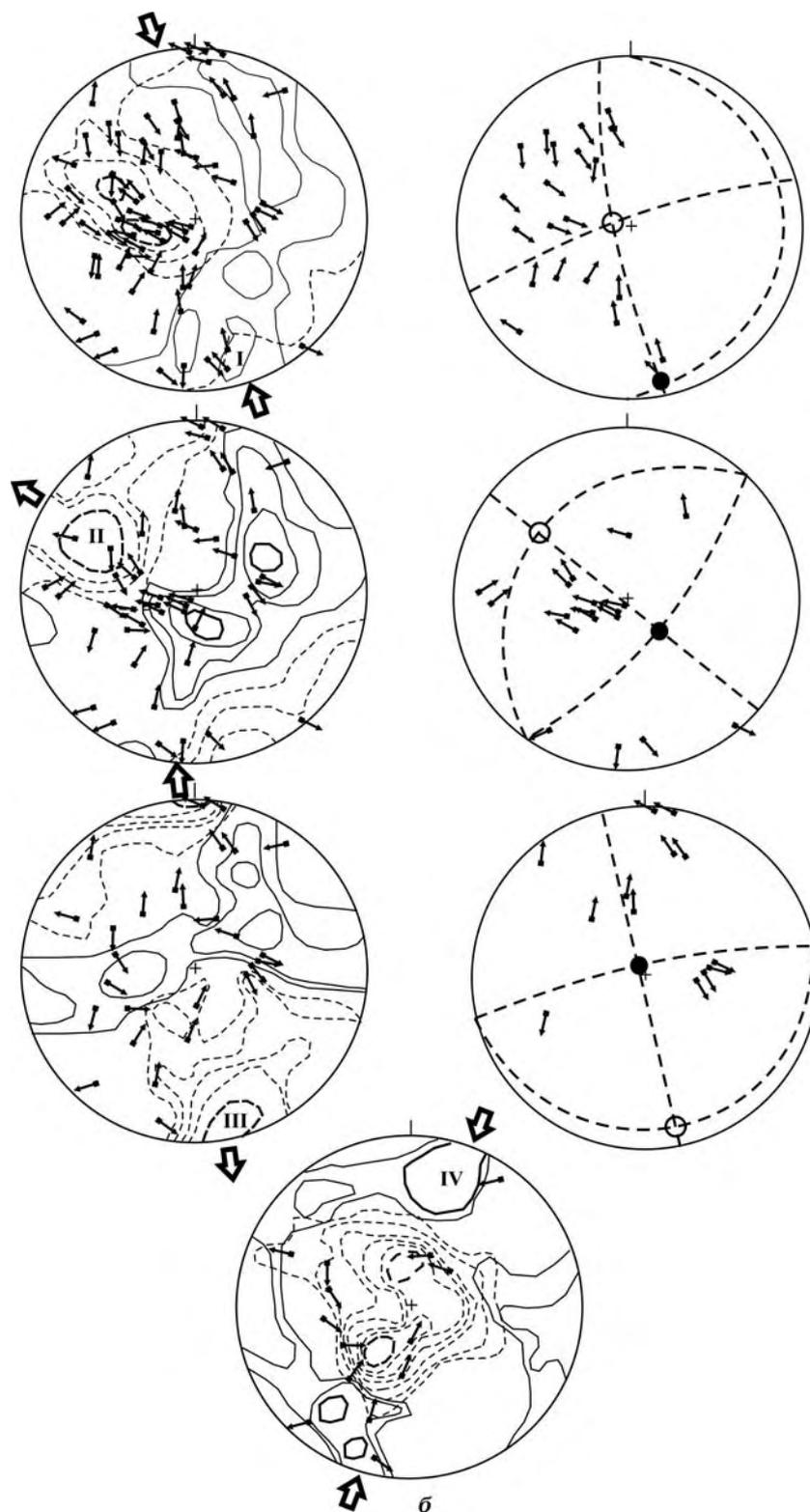


Рис. 8. Реконструкции ориентировок осей сжатия и растяжения в пределах сводовой части Главной антиклинали (по исходным данным разных авторов): а — Никитовское рудное поле [Корчемагин и др., 2005]; б — Волынцевское водохранилище [Беличенко и др., 1999]; 1 — векторы смещений, 2 — изолинии вероятности расположения осей сжатия (сплошная) и растяжения (штриховая), 3 — выходы плоскостей главных нормальных напряжений, 4 — выходы осей сжатия (черный



кружок) и растяжения (светлый), 5 — направления действия главных осей в горизонтальной проекции. Слева показаны кинематические стереограммы векторов смещений с результатами расчета величин вероятности расположения главных осей разного уровня представительности, справа — реконструированные тензоры напряжений и соответствующие им векторы смещений. Здесь и далее стереограммы в равноугольной проекции, верхняя полусфера.

и поле следующего рангового уровня западного участка (II, рис. 8, а), его связь со складкообразовательными процессом также оказывается под сомнением. Только слабо выраженное направление горизонтального сжатия в северо-северо-восточном направлении (IV, рис. 8, б) соответствует ориентировке, потенциально ответственной за формирование Главной антиклинали.

Кинематические данные, характеризующие напряженное состояние наклонных слоев, как уже отмечалось, важны тем, что дают возможность обосновать относительную возрастную последовательность реконструируемых полей. В нашем распоряжении имеются опубликованные замеры в основном в пределах северного крыла Главной антиклинали [Беличенко и др., 1999; Дудник, Корчемагин, 2004], небольшое количество векторов характеризует южное крыло [Дудник, Корчемагин, 2004] (см. ниже рис. 10, а). Для проведения первичного анализа на предмет проявления потенциально доскладчатых полей вращения можно не применять, достаточно поместить на вероятностную стереограмму дугу и полюс напластования: совпадение реконструируемых максимумов осей с дугой и/или полюсом будет косвенно указывать на их вероятную доскладчатую природу. Если такое совпадение получено, то, выполняя поворот векторов смещений в положение, соответствующее горизонтальному залеганию слоев, и повторяя расчет, находим уточненное доскладчатое положение осей напряжений. Ограничением для таких выводов является более общее положение, что не всегда в доскладчатых условиях действуют именно (суб)горизонтальные оси напряжений.

На первичной стереограмме восточного участка северного крыла Главной антиклинали (по исходным кинематическим данным [Беличенко и др., 1999]) полученное распределение максимумов осей соответствует в целом обстановке пологонаклонного растяжения в западно-северо-западном направлении, сочетающимся с крутопадающими осями сжатия (рис. 9, а). При

этом видно, что максимум оси растяжения I попадает на дугу среднего падения слоев северного крыла (аз. 25° , угол 75°). Можно говорить о доскладчатом времени проявления поля напряжений с осью максимума I'. Выполняя поворот слоев в горизонтальное положение, применив повторный расчет, получаем субширотно ориентированное горизонтальное растяжение, максимум оси сжатия при этом указывает на ее пологий наклон к северо-северо-востоку. После удаления соответствующих ему смещений повторный расчет дает близкое к нему субширотное субгоризонтальное растяжение (II), которое также, по аналогии с I, формально можно считать доскладчатым; при этом его ось сжатия занимает крутое положение. Поле третьего уровня обладает наклонными осями сжатия и растяжения, которые не совпадают с элементами залегания и поэтому может предположительно относиться к послескладчатому этапу деформаций.

На соседнем западном участке [Беличенко и др., 1999] (рис. 9, б) получено основное поле I выраженного взбросового типа с максимумом для оси сжатия, охватывающем северо-северо-западные — субмеридиональные простирания. Оно не совпадает с элементами залегания, поэтому его можно отнести к послескладчатому типу. Стереограмма, построенная на основе противоречащих полю I смещений, дает распределение изолиний, близкое к залеганию слоев, в частности, выделяется пояс оси сжатия, близкий к дуге слоистости; в его пределах выделяется наиболее близкий к ней максимум II. Формально из этой стереограммы выделяется обстановка наклонного к северу одноосного растяжения, которое можно отнести к послескладчатому полю напряжений. Остаточная стереограмма еще сохраняет влияние пояса сжатия, близкого к дуге напластования. С помощью вращения стереограммы второго ранга в горизонтальное положение получаем ориентировку осей доскладчатого поля II' — им оказывается сжатие в северо-северо-восточном направлении.

Для северного крыла Главной антиклинали примерно в тех же пространственных рамках имеются кинематические данные работы [Дудник, Корчемагин, 2004]. Ими подтверждается существование доскладчатого поля с доминирующим северо-северо-восточным сжатием, причем соответствующие максимумы проявляются уже на первой стадии расчета. На рис. 9, в показаны исходные вероятностные стереограммы; на них все основные максимумы оси сжимающих напряжений первого ранга совпадают с дугой напластования, что позволяет трактовать их как доскладчатые. В первом случае в горизонтальном положении исходный максимум оси сжатия распадается на два максимума северо-восточного простирания. В двух других обнаруживается то же северо-северо-восточное направление, как и в большинстве случаев. Для южного крыла имеется одна группа замеров, сделанная этими же авторами. На исходной стереограмме обширный максимум оси сжатия примерно по центру пересекается дугой слюистости (рис. 9, г). В горизонтальном положении его центр приобретает северо-северо-восточное направление, т. е. подтверждаются определения доскладчатого поля, сделанные в пределах северного крыла.

В свое время автором этой статьи было выполнено небольшое количество измерений направлений подвижек в протерозойских гранитах Приазовского массива УЩ в долине р. Кальмиус. Участок располагался в нескольких км южнее выходов на поверхность вулканогенно-осадочного комплекса Донбасса (рис. 10, а). На построенной для них вероятностной стереограмме можно видеть (рис. 9, д), как в докембрийских породах бортовой зоны палеорифта реконструируется поле напряжений северо-северо-восточного сжатия, идентичное определениям доскладчатых полей в осадочных отложениях.

Таким образом, выполненная реконструкция доскладчатых обстановок позволяет уверенно говорить об одном доминирующем поле напряжений — сжатии в северо-северо-восточном направлении, ко-

торое предваряло формирование Главной антиклинали. Ему противостоит единственное определение доскладчатого растяжения в западно-северо-западном направлении (рис. 9, а). Однако простирание соответствующей ему наклонной оси сжатия также северо-северо-восточное, что косвенно может указывать на их сопряженность. К этим определениям ранних полей можно добавить близкие по ориентировкам осей напряженные состояния, полученные в сводовой части антиклинали, это субширотное растяжение на рис. 8, а и северо-северо-восточное сжатие четвертого уровня на рис. 8, б. Полученные ориентировки осей, вынесенные на геологическую схему, оказываются приблизительно перпендикулярны (оси растяжения — параллельны) оси Главной антиклинали (см. рис. 10, а). В общем, это не удивительно и свидетельствует о том, что сжатие, приведшее в итоге к складкообразованию, вначале реализовалось в виде хрупко-пластичного деформирования горизонтально залегающих слоев. Эти результаты подтверждают сделанные ранее заключения [Беличенко и др., 1999; Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005] о том, что ранние орогенические движения в Донбассе в пермском периоде были связаны с полем северо-северо-восточного сжатия ($18\text{--}20^\circ$), тип напряженного состояния которого изменялся от взбросового до сдвигового.

Результаты площадных исследований полей напряжений, представленные в работе [Saintot et al., 2003], значительно расширяют объем данных об условиях деформирования Донбасса. Авторами были получены сведения о вариациях обстановок деформирования в центральной, восточной и юго-западной областях складчатого пояса. Кратко полученные ими результаты сводятся к выводам о двух основных этапах мезозойского и раннекайнозойского сжатия, приведших к формированию структуры Донбасса, для которых было характерно направление сжатия в северных румбах и вариации обстановок от взбросовой до сдвиговой. Растяжение в пределах складчатого Донбасса определяется

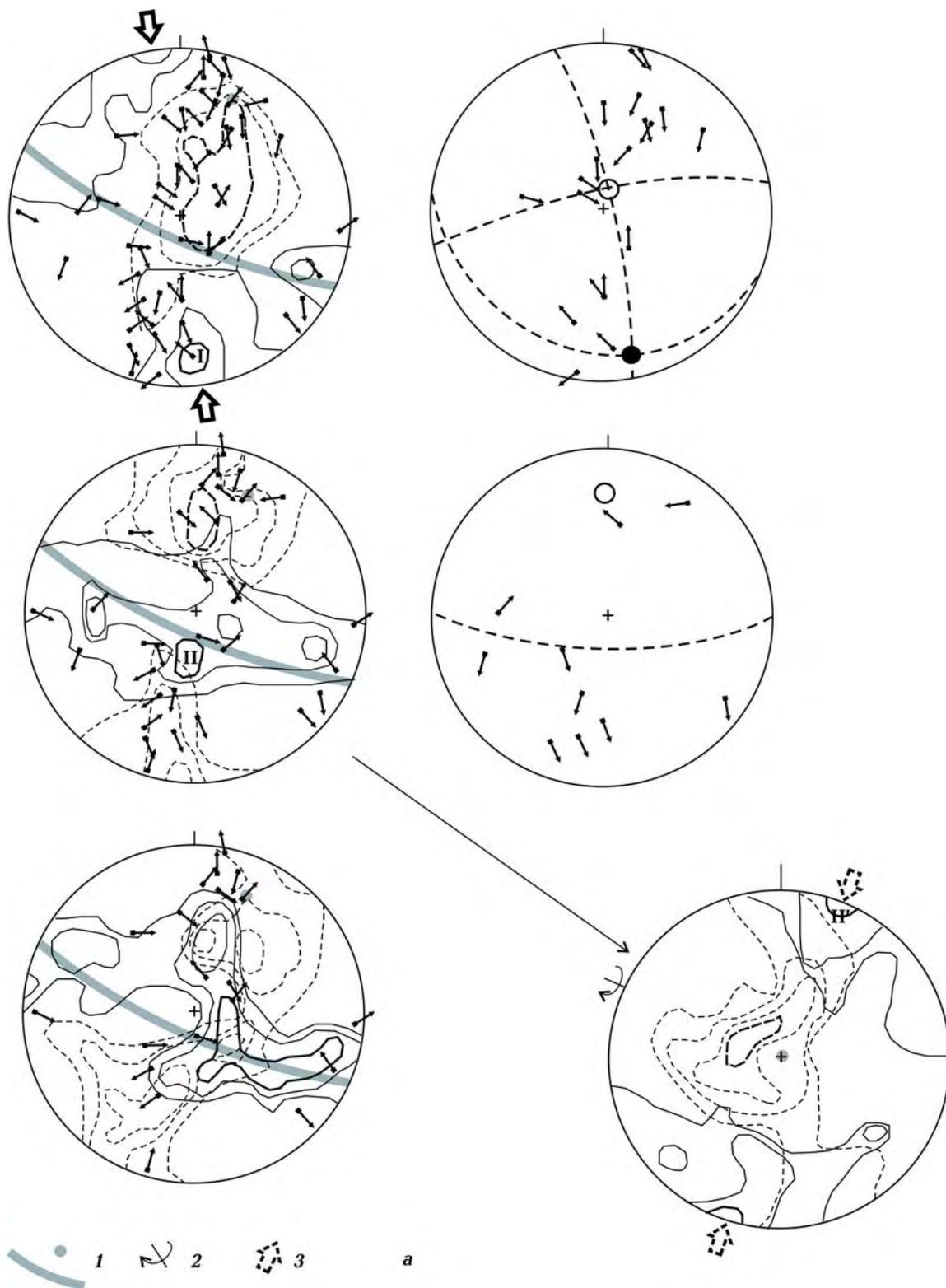
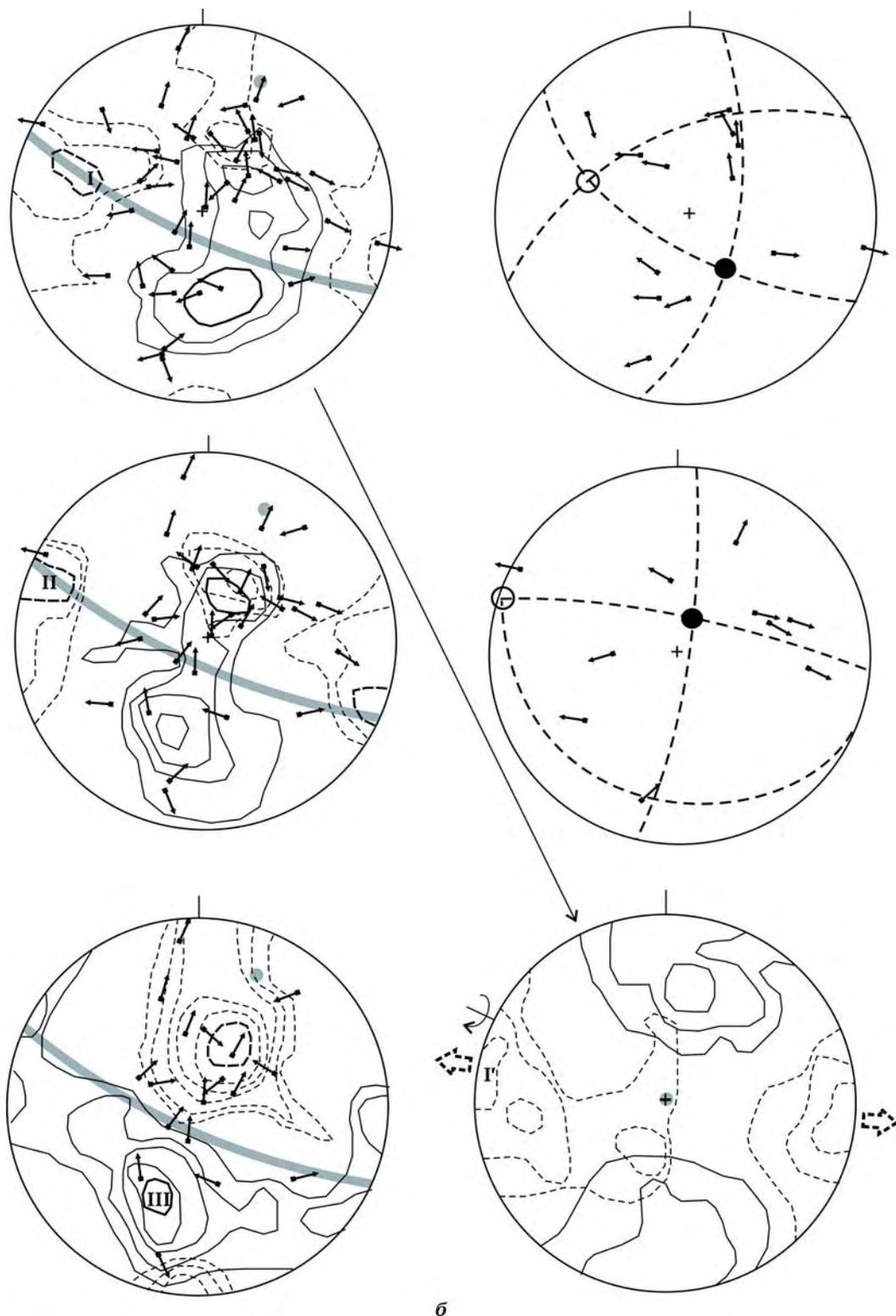
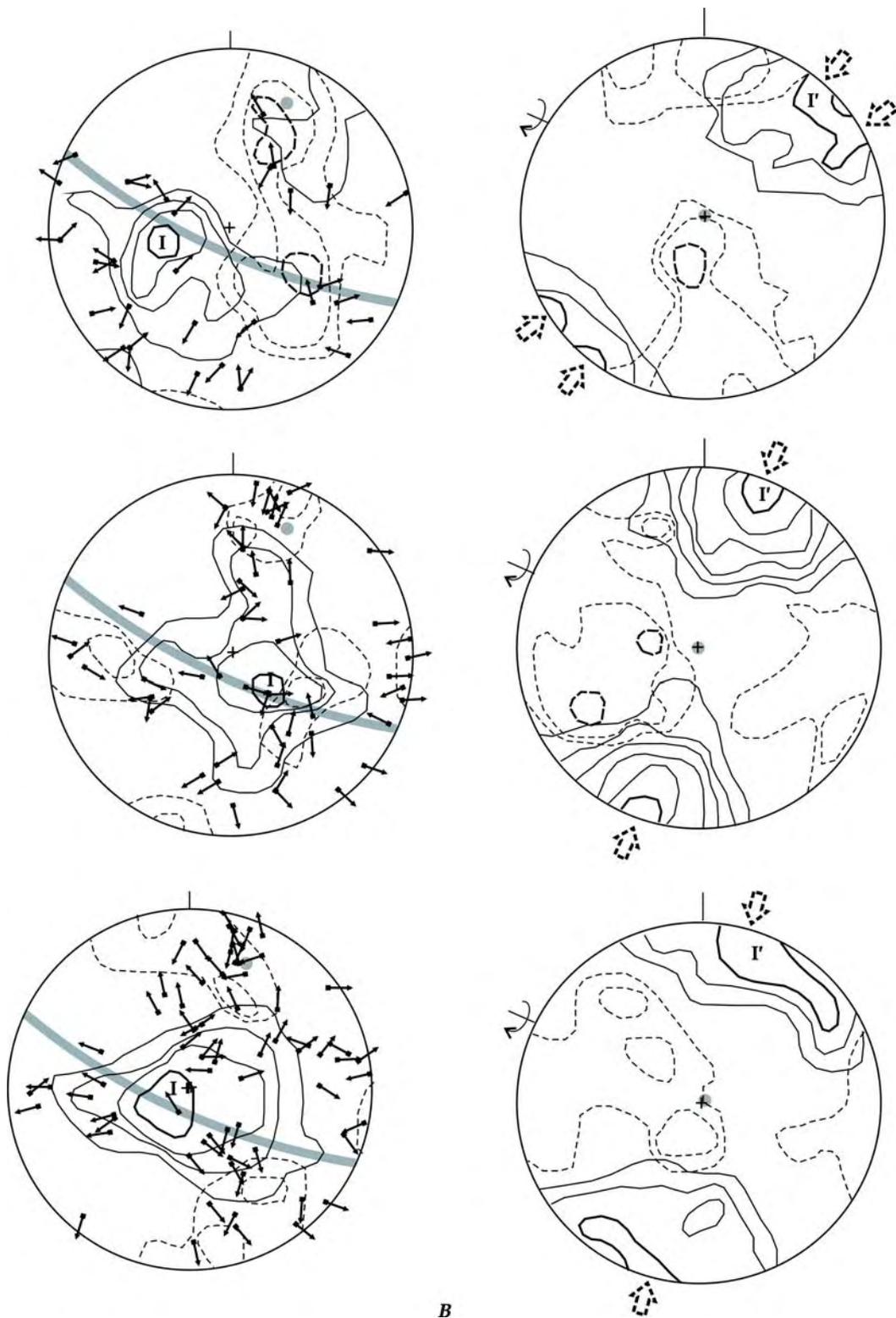


Рис. 9. Реконструкции ориентировок осей сжатия и растяжения на крыльях Главной антиклинали (по исходным данным разных авторов) с применением обратного вращения для наклонных слоев: *а—в* — северное крыло (*а* — Грабово—Андреевка, *б* — Штергрэс [Беличенко и др., 1999]; *в* — балки Должик, Кручик, Грабовая [Дудник, Корчемарин, 2004]); *г* — южное крыло, балка Попова [Дудник, Корчемарин, 2004]; *д* — протерозойские гра-

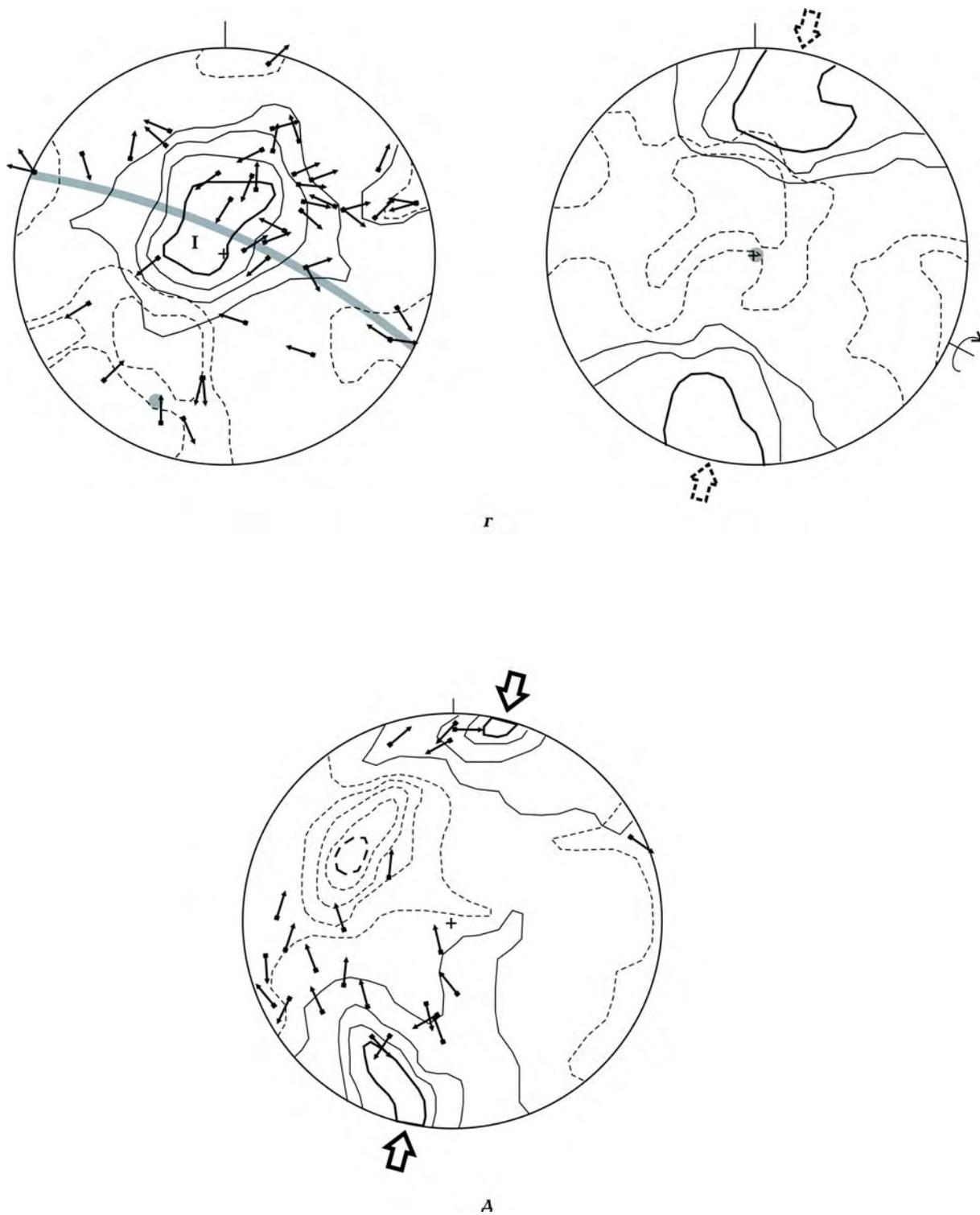


ниты хлебодаровского комплекса, р. Кальмиус (В.В. Гончар (2003), неопубликованные данные); 1 — дуга и пояс залегания слоев крыла антиклинали, 2 — ось и направления вращения при возвращении векторов в доскладчатое положение, 3 — направления действия главных осей напряжений в доскладчатом положении. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.



В

Продолжение рис. 9.



Окончание рис. 9.

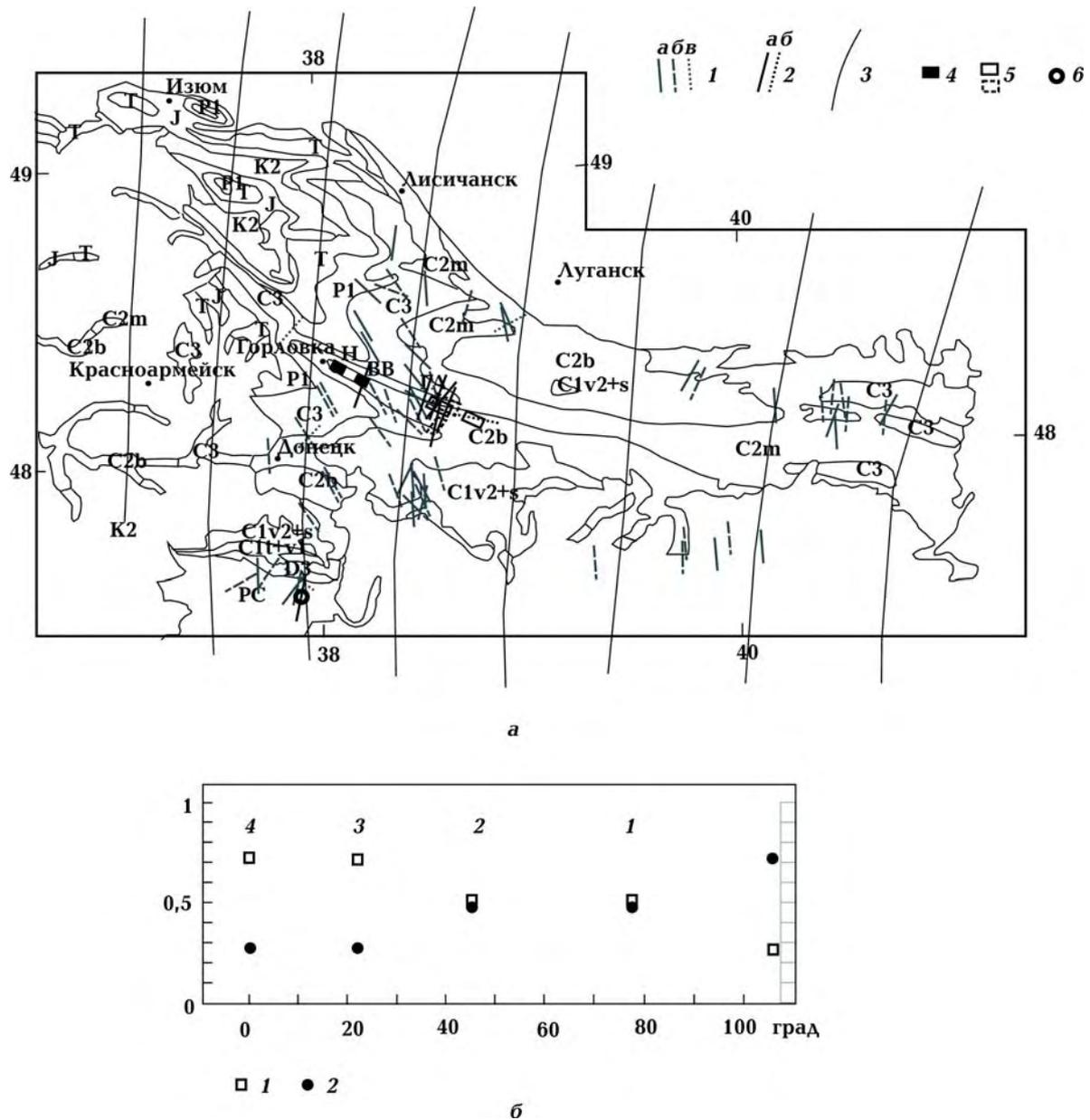


Рис. 10. Поля реконструированных ориентировок главных нормальных напряжений Донбасса (а) по данным разных авторов: 1 — ориентировки главных сжимающих напряжений в взбросовых (а) и сдвиговых (б) обстановках, соответственно, в — ориентировка оси растяжения в обстановке растяжения [Saintot et al., 2003]; 2 — ориентировки оси сжатия во взбросовых (а) и взбросо-сдвиговых (б) растяжениях в доскладчатых обстановках деформирования (эта статья); 3 — траектории сжимающих напряжений из модели правосторонней коллизии (см. рис. 7, а); 4—6 — расположение участков, для которых производилась реконструкция ориентировок главных осей тензоров напряжений кинематическим методом (4, 5 — участки в пределах свода (4) и на крыльях (5) Главной антиклинали, по данным предшественников (Никитовский [Корчемагин и др., 2005], Волинцевское водохранилище, Грабово-Андреевский и Штергэс [Беличенко и др., 1999], балки Попова и Должик, Кручик, Грабовая [Дудник, Корчемагин, 2004]; 6 — участок в пределах хлебодаровского комплекса гранитоидов Приазовского блока УЩ (данные автора (2003 г.)); б — относительное количество сдвиговых (квадратики) и взбросовых (кружки) типов тензоров в выборках, соответствующих пяти моделям с разными вариантами взаимодействия на границе плит, определяемым углом вектора смещений.

редко, что делает эту обстановку несущественной в инверсионном процессе. Соединяя представленные в работе [Saintot et al., 2003] характеристики полей напряжений с найденными доскладчатыми ориентировками осей, получаем более полную картину действовавших на Донбассе полей напряжений (см. рис. 10, а). С их помощью остается рассмотреть вопрос о том, как соотносятся реконструируемые и модельные, обусловленные различными геодинамическими обстановками (см. рис. 7), поля напряжений, после чего можно будет сделать вывод об условиях тектонического развития Донбасса.

Сравнительный анализ проводился путем сопоставления траекторий модельных полей с ориентировками осей реконструированных полей напряжений, также учитывался тип напряженного состояния последних (взбросовый, сдвиговый и сбросовый). В качестве примера на рис. 10, а вынесены траектории сжимающих напряжений модели правосторонней коллизии (модель 1, рис. 7, б). Этот случай принципиальный, так как при его рассмотрении выявляется необходимость привлечения коллизионной обстановки с небольшой левосдвиговой составляющей. В результате сравнения простираний условно доскладчатых осей с траекториями модельного поля видно их систематическое отклонение к востоку на $5\text{--}25^\circ$. При большем участии правосдвиговой компоненты на границе плит это отклонение будет только увеличиваться. Таким образом, правосторонние смещения не удовлетворяют условиям начала формирования структур Главной антиклинали — требуется больший наклон траекторий поля напряжений к востоку, что можно ожидать от условий прямой или левосторонней коллизии. Как оказалось, левосторонняя коллизия (с углом вектора смещений на границе плит 105°) наилучшим образом соответствует траекториям доскладчатого поля. Она также соответствует некоторым ориентировкам осей в юго-западной и восточной частях Донбасса [Saintot et al., 2003]. Траекториям правосторонней коллизии хорошо

соответствуют ориентировки осей, также расположенных в основном в юго-западной и восточной частях территории. Степень соответствия наблюдаемых ориентировок расчетным усиливается при рассмотрении моделей с большим доминирующим участием правого сдвига. Так, обстановке правостороннего сдвигания с небольшой (модель 3) сжимающей составляющей соответствует большая часть наблюдаемых ориентировок восточной и западной частей Донбасса. Однако если на востоке эти направления перпендикулярны простираниям структур, то на западе для Главной антиклинали они явно наложенные. Доминирующие на западе северо-западные ориентировки осей сжатия оказываются в хорошем соответствии с полем напряжений, генерируемым простым правосторонним сдвигом на границе плит. Здесь обращает на себя внимание то, что соответствующие такому сдвигу направления не регистрируются в восточной части складчатой области.

Определенные косвенно режимы деформирования в моделях в зависимости от того, сходятся или расходятся борта впадины (см. рис. 7, в), позволяют внести дополнительный элемент сравнения, учитывающий тип деформирования. Для пяти моделей (четыре правосдвиговых плюс левая коллизия) были вычислены соотношения наилучшим образом соответствующих им по простиранию осей реконструированных взбросовых и сдвиговых обстановок (рис. 10, б). Результат оказался ожидаемым. Взбросовые типы преобладают в случае коллизионной обстановки: при левосторонней коллизии (вектор смещения плиты 105°) из 18 реконструированных тензоров напряжений 13 взбросовых; в случае правосторонней коллизии этот показатель снижен — из 15 тензоров 7 являются взбросовыми. Сдвиговые доминируют при правостороннем сдвигании на границе: для транспрессии при угле схождения 45° из 19 тензоров 10 являются сдвиговыми, т. е. примерно равная пропорция сохраняется, но уже при слабой правосторонней транспрессии (угол 22°) из 29 определений 21 —

сдвиговые, для простого сдвига из 25 тензоров 18 являются сдвиговыми.

Для окончательных выводов данные сравнительного анализа полей напряжений целесообразно несколько укрупнить, объединив обстановки, близкие по траекториям напряжений и типам деформаций. Выделяется коллизионная обстановка, объединяющая модели правой и левой косой коллизии, спектр углов смещений на границе для которых составляет $78\text{--}105^\circ$, дополнительно условием отбора для нее принят запрет на проявление сдвиговых типов напряженного состояния. Соответствующие этим критериям направления реконструированных осей сжимающих напряжений совместно с граничными траекториями напряжений показаны на рис. 11, а. Всего этой обстановке соответствуют 18 определений поля напряжений Донбасса. Промежуточный тип в условиях правосторонней транспрессии (спектр углов $45\text{--}78^\circ$) хоть и не содержит запрета на проявления одного из типов напряженного состояния, оказывается наименее представительным — ему соответствуют восемь реконструированных тензоров, поровну разделившиеся на четыре взбросовых и четыре сдвиговых (рис. 11, б). Для обстановки правостороннего сдвига, вбирающей условие небольшой транспрессии (спектр углов смещений $0\text{--}22^\circ$), дополнительным критерием отбора установлен запрет на проявление взбросовых деформаций. Соответствующие ей направления осей напряжений, сжимающих в сдвиговых полях и растягивающих (три определения), показаны на рис. 11, в; удельный вес их наиболее высокий — 29 определений из рассматриваемой совокупности. Как отбраковано на итоговой схеме интерпретации (рис. 11, г), подавляющая часть из рассмотренных здесь определений тензоров напряжений Донбасса (до 80%) могут быть отнесены на счет действия двух геодинамических обстановок на южной границе ВЕП: коллизии (сжатия приблизительно по нормали) и правостороннего сдвигания (с участием транспрессии). Пятнадцать натурных определений полей напряжений

не вошли ни в одну из выделенных деформационных выборок, будучи "забракованными" либо по ориентировке, либо по типу напряженного состояния. Среди них в северо-западной части территории выделяется взбросовое поле с ориентировками осей сжатия в северо-западных румбах.

Таким образом, проведенное сопоставление модельных и реконструированных полей напряжений позволяет подтвердить вывод первой части статьи, что именно коллизия на южной границе ВЕП в конце ранней перми была причиной начала инверсии и заложения основной складчатости Донбасса — его Главной антиклинали, складок на северо-западе и востоке; такая же модель объясняет и происхождение складок юго-восточной части ДДВ. В самом общем виде можно предложить следующую геодинамическую схему для этого первого этапа инверсии юго-восточной части ДДВ — Донбасса (рис. 12, а): сжатие южной окраины ВЕП, вызванное северным направлением смещения активной плиты в пределах Палеотетиса, приводит к формированию коллизионного орогена, северный край которого достигает границ палеорифта; в теле платформы создается (соответствующее модели косой левосторонней коллизии) поле напряжений с преимущественно северо-восточным направлением сжимающих напряжений. В результате впадина испытывает неравномерную по бортам инверсию, осевую складку и складчатость, заполняющую северо-восточную прибортовую полосу, как в пределах юго-восточной части ДДВ, так и Донбасса. Дальнейшее тектоническое развитие рассматриваемой территории (в поздней перми?) определяли правосторонние сдвиговые смещения с небольшой сжимающей составляющей вблизи южной окраины ВЕП (рис. 12, б), когда траектории сжимающих напряжений изменили свое направление на северо-западное в пределах УЩ, с преломлением к северо-северо-западу в пределах ДДВ, а область деформаций в краевой части ВЕП трансформировалась в приграничную полосу концентрации сдвигания. Этой обстановкой определялось форми-

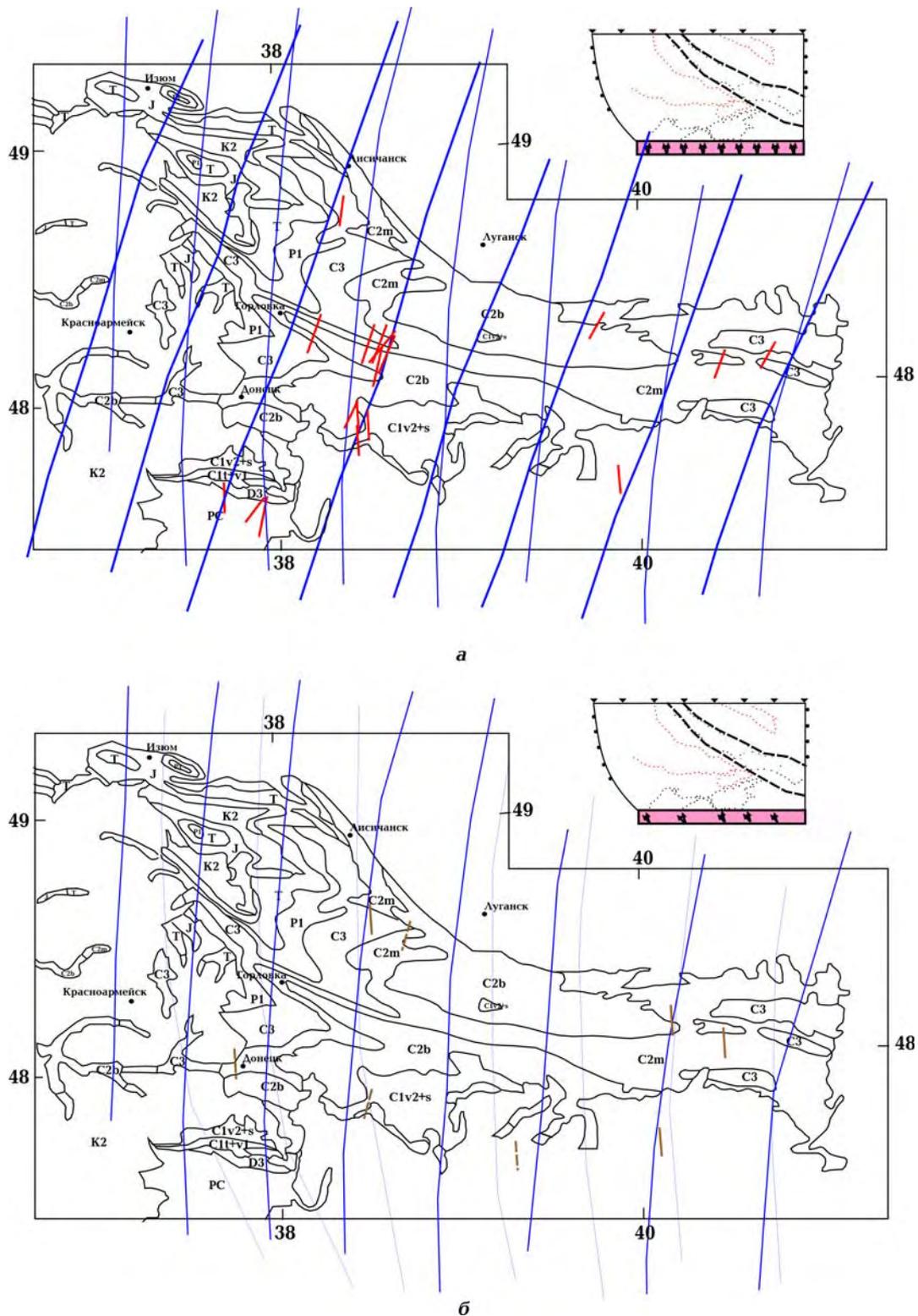
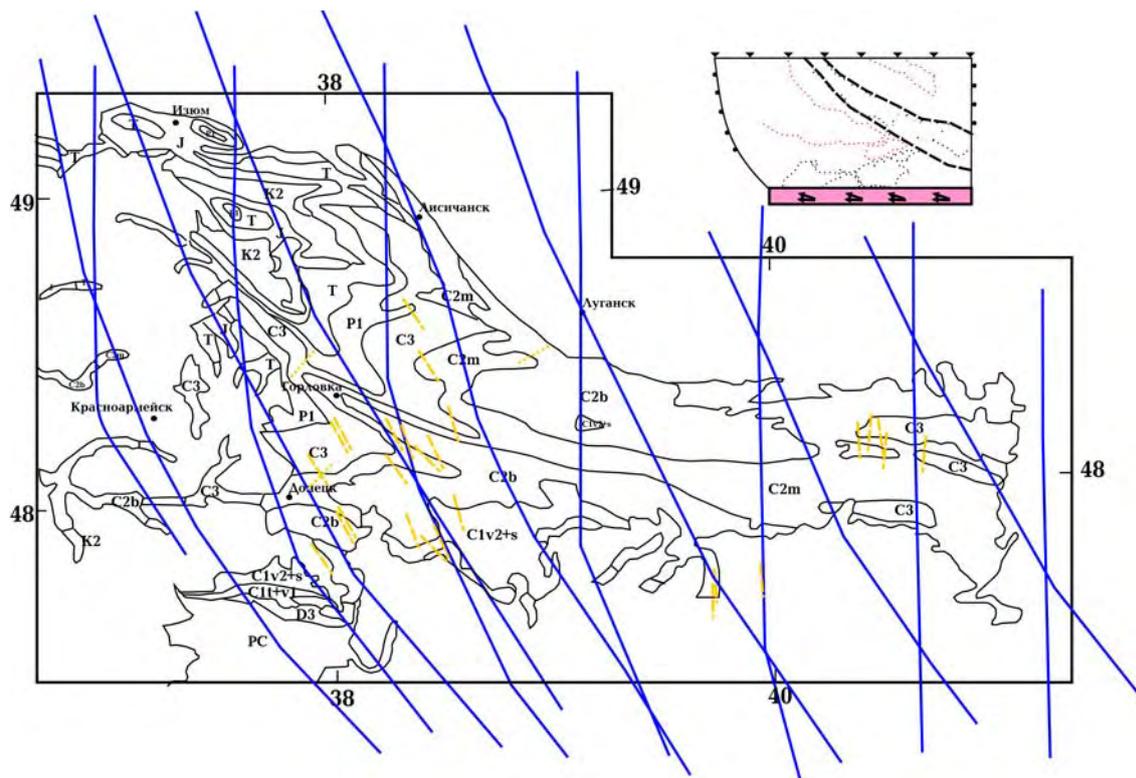
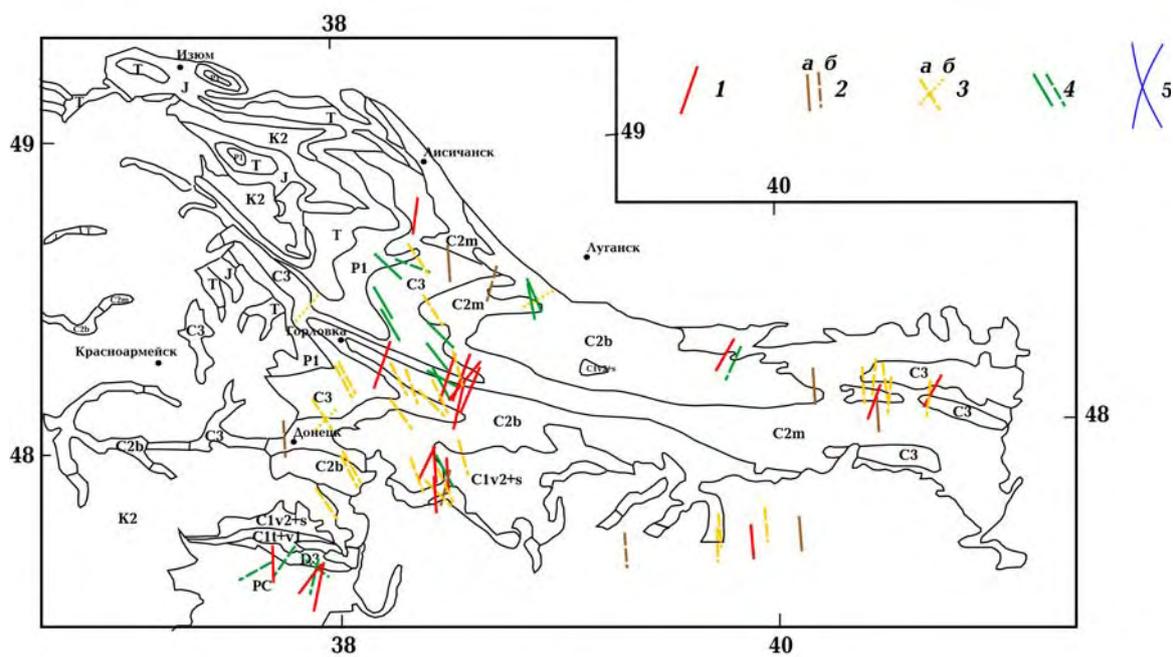


Рис. 11. Результаты сравнения траекторий сжимающих напряжений в моделях (см. рис. 7, б) с реконструированными в пределах Донбасса ориентировками осей главных нормальных напряжений: а—в — выборки, соответствующие основным типам взаимодействия плит (коллизийного с небольшой право- и левосдвиговой составляющей в спектре углов сближения 78—105° (а), правосдвиговой транспрессии в спектре углов 45—78° (б), от простого правосдвигового до слабой транспрессии, 0—22° (в); в правом верхнем углу схематически показаны со-



В



Г

ответствующие условия моделей); г — общая схема распределения выборок тензоров напряжений, соответствующих разным моделям; 1—3 — ориентировки главных сжимающих напряжений в выборках, соответствующих: 1 — моделям коллизионного взаимодействия, 2 — правосторонней транспрессии (а — взбросовые, б — сдвиговые типы), 3 — правостороннего сдвига (а — сдвиговые, б — сбросовые); 4 — ориентировки, не вошедшие в выборки; 5 — граничные траектории сжимающих напряжений в моделях (на а—в).

рование правосдвиговых разломов Донбасса, рост наложенной складчатости и, вероятно, его небольшое растяжение. Представляется целесообразным рассмотреть вероятную геодинамическую схему для противоречивых взбросовых обстановок в северо-западной части Донбасса. Подходящим может быть локализованная коллизия в пределах Кавказа, генерирующая типичный для таких случаев веерообразный узор траекторий сжимающих напряжений, которым в районе Донбасса создается поле сжатия в северо-западном направлении (рис. 12, в).

Обсуждение. Механизмы тектонической инверсии ДДВ и Донбасса. Результатом пролонгации бассейнового моделирования юго-восточной части ДДВ в область поздних пострифтовых (ранняя пермь) и последовавших инверсионных движений стало получение новых данных. Для конца пострифтовой стадии, приходящегося на рубеж сакмарского и артинского веков, был построен прогнозный разрез южного борта профиля Богатойка—Мерефа с восстановленным объемом впоследствии эродированных осадков, базирующийся на ключевом принципе локальной изоста-

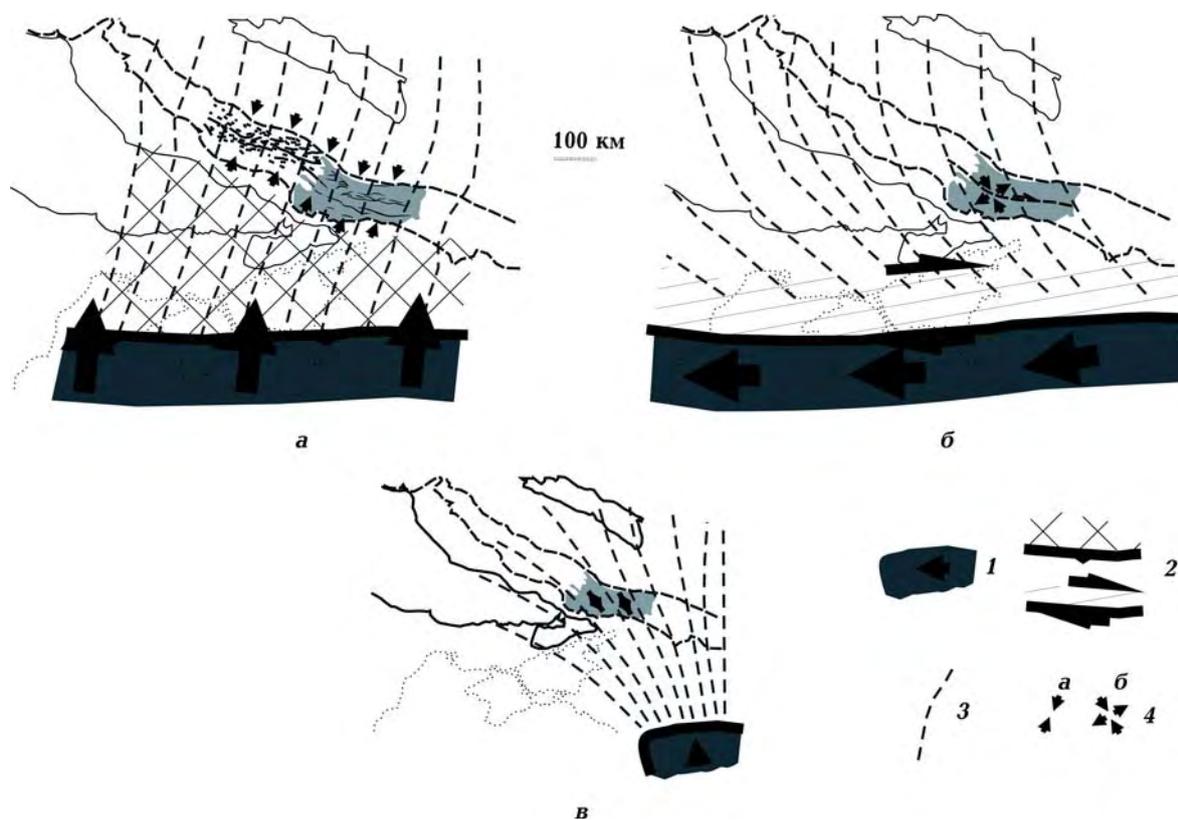


Рис. 12. Итоговые схемы, поясняющие базовые механизмы деформирования ДДВ и Донбасса как следствие геодинамических обстановок на тетической окраине Евразии (по результатам моделирования и интерпретации полей напряжений): а — коллизийная обстановка, приведшая к начальной инверсии и заложению основной складчатости; б — правостороннее сдвигание, обусловившее сдвиговые парагенезисы и локальную трансензию; в — гипотетическая схема, показывающая деформационное влияние удаленной коллизии; 1 — подвижное пространство активной окраины; 2 — деформационные обстановки при коллизии (вверху) и правосдвиговых смещениях (внизу) в пределах окраины ВЕП, разнотипной штриховкой показаны области коллизийного орогена и полосы сдвиговой деформации; 3 — траектории сжимающих напряжений по модельным данным; 4 — обстановки сжатия (а) сдвигового деформирования (б) юго-восточной части ДДВ и Донбасса.

тической компенсации (см. рис. 3, в). Он отличается от полученных ранее в работах предшественников оценок [Кабышев, 1987; Стомба, 2008] как величин, так и геометрии размыва: прогнозируется больший масштаб распространения раннепермских осадков; геометрия размыва также существенна, так как дается волнообразная траектория подошвы, которая ближе к реальности неравномерного подъема при складчатости. Деформационные модели литосферы строились без учета изостатического уравнивания, что, по-видимому, оправдано самой геодинамической обстановкой. Основным результатом воспроизведения деформаций в ходе инверсии (подтверждение их асимметричного распределения в разрезе бассейна) — полученное в модели смещение максимума деформаций в тыловую часть прогиба (см. рис. 5) подтверждает генеральную закономерность распространения складчатости в юго-восточной части ДДВ и Западном Донбассе, а она такова, что практически все складки (к востоку от меридиана Полтавы) занимают осевую и северо-восточную части впадины (см. рис. 4, а). В противоположность этому фронтальная часть прогиба в модели испытывает преимущественные восходящие движения, что приводит к общему перекосу границ, что также хорошо видно на разрезах. Отсюда вывод, что инверсионная стадия юго-восточной части ДДВ и Донбасса может рассматриваться как результат их нахождения в тылу коллизионного орогена, начавшего свое развитие в конце ранней перми или, возможно, несколько ранее.

Неоднократность проявления складчатых движений в пределах Донбасса была подчеркнута в первом обобщении по тектонике [Попов, 1963], в дальнейшем она получила количественное выражение в структурных реконструкциях и определении величин деформаций сжатия по этапам [Терентьев, 1976]. Представленные в этой статье результаты моделирования деформаций реликтового осадочного бассейна вблизи активной континентальной окраины, высвечивающие механизмы инверсии, можно, по-видимому, рассматривать универ-

сально во временном аспекте — подходящими для разных этапов тектонической активизации Донбасса — герцинского, киммерийского, альпийского (исключая, разумеется, условия растяжения). Тот факт, что на разрезе юго-восточной части ДДВ (см. рис. 4, б) возраст складкообразования предстает как позднемеловой, не делает модель деформирования в вертикальном сечении (см. рис. 5) неадекватной, так как ею описываются те закономерности, которые присутствуют на разрезе, в частности смещение складчатых деформаций в северную половину впадины. Это значит, что принятая в модели конфигурация литосферы, обусловленная свойствами пострифтового процесса, сохраняла свое значение в течение длительного периода — мезозоя и, вероятно, кайнозоя. Другими словами, следует, по-видимому, допустить, что на всех этапах тектонической активизации литосфера ДДВ и Донбасса проявляла себя как ослабленная зона внутри ВЕП, отмечавшая свое присутствие концентрацией деформаций. Последнее, как показало плановое моделирование (см. рис. 7), проявляется избирательно в зависимости от типа нагрузки (взаимодействия плит) вблизи границы ВЕП. Рост нормальной составляющей приводит к усилению условий взбросового деформирования (условия правосторонней транспрессии), а левосторонняя коллизия приводит к их доминированию, что предполагает, в частности, и складкообразование. Уменьшение нормальной составляющей смещений на границе переводит режим деформирования внутри Донбасса в эффективно сдвиговый, неблагоприятный для формирования складчатых структур; доминирование сдвиговой составляющей в модели также предсказывает небольшие компоненты растяжения. Простые сдвиговые смещения относительно передачи деформаций наименее эффективны. Следовательно, при большей удаленности эти движения могут вообще не быть отмечены в деформациях чехла ДДВ и Донбасса. Сжатие на границе плиты приводит к перераспределению деформации, усиливающему его проявление в

пределах ослабленной литосферы палеорифта, увеличивая, таким образом, дальное действие источника деформации. Фазы орогенеза Донбасса и частичная инверсия юго-восточной части ДДВ могут отражать достаточно удаленные, соответственно ослабленные на границе, коллизионные процессы киммерийского и альпийского тектогенеза. Таким может быть источник выделенной в западной части Донбасса группы осей сжатия северо-западной ориентировки и взбросового типа, контрастирующих с окружающими преимущественно сдвиговыми обстановками (см. рис. 11, г).

Привязка к глобальным реконструкциям. Донбасс уже выступал в роли ключевого объекта в попытке разрешения проблем глобальных палеотектонических реконструкций для позднего палеозоя, для чего использовались уточненные палеомагнитные данные [Meijers et al., 2010]. В целом противоречия в палеомагнитных построениях не были сняты, хотя результаты позволили авторам добавить аргумент в пользу варианта реконструкции Пангеи "А" (без коллизии и правосдвиговых смещений). Нами установлено, что причиной первоначальных инверсионных процессов в пределах Донбасса, когда была заложена складчатость, должна была быть коллизионная обстановка с вероятной небольшой левосдвиговой составляющей. Такая обстановка вырисовывается как в рамках Пангеи "В" — как следствие большой коллизии между Африкой и Европой (см. рис. 6, а), так и в реконструкции для позднего палеозоя без этого столкновения — вследствие приращения к окраине ВЕП ряда микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990] (см. рис. 6, б). Приведенный анализ полей напряжений Донбасса не позволяет принять точку зрения авторов работ [Стовба, Стифенсон, 2000; Saintot et al., 2003; Стовба, 2008], связывающих ранне-позднепермскую инверсию с правосторонней трансформацией, — условия растяжения в пределах Донбасса определяются слишком редко и больше подходят для более позднего этапа (см. рис. 11, в). Отмечая представ-

ленные в этой статье результаты проверки правосдвиговой гипотезы [Arthaud, Matte, 1977; Morel, Irving, 1981; Muttoni et al., 1996; Natal'in, Şengör, 2005], можно положительно оценивать возможность проявления таких деформаций. Вероятные правосдвиговые относительные смещения вдоль южной границы ВЕП (с ограниченной сжимающей компонентой и без нее) устанавливаются как более поздние. Вырисовывающаяся обстановка (см. рис. 12, б), можно сказать, дублирует реконструкцию [Stampfli, Borel, 2002], отнесенную авторами к ранней перми (см. рис. 6, г). Так как конец ранней перми — это уже начало инверсии в ДДВ и Донбассе, более подходящий возраст для таких смещений — поздняя пермь, тогда как в раннем триасе в пределах тетической окраины Евразии уже преобладали условия растяжения [Nikishin et al., 2002; Казьмин, Тихонова, 2005]. Происхождение правосдвиговых деформаций в глобальном контексте могло быть связано с относительным движением Гондваны и Лавразии (выбор в пользу Пангеи "В") и выражено латеральным дуплексированием островной дуги, изначально простиравшейся вдоль южной окраины Евразии (см. рис. 6, в) [Natal'in, Şengör, 2005]. В выводах отечественных исследователей [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Анциферов и др., 2004; Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005] правосдвиговые смещения в пределах Донбасса отнесены к позднему мезозою — кайнозою. Они привели к прогрессированию деформации сжатия, осложнению существующей складчатости, формированию парагенезисов правостороннего сдвига. Эти поздние проявления могли быть обусловлены коллизионными событиями в пределах Черноморско-Кавказского сегмента, как предполагается моделью на рис. 12, в. В первую очередь, их следует соотносить с этапом поздне триасовой коллизии серии микроконтинентов с окраиной Евразии (Иран, Киршехир и др.), приведшей к закрытию Палеотетиса и частичной инверсии Таврического бассейна [Казьмин, Тихонова, 2005].

Список литературы

- Анциферов А. В., Тиркель М. Г., Хохлов М. Т., Привалов В. А., Голубев А. А., Майборода А. А., Анциферов В. А. Газоносность угольных месторождений Донбасса. Киев: Наук. думка, 2004. 229 с.
- Беличенко П. В., Гинтов О. Б., Гордиенко В. В., Корчемагин В. А., Панов Б. С., Павлов И. А., Усенко О. В. Основные этапы развития Ольховатско-Волынцевской антиклинали Донбасса в связи с ее рудоносностью (по тектонофизическим, геотермическим и гравиметрическим данным). *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 2. С. 69—84.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Москва: Наука, 1981. 212 с.
- Геологическая история территории Украины. Палеозой. Отв. ред. П. Д. Цегельнюк. Киев: Наук. думка, 1993. 199 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. Отв. ред. Д. Е. Айзерверг. Киев: Наук. думка, 1988. 148 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гончар В. В. Восточно-Черноморская микроплита как индентор и ее орогеническое обрамление. *Геофиз. журн.* 2019. № 1. С. 108—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158867>.
- Гончар В. В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных. *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1997. № 6. С. 11—17.
- Гончар В. В. Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 2. С. 22—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97351>.
- Гончар В. В. Формирование и осадочное заполнение Днепровско-Донецкой впадины (геодинамика и фации) в свете новых данных палеотектонического моделирования. *Геофиз. журн.* 2018. № 2. С. 67—94. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931>.
- Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере.* Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
- Дудник В. А., Корчемагин В. А. Киммерийское поле напряжений в пределах Ольховатско-Волынцевской антиклинали Донбасса, его связь с разрывными структурами и магматизмом. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 4. С. 75—84.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 328 с., 334 с.
- Кабышев Б. П. Палеотектонические исследования и нефтегазоносность в авлакогенных областях. Москва: Недра, 1987. 191 с.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника.* 2005. № 5. С. 20—35.
- Корчемагин В. А., Рябоштан Ю. С. Тектоника и поля напряжений Донбасса. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в земной коре.* Москва: Наука, 1987. С. 164—170.
- Корчемагин В. А., Дудник В. А., Панов Б. С., Алехин В. И. О связи тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 97—109.
- Летавин А. И. Фундамент молодой платформы юга СССР. Москва: Наука, 1980. 153 с.
- Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. Особенности тектонического развития Донецкого бассейна в раннепермское время. В кн.: *Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР.* Москва: Наука, 1976. С. 93—98.
- Паталаха Є. І., Гончар В. В. Інденторний механізм в геодинаміці Кримсько-Чорноморського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 2003. № 3-4. С. 90—95.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Трофименко Г. Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. Киев, 2004. 233 с.
- Попов В. С. Донецкий бассейн: Тектоника. В кн.: *Геология месторождений угля и го-*

- le dynamics. *Tectonophysics*, 351 (1-2), 3—39. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00123-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00123-3).
- Saintot, A., Stephenson, R., Stovba, S., & Maystrenko, Yu. (2003). Structures associated with inversion of the Donbas Foldbelt. *Tectonophysics*, 373 (1-4), 181—207. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00290-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00290-7).
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196 (1-2), 17—33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).

Tectonic inversion of the Dnieper-Donets depression and the Donbas (models and reconstructions)

V. V. Gonchar, 2019

For the southeastern part of the DDD and the Donbas prolongation of basin modeling to the area of late post-rift and following inverse co-folding movements has been methodically justified. Predictive analysis with recovered volume of eroded sediments has been plotted with a part of a profile Bogatoyka—Merefa as an example. Maximal values of eroded thickness are up to 1400 m in the extreme southern part of the profile, the bottom of the restored volume is undulated, by the roof of the sediments of middle—late Carboniferous paleo-lifting is identified, absent in the modern section. The reconstruction conducted prolongs the border of the Early Permian basin southward. Numerical models are considered for inversion of paleo-rift sedimentary basin in the rear of compressive orogene, conducted for cross-sections of the DDD and the Donbas. Specific asymmetrical distribution of the mantle deformations has been obtained which confirms displacement of folding to axial and rear (northeastern) part of flexures; the frontal zone undergoes preferably ascending movements resulting in obliquity of depression sides. In the second part of the paper the results of planned numerical modeling are given for deformations of the southern skirt of the EEP and the data of reconstructions of the stress fields of the Donbas. Comparison of model and reconstructed stress fields makes possible to confirm a conclusion of the first part of the paper. The further tectonic development of the considered area (in the late Permian?) was determined by right-hand shear displacements with small compressive component near the southern skirt of the EEP. This medium determined the formation of the right-hand shear faults of the Donbas, the growth of superimposed folding and probably its small tension. In the context of inspection of global paleo-tectonic reconstructions the studies conducted do not eliminate the probability of the Pangea "B" configuration and proceeding relative right-hand shear displacements between Eurasia and Gondwana.

Key words: basin modeling, tectonic inversion, numerical modeling of deformations, stress fields, paleotectonic reconstructions, the Dnieper-Donets depression, the Donbas.

References

- Antsiferov, A. V., Tirkel, M. G., Khokhlov, M. T., Privalov, V. A., Golubev, A. A., Mayboroda, A. A., & Antsiferov, V. A. (2004). *Gas content of coal deposits of Donbass*. Kiev: Naukova Dumka, 229 p. (in Russian).
- Belichenko, P. V., Gintov, O. B., Gordienko, V. V., Korchemagin, V. A., Panov, B. S., Pavlov, I. A., & Usenko O. V. (1999). The main stages of development of the Olkhovatsk-Volyntsevsky anticline of the Donbass in connection with its ore content (according to tectonophysical, geothermal and gravimetric data). *Geofizicheskii zhurnal*, 21 (2), 69—84 (in Russian).
- Belov, A. A. (1981). *Tectonic development of the Alpine folded region in the Paleozoic*. Moscow: Nauka, 1981. 212 p. (in Russian).

- Tsegelnyuk, P.D. (1993). *Geological history of the territory of Ukraine. Paleozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 199 p. (in Russian).
- Aizerverg, D.E. (1988). *Geology and oil and gas potential of the Dnieper-Donetsk Depression. Stratigraphy*. Kiev: Naukova Dumka, 148 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gonchar, V.V. East Black Sea microplate as an indenter and its orogenic frame. *Geofizicheskii zhurnal*, 21 (2), 69—84. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158867> (in Russian).
- Gonchar, V.V. (1997). Reconstruction of the stress state of rocks based on a quantitative assessment of kinematic data. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, (6), 11—17 (in Russian).
- Gonchar, V.V. (2017). Vertical tectonic movements and sedimentary filling of basins during syn- and post-rift stages of lithosphere development. *Geofizicheskii zhurnal*, 39 (2), 22—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97351> (in Russian).
- Gonchar, V.V. (2018). Formation and sedimentary filling of the Dnieper-Donets depression (geodynamics and facies) in the light of new data of paleotectonic modeling. *Geofizicheskii zhurnal*, 21 (2), 69—84. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931> (in Russian).
- Gushchenko, O.I. (1979). A method of kinematic analysis of fracture structures during reconstruction of tectonic stress fields. In *Fields of stresses and strains in the lithosphere* (pp. 25). Moscow: Nauka (in Russian).
- Dudnik, V.A., & Korchemagin, V.A. (2004). The Cimmerian stress field within the Olkhovatsko-Volyntsevskaya anticline of the Donbass, its relationship with discontinuous structures and magmatism. *Geofizicheskii zhurnal*, 26 (4), 75—84 (in Russian).
- Zonenshayn, L.P., Kuzmin, M.I., & Natapov, L.M. (1990). *Tectonics of lithospheric plates of the USSR*. Book 1, Book 2. Moscow: Nedra, 328 p., 334 p. (in Russian).
- Kabyshev, B.P. (1987). *Paleotectonic studies and oil and gas potential in aulacogenic areas*. Moscow: Nedra, 191 p. (in Russian).
- Kazmin, V.G., & Tikhonova, N.F. (2005). Early Mesozoic marginal seas in the Black Sea-Caucasus region: paleotectonic reconstructions. *Geotektonika*, (5), 20—35 (in Russian).
- Korchemagin, V.A., & Ryaboshtan, Yu.S. (1987). Tectonics and stress fields of Donbass. In *Fields of Stresses and Strain in the Earth's Crust* (pp. 164—170). Moscow: Nauka (in Russian).
- Korchemagin, V.A., Dudnik, V.A., Panov, B.S., & Alekhin, V.I. (2005). On the relationship of tectonic deformations and stresses with ore content in the Donbass. *Geofizicheskii zhurnal*, 27 (1), 97—109 (in Russian).
- Letavin, A.I. (1980). *The foundation of the young platform of the south of the USSR*. Moscow: Nauka, 153 p. (in Russian).
- Nagorny, V.N., & Nagorny, Yu.N. (1976). Features of tectonic development of the Donetsk basin in the early Permian time. In: *Tectonics of coal basins and deposits of the USSR* (pp. 93—98). Moscow: Nauka (in Russian).
- Patalakha, E.I., & Gonchar, V.V. (2003). Indentor mechanism in the geodynamics of the Crimean-Black Sea region. *Geologiya i tekhnicheskaya horuyuchykh kopalyn*, (3-4), 90—95 (in Ukrainian).
- Patalakha, E.I., Senchenkov, I.K., & Trofimenko, G.L. (2004). *Problems of tectonic-geodynamic evolution of the southwestern forland of the East European craton and its orogenic frame*. Kiev, 223 p. (in Russian).
- Popov, V.S. Donets Basin: Tectonics. In *Geology of coal deposits and oil shales of the USSR* (Vol. 1, pp. 103—151). Moscow: GONTI (in Russian).
- Starostenko, V.I., Lukin, A.E., Kobolev, V.P., Rusakov, O.M., Orlyuk, M.I., Shuman, V.N., Omelchenko, V.D., Pashkevich, I.K., Bogdanov, Yu.A., Burkin, I.B., Loyko, N.P., Fedotova, I.N., Zakharov, I.G., Chernyakov, A.M., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Legostayeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A.S. (2009). The model of the deep structure of the Donetsk folded structure and adjacent structures according to regional geophysical observations. *Geofizicheskii zhurnal*, 31 (4), 44—68 (in Russian).
- Stovba, S.N., & Stifenson, R.A. (2000). Comparative analysis of the structure and history of the formation of the southeastern part of the Dnieper-Donets Basin and the Donetsk fold structure. *Geofizicheskii zhurnal*, 22 (4), 37—61 (in Russian).

- Stovba, S.N. (2008). Geodynamic evolution of the Dnieper-Donets Basin and Donbass: Doctor's thesis. Kiev, 495 p. (in Russian).
- Stupakov, V.P. (1962). Tectonics of the northern outskirts of the Donetsk basin and adjacent areas. In *Materials on the geology of gas-bearing regions of the USSR. Dnieper-Donets Basin* (pp. 68—88). Moscow (in Russian).
- Subbotin, S.I., Sollogub, V.B., & Chekunov, A.V. (1976). The structure and evolution of the Earth's crust of Ukraine and the adjacent regions of Tethys in the light of new data and ideas. *Geofizicheskiy sbornik*, (70), 13—45 (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsytko, A.K. (Eds.). (1988). *Tectonics of Ukraine*. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Terentyev, S.T. (1976). Paleotectonic reconstructions at geological sections as a method of analysis of the formation of structures of tectonic movements. In *Tectonics of coal basins and deposits of the USSR* (pp. 185—205). Moscow: Nedra (in Russian).
- Khain, V.E. (1977). *Regional geotectonics. Extra-Alpine Europe and West Asia*. Moscow: Nedra, 335 p. (in Russian).
- Tsytko, A.K. (1984). The modern plan of the Late Carboniferous-Early Perm structural floor. In *Atlas of the geological structure and oil and gas potential of the Dnieper-Donets depression* (p. 30). Kiev: Edition of the Ministry of Geology of the Ukrainian SSR (in Russian).
- Chekunov, A.V. (1994). Dnieper-Donets and Red Sea-Indo-Ocean rift systems — comparative analysis. *Geofizicheskiy zhurnal*, 16(4), 3—19 (in Russian).
- Yudin, V.V. *Geodynamics of the South Donbass*. Kiev, 292 p. (in Russian).
- Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *GSA Bulletin*, 88(9), 1305—1320. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1305:LPS FIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPS FIS>2.0.CO;2).
- Kabyshev, B., Krivchenkov, B., Stovba, S., & Ziegler, P.A. (1998). Hydrocarbon habitat of the Dnieper-Donets Depression. *Marine and Petroleum Geology*, 15(3), 177—190. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00018-X](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00018-X).
- Meijers, M.J.M., Hamers, M.F., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Kitchka, A., Langereis, C.G., & Stephenson, R.A. (2010). New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1-2), 18—33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>.
- Morel, P., & Irving, E. (1981). Paleomagnetism and the evolution of Pangea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), 1858—1872. <https://doi.org/10.1029/JB086iB03p01858>.
- Muttoni, G., Kent, D.V., & Channell, J.E.T. (1996). Evolution of Pangea: paleomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 140(1-4), 97—112. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00038-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00038-6).
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N., & Gaetani, M. (2003). Early Permian Pangea "B" to Late Permian Pangea "A". *Earth and Planetary Science Letters*, 215(3-4), 379—394. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00452-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00452-7).
- Natal'in, B.A., & Şengör, A.M.C. (2005). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the prehistory of the Palaeo-Thethian closure. *Tectonophysics*, 404(3-4), 175—202. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.011>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Abbott, D., Brunet, M.-F., Cloetingh, S. (2002). Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. *Tectonophysics*, 351(1-2), 3—39. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00123-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00123-3).
- Saintot, A., Stephenson, R., Stovba, S., & Maystrenko, Yu. (2003). Structures associated with inversion of the Donbas Foldbelt. *Tectonophysics*, 373(1-4), 181—207. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00290-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00290-7).
- Stampfli, G.M., & Borel, G.D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17—33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).