

## Восточно-Черноморская микроплита как индентор и ее орогеническое обрамление

*В. В. Гончар, 2019*

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

Поступила 15 октября 2018 г.

На основі чисельного моделювання розглянуто проблематику новітнього орогенезу у північному обрамленні Східночорноморської мікроплити. Показано, що інденторні властивості може мати тільки сама верхня (до 40 км) частина її субокеанічної літосфери. Для планової моделі встановлено, що наявність зміцненої зони, що відповідає субокеанічній корі Східночорноморської западини, зумовлює перерозподіл поля деформацій і формування витягнутого у північно-західному напрямку максимуму, який можна порівняти з максимумом Центрального і Північно-Західного Кавказу. Рух Аравійської плити не створює належних умов для орогенезу уздовж північно-західного межі мікроплити (Кримський сектор). Посилення деформацій, яке потрібне, і перерозподіл траєкторій нормальних напружень можливі в разі використання незалежного локального індентора, що збігається з контурами Алуштинсько-Батумської зони магнітних аномалій. Розроблено моделі орогенезу у вертикальних перетинах літосфери для Центрального Кавказу, Криму та Азовського сектора. Встановлено характер розподілу полів деформацій, виділено зони пластичної і пружнов'язкої поведінки, об'ємного стиснення і розширення (дилатансії). Отримані масштаби зсувів індентора становлять 22 км для Кавказу, 14 — Криму, 8 км — для Азовського сектора. Побудовані криві вертикальних рухів мають нелінійний, прискорений характер, що пов'язано з пружнопластичними переходами в літосфері. Порівняння одержуваних у моделі величин з опублікованими незалежними даними показало якщо не збіг, то гарну їх відповідність.

**Ключові слова:** Східночорноморський регіон, Кавказ, Крим, новітній орогенез, чисельне моделювання, індентор, вертикальні та горизонтальні тектонічні зсуви.

**Введение.** Северное орогеническое обрамление Восточно-Черноморской субокеанической впадины — горные хребты Кавказа, Крыма и разделяющая их Азовская зона преимущественного прогибания (Керченско-Таманская складчатая дуга совместно с тыловым Индоло-Кубанским прогибом) — уже достаточно давно воспринимаются как позднекайнозойская тектоническая система, развивающаяся удаленно в обстановке коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит [Вардапетян, 1979; Philip et al., 1989; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004, и мн. др.] (рис. 1, а). При этом вопрос о том, каким

образом и в какой пропорции северный дрейф Аравийской плиты передается на континентальное обрамление Восточно-Черноморской впадины, остается открытым и сейчас. Чтобы попытаться его решить, необходимо ввести в рассмотрение, в тектонодинамическую модель, саму Восточно-Черноморскую микроплиту (ВЧМП) со всеми атрибутами такой геодинамической единицы. Сделать это непросто, так как ее структура, особенности тектоники скрыты толщей воды и осадков. В своих более ранних представлениях автор придерживался принципа подобия, полагая, что процессы на северо-восточном об-

рамлении ВЧМП повторяют в меньшем масштабе процессы в обрамлении ее более крупного геодинамического аналога — Аравийской плиты. До какой-то степени это уподобление работает. В частности, Аравийская плита может служить примером неравномерного распределения векторов относительного движения на ее северной и юго-восточной границах, что вызвано кинематикой вращательного движения [Allen et al., 2004]. Аналогично ВЧМП может иметь разную направленность своего движения относительно Евразийской окраины на своей юго-восточной (кавказской) и северно-западной (крымской) границах. Этот вопрос актуален, так как велика неопределенность в представлениях о векторе смещения ВЧМП так же, как о ее границах (рис. 1, б). Проблема здесь в гораздо меньших размерах ВЧМП и ее большей деформированности, какой — тоже пока неясно.

Дискуссии о том, каковы механизмы формирования так по-разному выраженных горных сооружений Кавказа и Крыма, масштабы соответствующих тектонических перемещений, участие или отсутствие субдукции литосферы и многие другие традиционно трудные вопросы теории орогении имеют гораздо большую остроту, историю и библиографию, чем это имеет место в отношении кинематики ВЧМП. При этом и разброс мнений очень велик. В качестве примера возьмем оценки горизонтального сокращения, с которым связывают формирование позднекайнозойской деформационной структуры Кавказа. Согласно обзору, приведенному в работе [Ershov et al., 2003], они колеблются от 50—90 км по данным структурного анализа до 900 км по палеомагнитным реконструкциям. Сами авторы выводят цифру 200—300 км, которая учитывает и сокращение реликтового Большекавказского бассейна. В статье [Allen et al., 2004] приводят в качестве грубой оценки для Кавказа 130 км. Наконец, для северо-западного окончания Кавказского хребта на основе построения сбалансированного разреза получена величина сокращения всего 30 км, которая

вбирает также сжатие осадочного бассейна в олигоцене—раннем миоцене [Никишин и др., 2010]. Проблематичным является своеобразный орогенический “перерыв” в обрамлении ВЧМП, который представлен Азовским сектором — каков его механизм?

Многолетние проблемы региональной геодинамики проясняются после применения к объектам противоречий численного моделирования на основе реалистичной упругопластической реологии, как это показал наш недавний опыт в отношении Горного Крыма [Гончар, 2013, 2015]. Его естественным продолжением было бы расширение географии исследования, чему и посвящена настоящая статья. Разумеется, новейший орогенез Кавказа и Крыма, механику которого мы собираемся рассматривать, не вбирает всей величины тектонических перемещений и деформаций, которые испытал регион с начала инверсии в позднем эоцене, а также ранее. Но получение количественных оценок, связанных с построением современных горных сооружений, может существенно помочь в поиске более близких к реальности сценариев и для предшествующей истории.

**Восточно-Черноморская микроплита в альпийском орогеническом поясе Северо-Восточного Средиземноморья и проблема ее кинематики.** Позднекайнозойские тектонические процессы в пределах Северо-Восточного Средиземноморья, охватывающего сложный комплекс новейших орогенных сооружений Большого и Малого Кавказа, Горного Крыма, Восточной Анатолии и разделяющую их Черноморскую субокеаническую депрессию, многими исследователями рассматриваются как результат начальной стадии континентальной коллизии между Аравийской литосферной плитой и окраиной Евразии [Вардапетян, 1979; Philip et al., 1989; Патахла и др., 2003; Казьмин и др., 2004 и др.]. При этом, если для Кавказа в целом обстановка деформирования представляется достаточно ясной — непосредственное столкновение континентальных масс, — то для западного сектора, включающего

Северо-Западный Кавказ, Крым и ВЧМП, ситуация выглядит неоднозначной (см. рис. 1, а). Авторы статьи [Philip et al., 1989] оценили ее как промежуточную, сохранившую элементы предшествующей субдукции литосферы задуговых бассейнов. Наряду с этим в одном из первых приложений плитотектонической концепции к анализу позднекайнозойского тектонического процесса в Северо-Восточном Средиземноморье, Черноморская субокеаническая микроплита была включена в состав его активных элементов — микроплит, обладающих повышенной жесткостью, движение которой под действием Аравийского индентора приводит к сжатию и складчатости в пределах прилегающей континентальной окраины Восточно-Европейской платформы [Вардапетян, 1979]. Этим было положено начало рассмотрения ВЧМП в качестве регионального индентора. Впоследствии, однако, произошло накопление противоречий в том, что касается определения направления ее движения. Показательной является составленная схема (см. рис. 1, б), на которую вынесены предполагаемые по данным разных авторов границы микроплиты и векторы ее смещения [Вардапетян, 1979; Чекунов, 1990; Асмус и др., 1992; Казьмин и др., 2004; Nakapelyukh et al., 2018]. Как видно, направления, как и местоположения векторов, сильно варьируют. По-видимому, выбор диктовался различными исходными данными и поставленной задачей. В исследованиях, ориентированных на объяснение динамики Кавказа от центральной части до северо-западного окончания, логичным видится направление движения от северо-восточного до субмеридионального; при попытках объяснения формирования Горного Крыма направлению ее движения придается северо-западная ориентировка. Данные GPS-наблюдений в этом отношении мало чем могут помочь, так как освещают только береговую зону в юго-восточной части ВЧМП [Reilinger et al., 2006]. Говоря об особенностях кинематики ВЧМП, В. Г. Казьмин с соавторами

указывают [Казьмин и др., 2004], что, вероятно, ВЧМП "выталкивается к северо-западу и одновременно вращается по часовой стрелке", справедливо замечая при этом, что такое поведение не объясняет поддвиг ее под Большой Кавказ. Очевидно, что в большинстве подобных построений авторы выходят из классических представлений тектоники плит о недеформируемости в первом приближении, литосферных плит — участниц геодинамического процесса. Однако в этих рамках, как видно, выстраиваются несовместимые схемы кинематики.

В попытке преодолеть противоречивость таких построений ранее при участии автора уже предпринимались работы по численному моделированию деформационных процессов в Северо-Восточном Средиземноморье [Паталаха и др., 2003, 2006]. При постановке задачи авторы стремились по-возможности максимально учесть деформационную сложность рассматриваемого региона, которую Е. И. Паталаха оценивал следующим образом: "широкая дифференциальная подвижность (мозаичная контрастность кинематики) плитного ансамбля наряду с общей деформируемостью придают ему уникальные черты резко гетерогенного тела-композита ..., а сама мозаика плитного ансамбля накладывает дополнительную неоднородность на общий деформационный процесс". В модели, использовавшей вязкое приближение, было получено региональное поле скоростей современных горизонтальных смещений, контролируемое опубликованными на тот момент данными GPS (рис. 2). Ее центральными элементами являются кинематически обособленные Западно- и Восточно-Черноморская микроплиты. Поле скоростей горизонтальных смещений определяется движением трех главных плит-инденторов по краям: Карпатской, Адриатической и Аравийской, вклад которых различен (скорость Аравийской плиты (18 мм/год) более чем в два раза превосходит скорость первых двух). В силу этого, а также особенностей региональной тектоники, формиру-

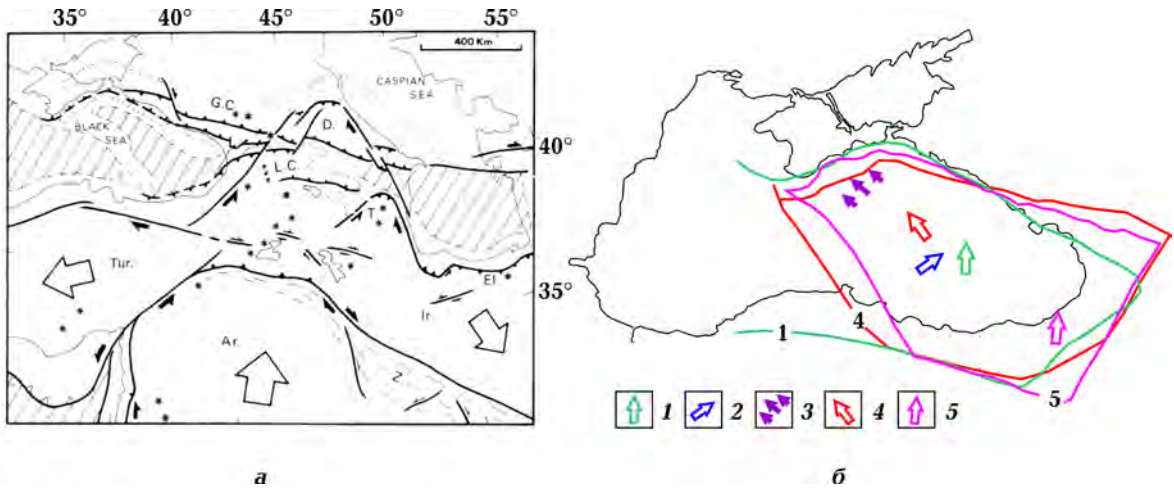


Рис. 1. Геодинамические схемы, объясняющие тектонические процессы в Восточно-Черноморско-Кавказском регионе: *а* — одна из ранних схем, показывающая развитие орогенеза в обрамлении ВЧМП как следствие движения Аравийской плиты-индентора [Philip et al., 1989]; *б* — примеры различного толкования границ и направлений движения ВЧМП, взяты из работ: 1 — [Вардапетян, 1979], 2 — [Асмус и др., 1992], 3 — [Чекунов, 1994], 4 — [Казьмин и др., 2004], 5 — [Nakapelyukh et al., 2018].

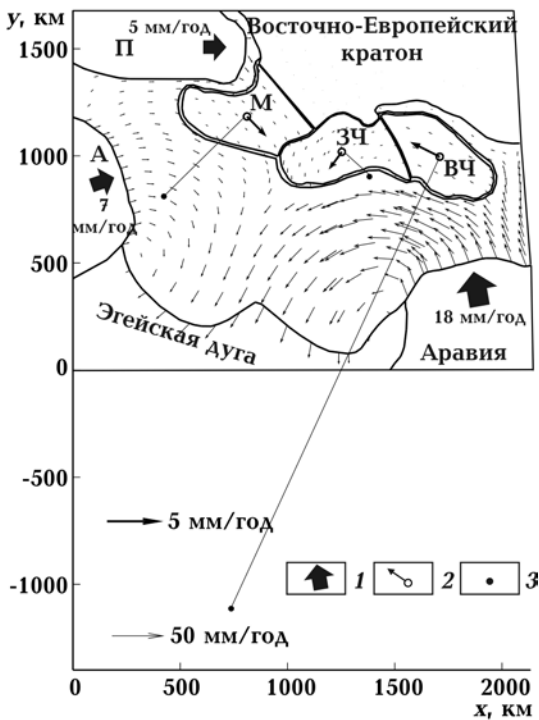


Рис. 2. Результаты моделирования современного поля скоростей в Восточном Средиземноморье, полученные в работе [Паталаха и др., 2006]. Плиты-инденторы: Аравия, Адрия (А) и Паннон (П); микроплиты внутри орогенетического деформационного пояса: М — Мизийская, ЗЧ — Западно-Черноморская, ВЧ — Восточно-Черноморская; 1 — заданное направление движения плиты-индентора (на рисунке указаны скорости); 2, 3 — векторы, осредняющие вращательное движение микроплиты (2) и его полюс (3).

ется соответствующее поле скоростей, в котором основной импульс движения Аравийского индентора воспринимает Анатолийская плита, перемещаемая к западу и юго-западу в направлении Эгейской дуги. Кроме того, северо-восточное давление Адрии, как видно, не распространяется в пределы Черного моря, оно достаточно быстро трансформируется в парный "вихрь", закручивающий векторы также в направлении Эгейской дуги. ВЧМП, воспринимая остаточный импульс Аравийского индентора, движется на северо-запад со средней скоростью 3 мм/год. При этом она испытывает незначительную деформацию, меньшую даже по сравнению с Западно-Черноморской микроплитой. Был отмечен в значительной степени вращательный характер движения ВЧМП [Паталаха и др., 2006]. Для нее по рассчитанному полю скоростей в первом приближении были вычислены средние векторы вращения и полюса для трех микроплит: Западно- и Восточно-Черноморской, Мизийской (см. рис. 2). Вращение ВЧМП и Западно-Черноморской микроплиты, как видно, осуществляется против часовой стрелки, — противоположно тому, что предполагалось в работе [Казьмин и др., 2004]. Вращательным движе-

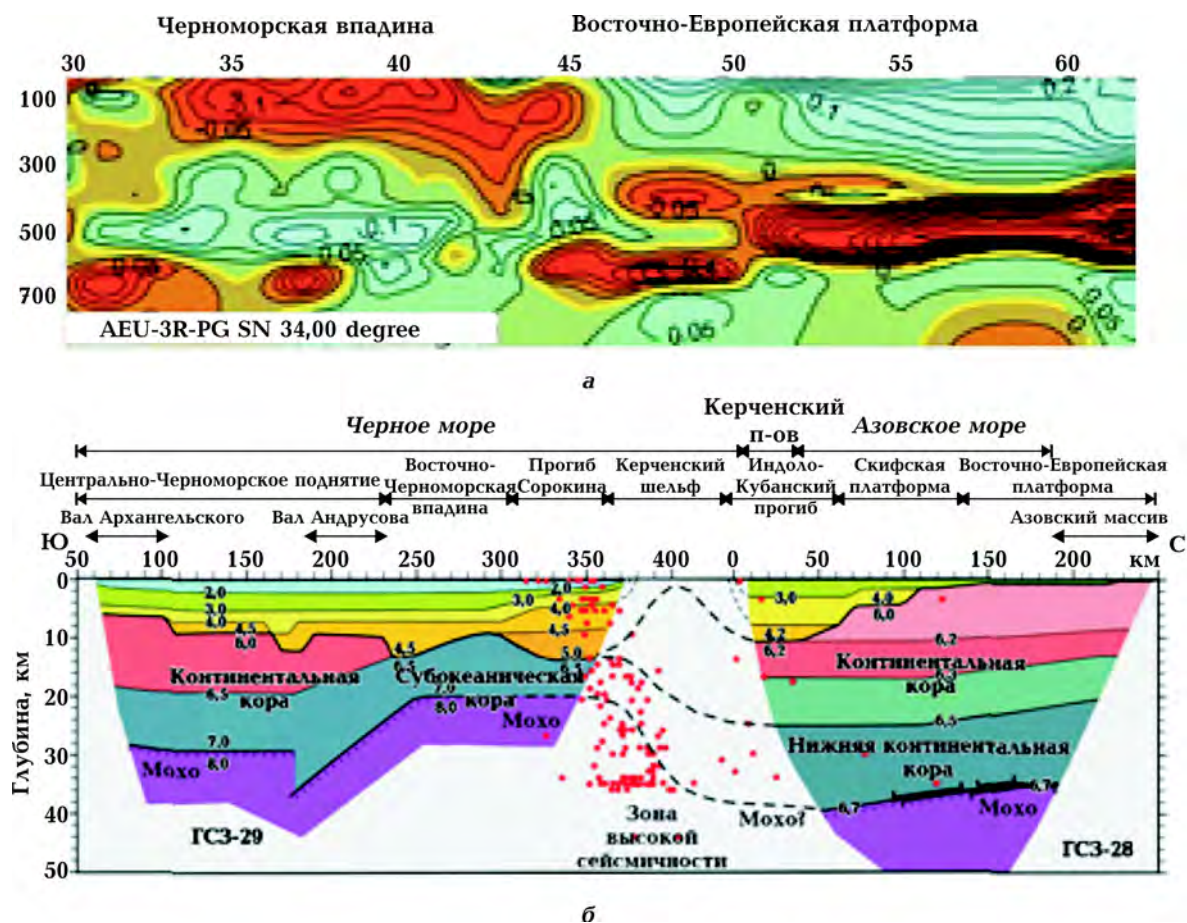


Рис. 3. Данные, характеризующие строение верхней мантии и литосферы в Черноморском регионе: а —  $P$ -скоростная модель верхней мантии [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Желтая линия разграничивает относительно высоко- и низкоскоростные слои; б — скоростная модель земной коры и верхней мантии Восточно-Черноморской впадины вдоль профилей ГСЗ 28—29 [Гобаренко и др., 2014]; красные точки — очаги землетрясений.

нием по часовой стрелке обладает Мизийская микроплита. Наличие вращательной компоненты может быть ключом к раскрытию "парадоксальной" кинематики ВЧМП как индентора, создающего одновременно компрессионные обстановки деформирования в пределах северо-восточного, северного и северо-западного своего обрамления, т. е. в пределах Центрального и Северо-Западного Кавказа, Азовского угла и Горного Крыма. При этом сохраняющаяся внутренняя деформируемость может приводить к неожиданным эффектам, таким как формирование своеобразной орогенической "подковы" Горного Крыма под действием локализованного корового индентора, визуализацией

движения которого может быть известная Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий [Гончар, 2013]. Это возвращает нас к гипотезе А. В. Чекунова об эпюре скоростей фундамента Восточно-Черноморской впадины с максимумом, соответствующим горнокрымскому направлению [Чекунов, 1990; Молодые ..., 1994] (см. рис. 1, б).

В отношении выделяемой Западно-Черноморской микроплиты следует заметить, что ее потенциал как активного участника тектонического процесса в Горном Крыму ничем не проявлен. Нет данных, характеризующих ее взаимодействие с соседней ВЧМП вдоль вала Андрусова — принадлежащие ему разломы ха-

рактизируются сбросовой кинематикой и, по-видимому, принадлежат синрифтовому этапу; разломная тектоника северной границы плиты также указывает на сходство со структурами пассивных окраин [Finetti et al., 1988], подтверждением чему служит интерпретация глубинного разреза вдоль профиля ГСЗ-25 [Гончар, 2009]. Контакт пассивной окраины с Западным Крымом отображается посредством проблематичного Западно-Крымского разлома (см. [Казьмин и др., 2004] и др.), существование которого не имеет достаточного обоснования. Активным звеном окраины Западно-Черноморской микроплиты является ее северо-западный угловой сегмент, где глубокопогруженное основание впадины соприкасается с внешним контуром Крымского орогена, представленным складчато-надвиговыми дислокациями кайнозойского чехла. Следовательно, нет оснований рассматривать юго-запад Крымской активной окраины, контактирующий с Западно-Черноморской впадиной, вне механизма инденторного давления со стороны Восточно-Черноморской впадины [Гончар, 2013, 2015].

**Данные о прочностной дифференциации литосферы в Восточно-Черноморском регионе.** Каково современное реологическое состояние литосферы Восточно-Черноморской впадины в связи с геодинамическими процессами? — вопрос не однозначный, особенно в ретроспективе исследований, а выводы могут иметь прямо противоположные свойства. А. В. Чекунов, опираясь на особенности глубинного распределения очагов землетрясений, относил центральные преимущественно асейсмичные области Черноморской литосферы к пластичным участкам, разогретым за счет подъема астеносферного диапира — астенолита [Молодые ..., 1994], с внедрением которого связывался генезис глубоководного осадочного бассейна Черного моря. Вообще говоря, к подобному выводу — о механически ослабленном состоянии верхней части литосферы ВЧВ — можно прийти, допуская в отношении развития Черноморской впадины различ-

ные активные механизмы погружения литосферы, как, например, базификацию коры [Белоусов, 1989], длительно развивающийся рифтогенез [Михайлов, 1985], влияние мантийно-магматических диапиров [Оронецкий, Коболев, 2006]. Автору статьи пришлось изменять точку зрения по этому вопросу. Происходило это наравне с усвоением закономерностей пассивного термального развития субокеанических впадин — их погружения преимущественно за счет длительного пострифтового остывания [Гончар, 2012].

В рамках проблематики взаимодействия литосферы океанического бассейна и континентальной окраины [Leroy et al., 2004, 2008] было выработано представление о прочностной инверсии, вследствие которой первоначально (по завершению рифтинга) менее прочная литосфера бассейна по отношению к континентальной вследствие остывания превращается в более прочную. Соответственно изменяется характер взаимодействия литосферных плит при конвергенции: субдуцирует на ранних стадиях сжатия более древняя и более прочная океаническая литосфера, молодая и относительно менее прочная океаническая литосфера обдуцирует [Leroy et al., 2004]. С помощью численного моделирования термической эволюции континентальной окраины и прогноза ее интегральной прочности установлено, что в пределах 80—90 млн лет после начала остывания океаническая литосфера остается менее прочной [Leroy et al., 2008]. После 90 млн лет происходит инверсия величины интегральной прочности и менее прочной оказывается литосфера континентальной окраины. Если не оценивать прочность всей литосферы интегрально, а рассматривать ее состояние дифференцировано по разрезу, то очевидной оказывается и некоторая промежуточная ситуация, когда верхняя часть литосферы бассейна более прочная по отношению к соседней континентальной окраине, а нижняя — менее прочная. Каково будет ее поведение? Будет ли верхняя часть субдуцировать, обдуцировать или реализует-



ся нечто среднее в виде инденторного воздействия на континентальную окраину верхней части плиты?

Мнения относительно возраста ВЧВ расходятся. Согласно сейсмостратиграфическим данным и интерпретации магнитных аномалий [Туголесов и др., 1985; Шрейдер, 2005], окончание формирования фундамента Черноморского субокеанического бассейна следует относить к рубежу позднего мела/палеогена, примерно 70 млн лет. То есть, согласно оценкам интегральной прочности [Leroy et al., 2008], литосфера ВЧМП сейчас вплотную подходит к рубежу перехода в более прочное по отношению к континентальной окраине состояние, а в дифференциальном смысле вполне обоснованно будем считать, что ее верхняя часть уже обладает повышенными прочностными свойствами. К началу коллизии в олигоцене — раннем миоцене время ее остывания могло составлять порядка 40 млн лет. Следовательно, есть основания предполагать меньшую прочность литосферы ВЧВ по отношению к континентальной Скифской плите в то время и, соответственно, обдукционный процесс в качестве реакции на сжатие на ранних стадиях конвергенции, однако масштаб его был не велик [Гончар, 2009].

Сейсмоотографические исследования [Цветкова, Бугаенко, 2012; Гобаренко и др., 2014; Гинтов и др., 2014] предоставляют данные о прочностных характеристиках литосферы в Восточно-Черноморском регионе. Построения в масштабах верхней мантии [Цветкова, Бугаенко, 2012] обнаруживают в диапазоне глубин литосферной мантии присутствие низкоскоростного слоя под Восточной Анатolieй и Черным морем и высокоскоростного, соответствующего литосфере Восточно-Европейской платформы (рис. 3, а, см. с. 112). Вряд ли, исходя из данной картины, можно сделать вывод об инденторных с повышенной прочностью свойствах литосферы Черноморского региона. Точнее, они свидетельствуют об обратном: контактируют разогретая орогеническими процессами литосфера Альпийского пояса и от-

носительно холодная и, соответственно, более прочная кратонная литосфера Восточно-Европейской плиты. Правда, для самого верхнего этажа литосферы Черного моря (на уровне 50 км) соотношение высокоскоростных и низкоскоростных пород должно изменяться вследствие аномального утонения коры и высокого положения мантии. Более детально это можно увидеть на профилях ГСЗ 28—29, пересекающих основные структуры Черного моря и Скифской плиты [Гобаренко и др., 2014; Гинтов и др., 2014] (рис. 3, б). Построения демонстрируют состояние основных слоев коры и верхней мантии. Несмотря на то, что на стыке Черноморской и Скифской плит (собственно в орогенной зоне) остается “белое пятно”, прочностной профиль ясен: на одной глубине по латерали оказываются породы, обладающие разными прочностными свойствами. Утоненная кора и высокое стояние литосферной мантии в пределах Черного моря потенциально создают условия коллизии при сжатии на границе двух плит, на уровне 20—40 км, где происходит противостояние жесткой субокеанической и типичной континентальной коры.

Рассматриваемый ниже томографический скоростной разрез вдоль профиля ГСЗ 28—29 (рис. 4, а) и его петрофизическая интерпретация (рис. 4, б) также иллюстрируют эту ситуацию. Использовались исходные данные КМПВ—ГСЗ в виде кинематических годографов, которые переводились в специальное поле времен  $t(l, x)$  [Пузырев и др., 1975] при принятых сечениях поля  $dl = 3$  км. Плотность наблюдений по горизонтали определяется расстояниями между годографами по  $x$  и составляет в среднем 30 км. На уровне коры под валом Андрусова (см. рис. 4, а) наблюдается относительно низкоскоростное поле, что свидетельствует о континентальном характере коры и вероятном наличии активных крупных разломных зон. В части профиля, соответствующей субокеанической депрессии (ПК-190—ПК-90), на всем интервале глубин ниже 10 км прослеживаются высокоскоростные аномалии, до-

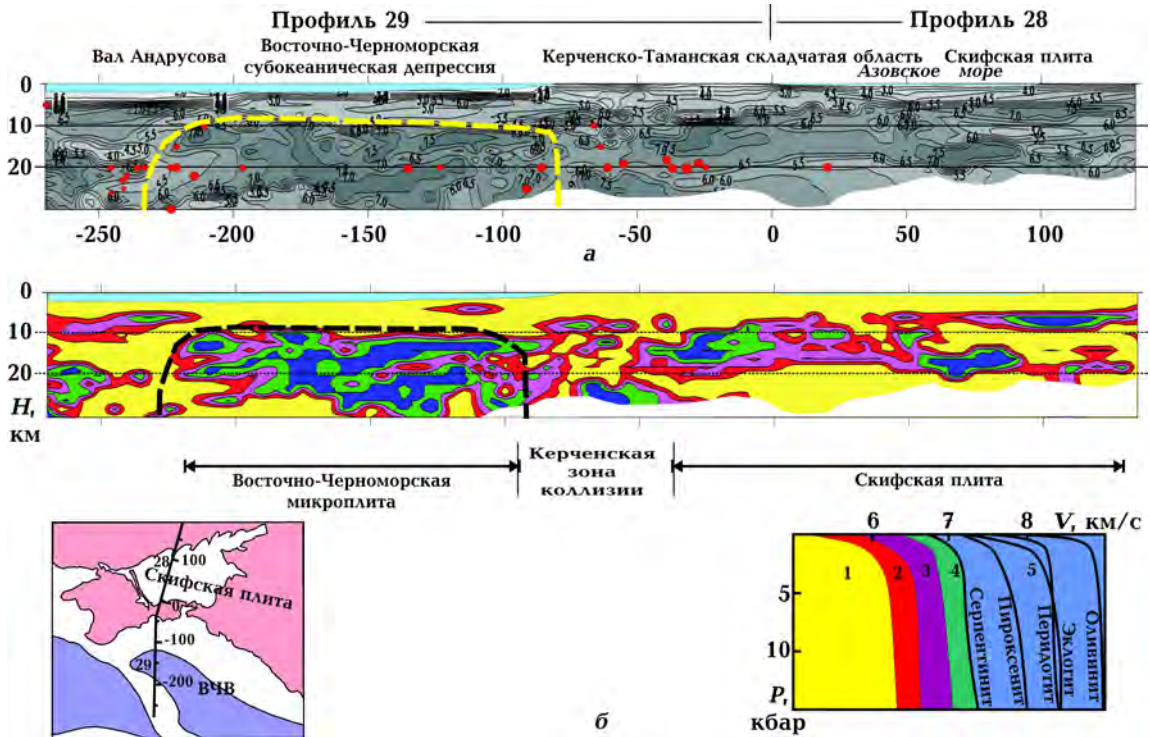


Рис. 4. Скоростной (а) и петрофизический (б) разрезы коры и верхней мантии вдоль профилей 28—29 (данные сейсмотомографической переинтерпретации годографов ГСЗ); пунктирной линией показаны предположительные контуры упрочненной плиты-индентора ВЧМП. Врезка внизу слева — схема расположения профилей, справа — составы пород по экспериментальным данным [Физика ..., 1991]; 1—5 — ненормативные (1), кислые (2), средние (3), основные (4), ультраосновные (5).

стигающие интервала 7,5—8,0 км/с, которые, скорее всего, соответствуют породам основного и ультраосновного состава, слагающим субокеаническую кору. Можно констатировать существенное изменение состава пород и структуры нижней половины чехла в интервале ПК-150—ПК-100, соответствующем предкерченской зоне поднятий. На уровне коры переход от Восточно-Черноморской субокеанической депрессии к Керченско-Таманской складчатой системе происходит путем понижения фоновой скорости до 6,0—5,5 км/с. Скифская континентальная плита отмечается достаточно спокойным скоростным полем с  $\bar{V} = 5,5 \div 6,0$  км/с, что является средним характерным уровнем скорости для пород континентальной коры. В отдельных аномалиях, имеющих характер субгоризонтальных или волнистых тел, скорость повышается до 6,5—

7,0 км/с или понижается до 5,5—5,0 км/с. Таким образом, в строении скоростного поля четко выявляются характерные черты, свойственные двум составляющим разрезу коры: субокеанической и континентальной. На основании скоростного разреза можно приблизительно очертить область субокеанической плиты-индентора (см. рис. 4, а).

Для экспресс-оценки породного состава полученного скоростного разреза используются лабораторные данные об изменении скорости прохождения продольных волн при увеличении давления [Физика ..., 1991] (см. рис. 4, б, правая врезка). При отображении петрографического состава выделялось пять условных категорий пород консолидированной коры: традиционные нормативные группы кислых, средних, основных и ультраосновных и группа пород, скорость которых



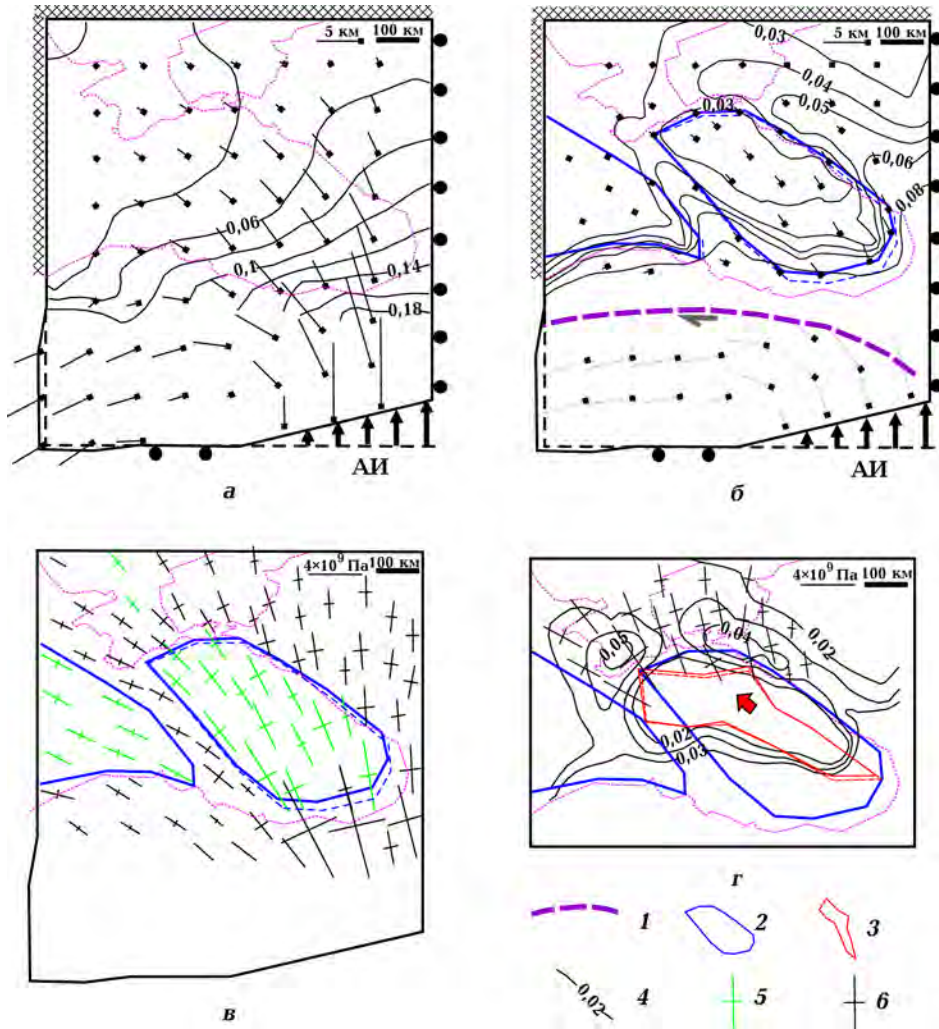


Рис. 5. Рассчитанные поля смещений, эквивалентных деформаций и напряжений в Восточно-Черноморском регионе при разных заданных условиях: *а* и *б* — поля смещений и деформаций в отсутствие упрочненных участков (*а*) и при введенных упрочненных участках-микроплитах, принадлежащих Западной и Восточной Черноморским впадинам (*б*). На рис. *а* показаны граничные условия, АИ — смещения Аравийского индентора; *в* и *г* — поля напряжений в присутствии упрочненных микролит (стандартная схема, объясняющая появление Северо-Западного Кавказа) (*в*) и на северной границе ВЧМП вследствие движения локализованного индентора, оконтуривающего Алуштинско-Батумскую магнитную аномалию (*г*) (1 — условный тренд Северо-Анатолийского разлома; 2 — контур упрочненной плиты ВЧМП, штриховая линия — исходное положение; 3 — контур локализованного индентора внутри ВЧМП, штриховая линия — исходное положение; 4 — изолинии эквивалентной деформации; 5 и 6 — ориентировки главных нормальных напряжений в упругом (5) и пластическом (6) спектре деформаций). См. пояснения в тексте.

ниже нормативной гранитной (соответственно, на врезке цифры 1—5). Поля "ненормативных" породных скоростей занимают в основном уровни пород чехла на глубинах 10 км и менее. Кроме того, в коре они широко отмечены на больших глубинах, где их природа может быть

связана с влиянием повышенной трещиноватости пород. О значительном влиянии трещиноватости породных массивов коры на скорость прохождения упругих волн свидетельствуют данные экспериментов [Физика ..., 1991], которые показывают, что падение скорости в трещи-

новатом массиве может достигать 1/3 скорости продольных волн в ненарушенном образце, т. е. на уровне верхней коры скорость для трещиноватых гранитов может снижаться до 5,5 км/с и ниже. В свете изложенного появление ненормативных скоростей в коре можно объяснить именно как результат трещинной нарушенности пород преимущественно кислого и среднего составов. Этому выводу во многом соответствует линейная форма многих аномалий низкой скорости, которые могут быть сопоставлены с коровыми разломами и разломными зонами.

В части профиля, относящейся к глубоководной депрессии, породы основного и ультраосновного составов создают матрицу слоя субокеанической коры. Наиболее значительное по масштабам субпластовое тело данного состава простирается от центральной части впадины на север, до границы с Керченско-Таманской складчатой областью. Грубая расслоенность, видимая на петрографической модели субокеанической коры, является характерным свойством океанической коры, сформированной в условиях медленного спрединга и имеет деформационную природу [Книппер, Шараськин, 2005]. В пределах северной половины профиля, охватывающей кору Керченско-Таманской складчатой области и часть Скифской плиты, состав пород и структура существенно изменяются в сторону сокращения ультраосновных и основных разностей и возрастания роли средних и кислых пород. Также возрастают объемы коры с ненормативным уровнем скорости на уровне коры. Вместе с тем сохранение довольно значительных объемов ультраосновных пород в пределах Керченско-Таманской области и Скифской плиты свидетельствует в пользу переходного состава коры. По данным петрофизической интерпретации скоростного разреза также очерчен блок, имеющий преимущественно ультраосновную матрицу, которому могут быть присвоены качества плиты-индентора. Здесь его размеры несколько ограничиваются в северной ча-

сти за счет коллизионной зоны. Коллизионный процесс в Керченском районе отмечен на разрезе не столь явно, как в Горном Крыму (см. [Гончар, 2009]), однако и здесь можно увидеть черты разломного нарушения коры, расклинивание субокеанической плиты, частичной обдукции верхней пластины к северу. На поверхности это выражается складчатостью кайнозойского осадочного чехла.

Таким образом, вдоль рассматриваемого профиля выделяются: субконтинентальный коровый Центрально-Черноморский блок, субокеаническая Восточно-Черноморская микроплита с повышенными прочностными свойствами (индентор), Керченская коллизионная зона, субконтинентальный Азовский блок в составе Скифской плиты.

### **Коллизионный орогенез Восточно-Черноморского региона в деформационных моделях**

**Движение Восточно-Черноморской микроплиты под действием Аравийского индентора и поля региональных деформаций и напряжений (плановая модель, упругопластическое приближение).** В отличие от предыдущих численных экспериментов, посвященных описанию коллизионного процесса в Крыму [Гончар, 2013, 2015], здесь исследования ориентированы на воспроизведение самых общих движений в Черноморско-Кавказском секторе Альпийско-Гималайского орогенного пояса, в первую очередь — роли ВЧМП, ее способности создавать орогенные структуры в наблюдаемой специфике их латерального изменения. Общая задача моделирования такова: задав соответствующее движение на южной границе рассматриваемого региона, попытаться получить внутри него распределение деформации, соответствующее характеру наблюдаемых тектонических процессов и структур. Решение будет реализовываться в рамках плоской задачи деформации для плановой (горизонтальной) модели. Такая постановка

имеет явные ограничения — без учета остается вертикальная составляющая деформаций, как следствие, выводы будут иметь ограниченное значение.

Моделирование осуществлялось методом конечных элементов для упругопластической среды [Гончар, 2013]. Описание пластической деформации дано на основе критерия Кулона в рамках теории пластического течения (ассоциированный закон) с применением пластической матрицы А. К. Бугрова [Бугров, 1974]. Рассматривалась прямоугольная область размером 800—900 км, в центре которой находится ВЧМП (рис. 5, см. с. 116). Южная часть территории относится к восточной и центральной частям Анатолийской плиты, к северо-востоку от нее подразумевается область Кавказа. Расчет велся для глубины 20 км. В пределах восточной части южной границы области в виде эпюры задавались пошаговые смещения Аравийского индентора, достигшие в итоге на пике внедрения 100 км, что составляет примерно половину от предполагаемого смещения Аравийской плиты к северу на неотектоническом этапе. В основной модели субокеаническая кора ВЧМП и Западно-Черноморской впадины наделяются более высокими прочностными свойствами по сравнению с окружающим упругопластическим пространством: угол трения — 40 и 25°, модуль Юнга —  $8,5 \cdot 10^{10}$  и  $7,5 \cdot 10^{10}$  кг/м<sup>2</sup> соответственно, коэффициент Пуассона 0,25. Все граничные точки модели так или иначе закреплены, за исключением юго-западного сектора, границы которого оставлены свободными. Сделано это для того, чтобы воспроизвести экструзию юго-западной Анатолии в сторону Эгейского задугового бассейна.

Для сравнения вначале была рассчитана однородная модель, не включающая упрочненных участков (на рис. 5, а, показана эквивалентная деформация  $\epsilon_e = \sqrt{2/3} \sqrt{\epsilon_x^2 + \epsilon_{xy}^2 + \epsilon_y^2}$ ). В ней под влиянием инденторного движения Аравийской плиты к югу от Черноморского бассейна развивается экструзия запада Ана-

толийской плиты. К северу деформация, как и поле скоростей, лишь плавно уменьшается. Основным недостатком — отсутствие усиления деформации в области, соответствующей Центральному и Северо-Западному Кавказу. Введение в модель участков повышенной прочности в границах, соответствующих ареалам субокеанической коры Западной и Восточной Черноморских впадин, существенно видоизменяет ситуацию (рис. 5, б). Во-первых, значительно (до 1,5 раз) возрастает общий фон деформированности; во-вторых, более четко обозначается зона экструзии Анатолийской плиты. Самое главное то, что к северо-востоку от очерченной области субокеанической коры Восточно-Черноморской впадины возник вытянутый в северо-западном направлении пояс усиления деформации, величины которой плавно снижаются к северо-западу от 0,08 до 0,04. Изолинии эквивалентной деформации вдоль северо-восточного борта ВЧМП удовлетворительно могут быть приняты как соответствующие позиции возвышенностей Кавказа, а также скоростям новейших вертикальных движений. Также изменяется поле горизонтальных смещений. Главная особенность — резкое уменьшение величин смещений в области субокеанической коры Восточно-Черноморской впадины, при этом векторы более выдержанно ориентированы в северо-западном направлении. Величина их уменьшается в 3—5 раз от юго-восточного борта впадины к северо-западному, что отражает внутреннюю деформированность ВЧМП. Она меньше деформации в пределах Кавказа примерно в 1,3—2 раза и возрастает в направлении к юго-востоку.

На рис. 5, б показаны контуры начального и конечного положений упрочненных участков субокеанической коры. Область Западно-Черноморской впадины, западный край которой жестко закреплен, смещается весьма слабо — только ее восточный выступ на 10 км к северо-западу. В отличие от нее упрочненная область ВЧМП неравномерно сдвинута к северо-западу. Вблизи юго-восточного края сме-

щение составляет 25—30 км, на севере оно снижается до 10 км, на северо-западе (напротив Горного Крыма) падает до нуля. Вдоль вытянутых северо-восточной и юго-западной границ ВЧМП направление движения в целом совпадает с простиранием границ, но на юго-востоке вблизи Кавказа явно вырисовывается и нормальная компонента смещения. Эти данные уже вполне определенно характеризуют вероятные обстановки деформирования вдоль границ ВЧМП: нормальное сжатие на "крымской" границе, правосторонняя транспрессия — на "кавказской", левый сдвиг — вдоль Центрально-Черноморского поднятия (вала Андрусова).

Поле напряжений (рис. 5, в) имеет характер веера, типичного при индентерном деформировании, расходящегося от субмеридиональных направлений главного сжатия на востоке до северо-западных на западе. Определяются также поля развития упругой и пластической деформаций: первая сохраняется внутри упрочненных пространств субокеанической коры, за ее пределами практически везде деформация развивается (на конечной стадии моделирования) в условиях пластического течения. Это в целом хорошо укладывается в особенности распределения сейсмичности в Черноморском регионе, где области с субокеанической корой оказываются участками с наименьшей сейсмической активностью [Молодые ..., 1994]. Такому распределению очагов землетрясений также соответствуют получаемые минимумы деформированности в пределах впадин.

Таким образом, можно заключить, что основная модель упругопластического деформирования в Восточно-Черноморской регионе (см. рис. 5, б и в) удовлетворительно воспроизводит основные особенности неотектонического процесса, происходящего под действием Аравийского индентора, а именно: латеральную экструзию Анатолийской плиты к юго-западу, перераспределение деформации к северу от нее с усилением в пределах Центрального и Северо-Западного Кавказа и

ослаблением в областях субокеанических впадин Черного моря. Воспроизводится основной веерообразный рисунок траекторий главных нормальных напряжений, который фиксируется (фрагментарно) данными реконструкций полей сейсмостектонических напряжений [Saintot, Angelier, 2002; Паталаха и др., 2003; Муровская и др., 2018]. В этом процессе в явном виде выводится роль ВЧМП как вторичного индентора, для которой получены количественные оценки движения в виде поля "мгновенных" смещений, имеющих выдержанное северо-западное простирание.

Недостатком модели является отсутствие максимума деформирования, соответствующего Крымскому сектору. Напротив северо-западной границы ВЧМП поле деформаций в общем фоновое, тогда как об усилении корового деформирования в Крыму свидетельствует как само присутствие орогена, так и сейсмологические данные. Это же можно сказать и о распределении направлений сжатия — наблюдается сглаженное региональное распределение траекторий напряжений, в то время как в Горном Крыму данными реконструкций полей напряжений четко фиксируется локальный веер ориентировок сжатия — от субмеридионального в Восточном Крыму до северо-западного и субширотного на юго-западе Горного Крыма [Saintot et al., 1999; Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Муровская и др., 2018].

Решить проблему "отсутствия" Горного Крыма можно, предположив действие в пределах ВЧМП локализованного корового индентора [Гончар, 2013]. Близким подобному решению является принятое А. В. Чекуновым поле дифференцированных северо-западных смещений внутри плиты с максимумом, противостоящим Крымскому п-ову (см. рис. 1, б). [Чекунов, 1990; Молодые ..., 1994]. Автором [Гончар, 2013] было выдвинуто предположение, что известная Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий является маркером локального индентора в теле ВЧМП. Зона имеет северо-западное простирание и своим выступом вплотную подходит к цент-

ральной вогнутой части южного берега Крыма. Оконтурив зону и придав ей вектор автономного в пределах ВЧМП движения к северо-западу, можно в рамках моделирования получить как локализованный максимум деформирования в Крымском секторе, так и соответствующий ему веер ориентировок оси сжатия (рис. 5, г). В этом случае мы абстрагируемся от общей фоновой деформации, которую создает в регионе воздействие Аравийского индентора. Действие локализованного индентора ВЧМП как причины возникновения Горного Крыма следует рассматривать как один из возможных вариантов протекания тектогенеза в Восточно-Черноморском регионе, так как само наличие его пока остается гипотетическим.

Таким образом, применение плановой модели показало следующее:

1) наличие упрочненных областей, соответствующих полям субокеанической коры Западно- и Восточно-Черноморской впадин, приводит к перераспределению поля деформаций в регионе и формированию вытянутого вдоль северо-восточного края ВЧМП максимума, который можно сопоставить с Центральным и Северо-Западным Кавказом;

2) упрочненная область ВЧМП приобретает поле смещений преимущественно северо-западного простирания с пониженным в 1,5—2 раза относительно соседних областей (Восточной Анатолией, Северо-Западным Кавказом и валом Андрусова) уровнем деформированности, что соответствует сейсмо тектоническим данным;

3) деформации, обусловленные движением Аравийской плиты, не создают достаточных условий для орогенеза вдоль северо-западной границы ВЧМП (Крымский сектор); требуемые усиление деформаций и перераспределение узора траекторий нормальных напряжений получаются, если использовать независимый локальный индентор внутри ВЧМП, совпадающий с контурами Алуштинско-Батумской зоны магнитных аномалий.

При этом констатируем, что данные о смещениях на юго-восточной границе ВЧМП в модели и по GPS-наблюдениям расходятся (см. [Reilinger et al., 2006]). Таким образом, сохраняется противоречивость представлений о кинематике плиты (см. рис. 1, б), которую по результатам моделирования не удалось разрешить. Эту проблему, в ожидании результатов трехмерного численного моделирования мы переадресуем на будущее.

**Деформация литосферы в пересечениях Центрального Кавказа, Азовского сектора и Горного Крыма (упруговязкопластическое приближение).** Переходя к моделированию деформаций в разрезе литосферы, мы реологически усложняем задачу, добавляя литосфере свойство упруговязкости на допластическом этапе. Практически это осуществляется использованием релаксационных модулей упругости [Фадеев, 1987]. За основу первоначального (предколлизийного) состояния принята термальна модель пострифтовой литосферы Восточно-Черноморской впадины после 35 млн лет остывания (рис. 6, а и б). Распределение температуры использовалось для расчета вязкости по формуле  $\eta_t = Ae^{E/RT}$ , где  $E$  — энергия активации ( $300 \cdot 10^3$  Дж/моль),  $R$  — газовая постоянная (8,31 Дж/(моль · К)),  $T$  — абсолютная температура,  $A$  — константа ( $1 \cdot 10^9$  Па · с). Верхним пределом для вязкости в коре и верхней мантии принималась эффективная вязкость пластического деформирования  $\eta_p$  (см. [Трубицын, 2012]), значения которой принимались в расчет при условии  $\eta_p < \eta_t$ . Получаемое распределение вязкости показано на рис. 5, в. Деформация астеносферы реализовывалась как эффективно нелинейно-вязкая.

На основе единого механизма инденторного деформирования изучались особенности развития трех типовых обстановок орогенеза вдоль пересечений Центрального Кавказа, Азовского сектора и Крыма (рис. 6, г). В процессе моделирования осуществлялось пошаговое горизонтальное смещение индентора, в качестве которого выступала верхняя часть литосферы



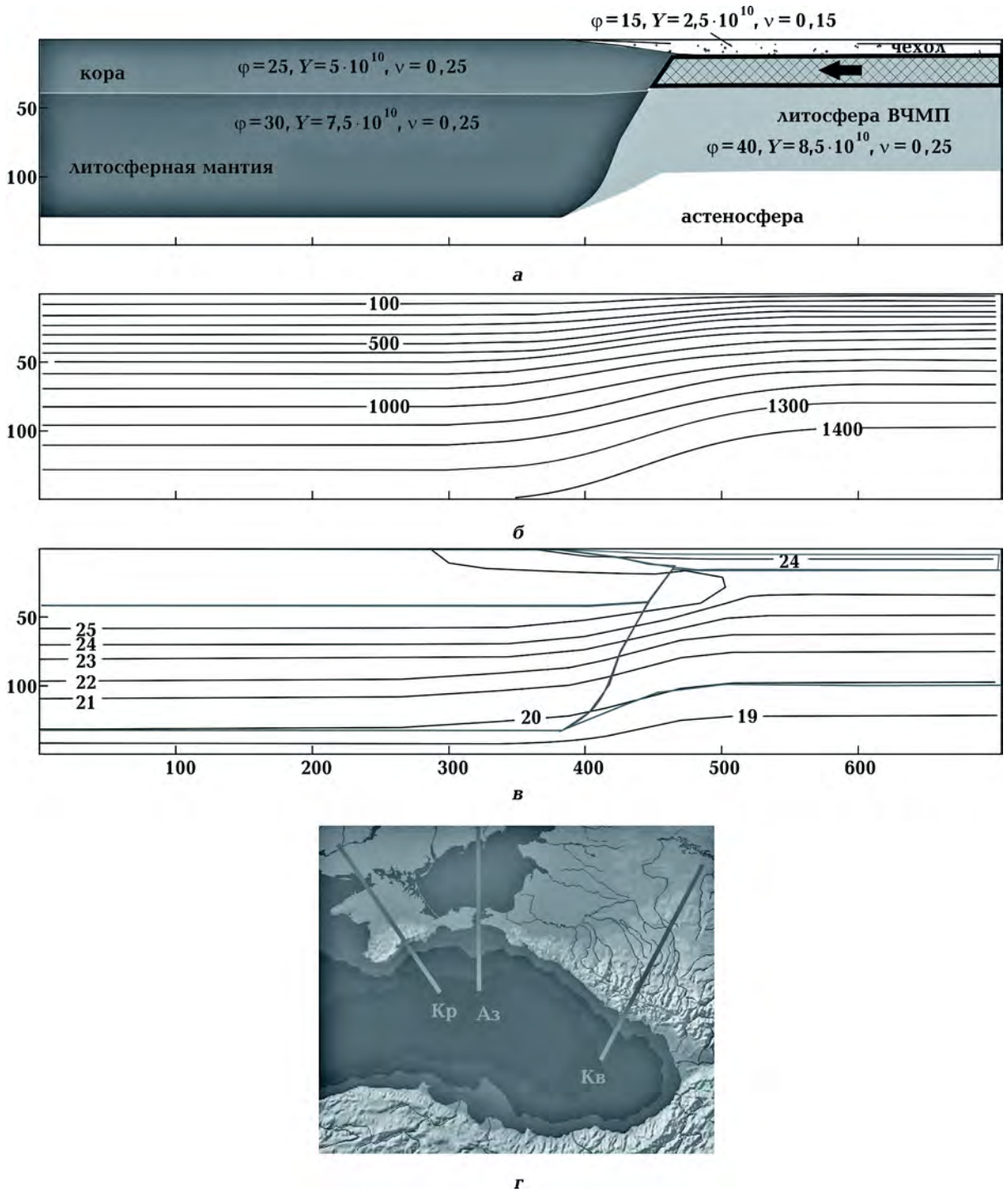


Рис. 6. Исходные параметры моделирования вертикальных сечений литосферы при инденторном деформировании: *а* — контуры коры и литосферной мантии (заштрихован коровый индентор);  $\varphi$  — угол внутреннего трения (градусы),  $Y$  — модуль Юнга ( $\text{кг/м}^2$ ),  $\nu$  — коэффициент Пуассона; *б* — распределение температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ), заданное для расчета вязкости; *в* — распределение логарифма вязкости базовой модели; *г* — расположение модельных профилей (Кр — Крымский, Аз — Азовский, Кв — Кавказский).

ры ВЧМП глубиной до 40 км. Отслеживалась форма поверхности деформируемой континентальной литосферы, фиксировалась величина пикового поднятия;

применялось удаление части чехла, поднимавшегося выше нулевой отметки ре-

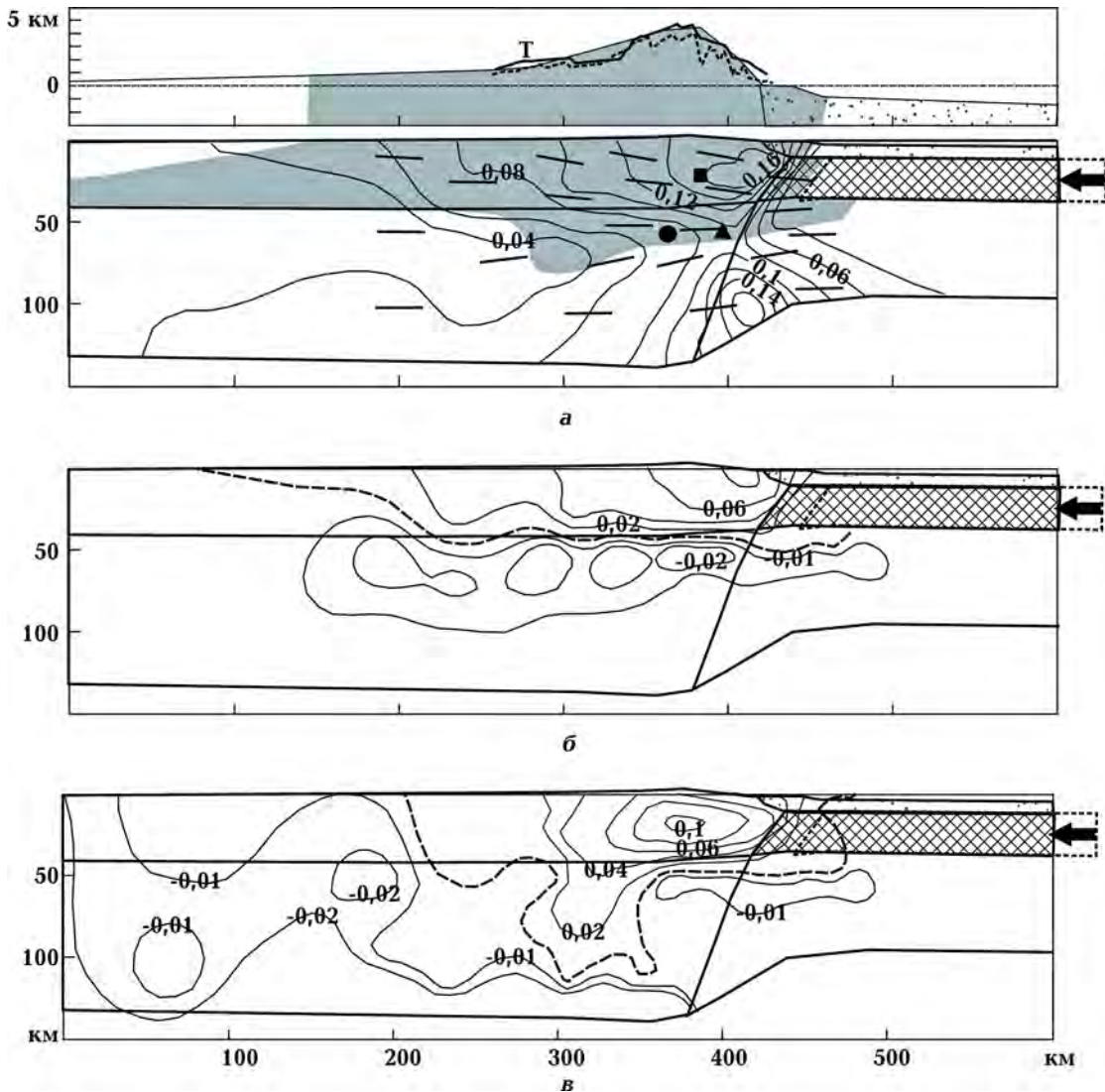


Рис. 7. Модель деформаций литосферы Центрального Кавказа: *а* — профили поверхности (вверху) и величин эквивалентной деформации совместно с ориентировками осей сжимающих напряжений (*T* — кривая тектонического подъема Центрального Кавказа (штриховая) — профиль современного рельефа) в пересечении Сухуми—Черкесск по [Лиленберг, 1980]; тонировкой отмечена область пластического деформирования литосферы); *б* и *в* — распределение объемной деформации в базовой модели (*б*) и при усиленной пластичности литосферной мантии (*в*).

льефа, но по отношению к поверхности фундамента (консолидированной коры) эрозия не учитывалась, что позволило сравнивать поднятие поверхности в модели с данными о тектонических движениях.

*Центральный Кавказ и обобщающая схема развития инденторного орогенеза.* Критерием соответствия было наилучшее приближение модельного профиля с профилем неотектонических вертикаль-

ных движений Центрального Кавказа вдоль линии Сухуми—Черкесск [Лиленберг, 1980]; оптимальное совпадение расчетного и наблюдаемого профилей подъема поверхности достигается на 24 км продвижения индентора ВЧМП (рис. 7, *а*). Что существенно в деформационном состоянии литосферы: максимум эквивалентной деформации достигается в коре под орогеном, при этом он заметно выдвинут под

склон впадины ближе к индентору, — там деформация достигает величин 0,16, а под пиком орогена она снижается до 0,14; максимальными деформациями (но при быстром снижении их уровня в сторону впадины) охвачен осадочный клин, примыкающий к орогену; пониженным уровнем пластического деформирования охвачен фронт индентора ВЧМП. Сформирован также противостоящий верхнему коровому нижний максимум деформации аналогичной интенсивности, охватывающий клинообразный выступ литосферы субокеанической впадины на границе с астеносферой, где она обладает наименьшей вязкостью. Поле пластической деформации охватывает практически всю кору и проникает в литосферную мантию под орогеном на глубину до 80 км. Оси сжатия имеют слабые наклоны: в коре — с падением в сторону впадины, в мантии — с падением в сторону континента. В целом они образуют слабый веер, расходящийся от индентора.

О распределении устойчивых условий пластического и упруговязкого деформирования литосферы свидетельствует поле объемной деформации  $\varepsilon_v = \varepsilon_1 + \varepsilon_2$  (рис. 7, б). В коре зона пластичности приблизительно совпадает с полем положительного изменения объема ( $\varepsilon_v > 0$ ), т. е. дилатансии. В используемом здесь ассоциированном законе пластического течения коэффициент дилатансии равен коэффициенту внутреннего трения [Бугров, 1974; Вялов, 1978]. Максимальные величины "разрыхления" пород (0,06—0,08) приурочены к наиболее поднятой части и склону впадины, где развиваются и наибольшие деформации формы. В верхах литосферной мантии под орогеном, где реализовано пластическое течение с упрочнением, увеличения объемной деформации не происходит, за исключением небольшой зоны на границе с субокеанической плитой и в пределах последней. С учетом важности и слабой изученности данных о характере объемной деформации при орогенезе было проведено моделирование при обратном соотношении критериев пластического

перехода для коры и мантии: первая была принята более жесткой (угол внутреннего трения 30°), вторая — более податливой (25°). Результат привел к ожидаемому эффекту — область с положительной дилатансией проникает и в литосферную мантию на глубины до 100 км в тылу орогена (рис. 7, в).

На ключевой вопрос исследования: как соотносится процесс деформирования литосферы с формированием орогена на ее поверхности, ответ дают графики, на которых сопоставлены траектории вертикального и горизонтального движений на пике орогена и кривые деформаций объемов в коре и верхней мантии в координатах смещения индентора (рис. 8). Во-первых, видно, что довольно значительная (порядка 1/4) начальная составляющая продвижения индентора сопровождается не ростом, а погружением поверхности будущего орогена, правда незначительным — до 150 м. Этому интервалу соответствует участок траектории преимущественно упруговязкого деформирования, протекающий с уменьшением объема. Рост орогена начинается со старта пластического деформирования коры, соответственно которому резко изменяется направленность кривых деформирования; по кривой объемной деформации видно, что процесс увеличения объема начинается при отрицательных значениях  $\varepsilon_v$ . Кривая подъема орогена имеет экспоненциальный характер, что указывает на ускоренный рост относительно равномерного поступательного движения индентора. Фазы усиления роста орогена соответствуют переходам к пластическому деформированию в объемах подкоровой литосферной мантии, которые фиксируются по кривым деформирования. Первый вклад в орогенез поступает от участка мантии, расположенного ближе к индентору, так как именно оттуда разрастается зона пластичности. Горизонтальное же смещение пика орогена, как следует из графика (рис. 8, а, вверху), проявляется близким к линейному и достигает величины 18 км к концу деформирования.

Базовая модель подходит для концептуального объяснения трех типовых проявлений орогенеза в пересечениях Центрального Кавказа, Крыма и Азовского сектора. Соответствующие им места вдоль кривой вертикального движения примерно обозначены на рис. 7, а, в соответствии которым могут быть поставлены разные величины смещения индентора. В случае Азова литосфера испытывает первичное погружение поверхности, находясь в условиях упруговязкого, допластического деформирования. Это состояние вызвано небольшим масштабом смещения индентора по сравнению с участками, где развит классический орогенез. Ясно, что малые тектонические погружения, проявляющиеся в этом случае, будут усилены изостатической нагрузкой осадков, поступающих со склонов соседних, более "успешных" орогенов Крыма и, особенно, Кавказа. Таким может быть механизм формирования синорогенного молассового прогиба.

Обобщенная модель процессов орогенеза, протекающих в северном обрамлении ВЧМП, при обращении к конкретным участкам требует уточнения, и от некоторых ее параметров надо отойти. В первую очередь, это касается вязкости. При моделировании Горного Крыма и Кавказа, в истории которых присутствие начального, пусть слабого погружения не доказано имеющимся фактическим материалом, от него лучше избавиться или свести к минимуму. Достигается это общим понижением вязкости примерно на четверть порядка. Для Азовского сектора, напротив, чтобы усилить нисходящие движения, которые явно доминируют, вязкость модели увеличена на порядок. Учитывая первостепенную зависимость вязкости литосферной мантии от температуры, правильно будет говорить в их случаях об относительно разогретой и холодной литосфере.

*Горный Крым.* Согласно обобщенному подходу орогенез в Крыму является отображением более ранней стадии развития Центрального Кавказа. При смещении

индентора равном 13 км профиль поднятия в модели хорошо совмещается с профилем суммарных неотектонических движений в центральном пересечении, составленном по данным работы [Бабак, 1961]. По сравнению с моделью Кавказа, общая деформированность литосферы меньше примерно в два раза. Хотя поле пластической деформации в коре осталось в прежних размерах, значительно уменьшилось распространение ее в подкоровой литосфере. Также в два раза сократилось положительное (дилатансионное) изменение объема в коре. Другое важное совпадение касается распределения очагов землетрясений в центральной части сейсмофокальной зоны Крыма и изолиний эквивалентной деформации (рис. 9, в). Как видно, характерное "облако" концентрации гипоцентров почти полностью заключено в объеме максимума коровой деформации модели с уровнем 0,08—0,09. Такое "попадание" продолжает намечившуюся ранее тенденцию следования мест концентрации очагов крымских землетрясений местам локализации пластической деформации в упругопластических моделях, использующих критерий Кулона [Гончар, 2013, 2015]. Это может иметь сеймопрогностическое значение, однако сейчас этот факт — лишь еще одно подтверждение того, что тестируемая модель инденторного деформирования литосферы Крыма соответствует реальности.

"Облачный", т. е. размытый, характер распределения сейсмичности может указывать на то, что землетрясения возникают за счет подвижек по рассеянным, вероятно, по-разному ориентированным разломам, а не вдоль какого-либо основного разломного направления. Скорее всего, реализуется известная в экспериментальной тектонике система сопряженных сколов, обеспечивающих приблизительно равномерное распределение деформации в объеме. Более детальный анализ распределения сейсмичности обнаруживает группирование очагов вдоль отдельных линейных зон, проецирующихся на уступ континентального склона и имею-

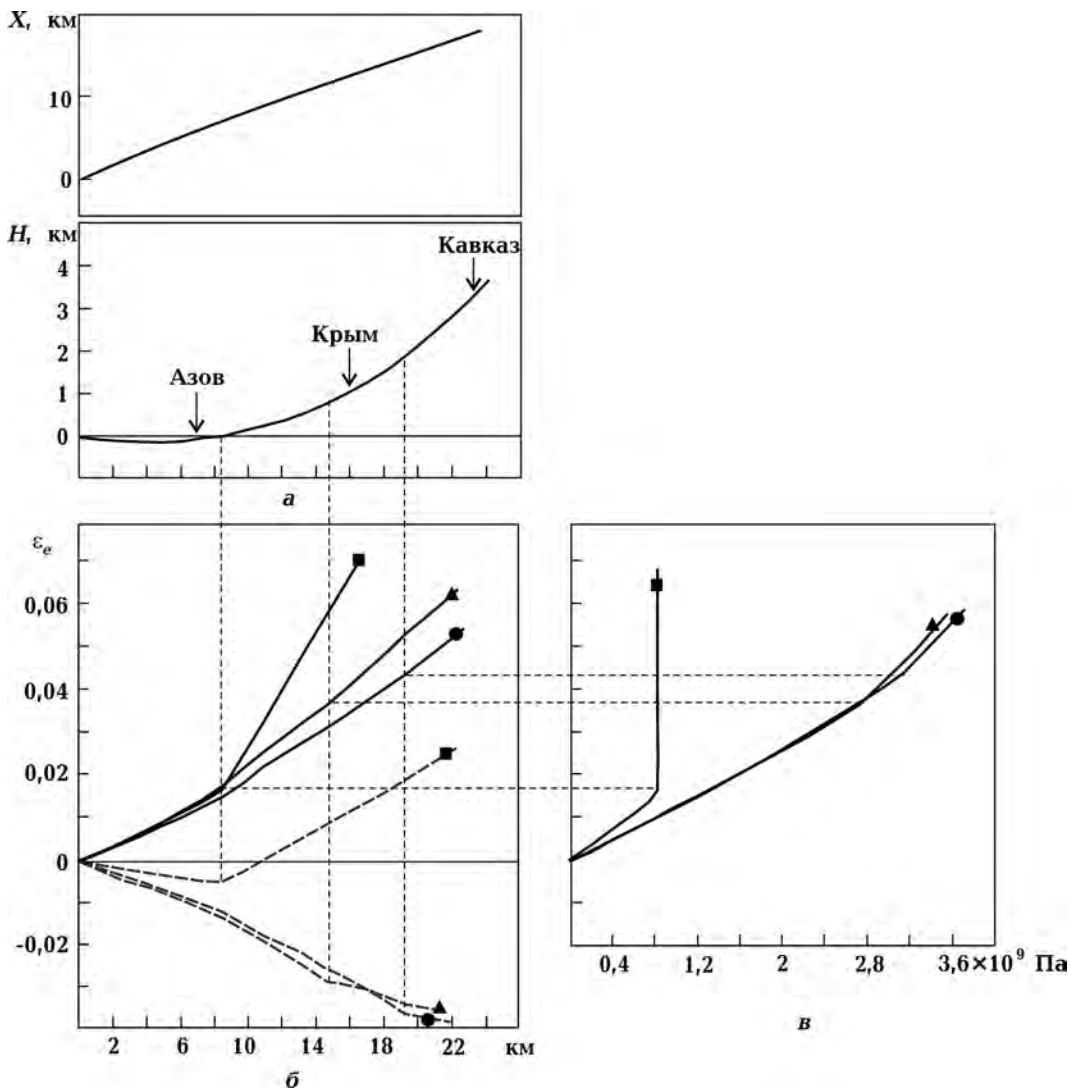


Рис. 8. Графики движений пиковой точки орогена в сопоставлении с деформационными кривыми (на основе модели Центрального Кавказа): *a* — графики вертикального и горизонтального (вверху) движения высшей точки орогена, по горизонтали — величины смещений индентора; *б* — деформационные кривые для эквивалентной и объемной (штриховая линия) деформаций в координатах смещения индентора; фигуративными точками — прямоугольника, треугольника и круга — обозначены кривые, соответствующие точкам коры и мантии на рис. 7, *a*; *в* — деформационные кривые в традиционных координатах "напряжения—деформации". См. пояснения в тексте.

щих подчиненный, локализованный характер [Гончар, 2013]. Все это указывает на отсутствие единого корового надвига под Горным Крымом. Существование единого крупного разлома в условиях пластической коры отразилось бы в локализации сейсмотектонической деформации вдоль него и к разгрузке окружающих объемов. Сомнение в существовании струк-

туры типа "главного надвига" высказывают и исследователи Кавказа (см. работу [Сомин, 2015] и ссылки в ней).

*Азовский сектор.* В соответствии с обобщенным толкованием модели (см. рис. 8), морской Азовский сектор, содержащий во фронте Керченско-Таманскую складчатую дугу, но испытывающий преимущественное погружение, может представ-



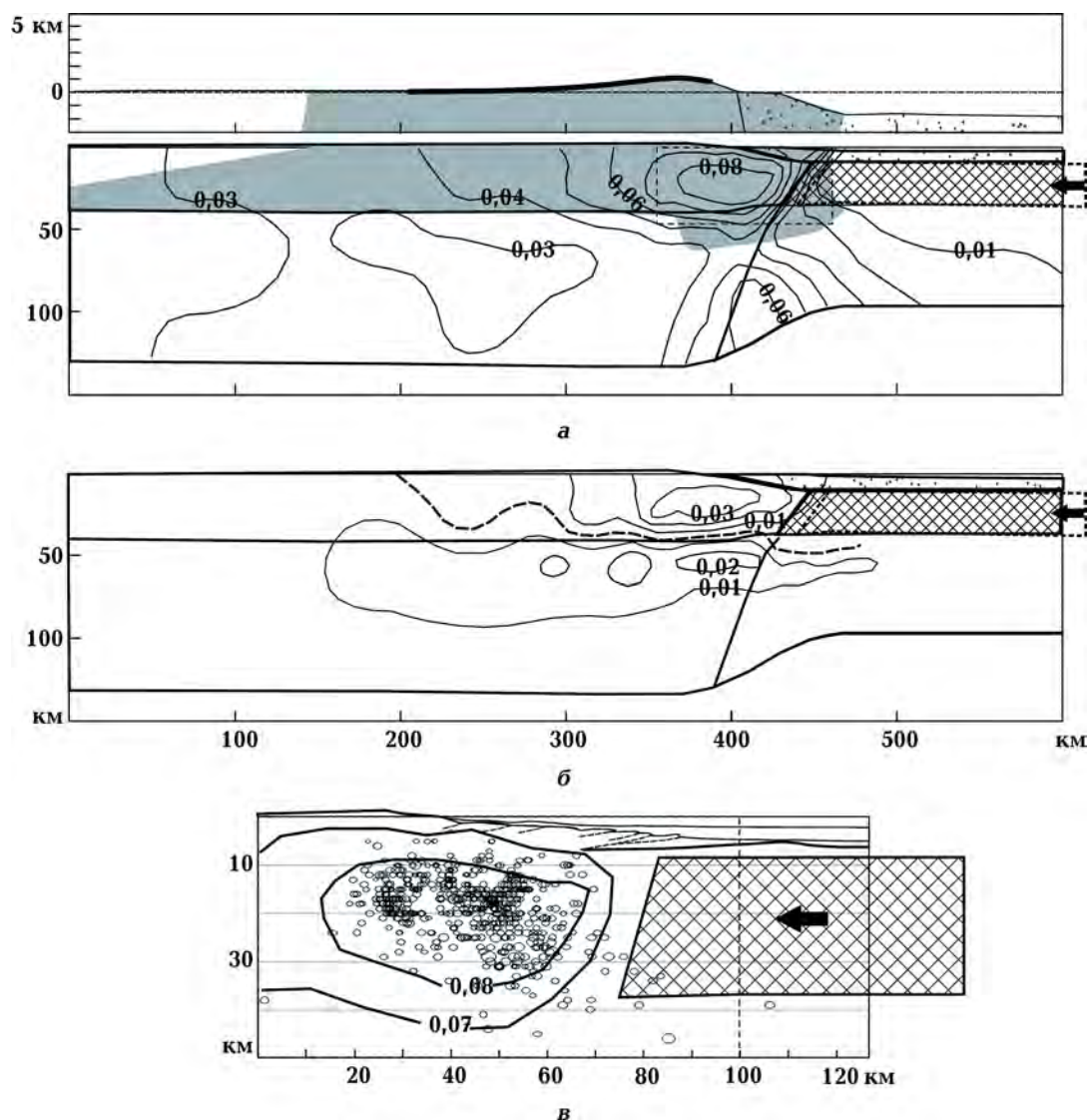


Рис. 9. Модель деформаций литосферы Горного Крыма: *а* — профили поверхности (вверху) и величин эквивалентной деформации; жирной линией нанесена кривая тектонического подъема Крыма в центральном пересечении за период с миоцена по средний плейстоцен, по данным [Бабак, 1961]; *б* — профиль объемной деформации; *в* — соотношение деформаций с распределением очагов землетрясений под Горным Крымом (по [Гончар, 2013]) в увеличенном масштабе; расположение врезки см. на профиле *а*.

лять собой участок литосферы, “зависший” на начальном этапе инденторного деформирования, который, как было выяснено в модели, характеризуется нисходящими тектоническими движениями. Чтобы развить эти представления и сопоставить прогнозные погружения литосферы с теми, что происходили в действительности в его пределах, необходимы палеотектонические реконструкции, сни-

мающие вклад осадочного чехла (бэкстриппинг). Пока таких исследований не проведено, можно использовать приближенный качественный анализ. Усилим погружение в модели, для чего используем представление о более вязкой или, что практически то же самое, более холодной континентальной литосфере.

Увеличив вязкость в исходной модели (см. рис. 7, в) на порядок и достигнув ко-

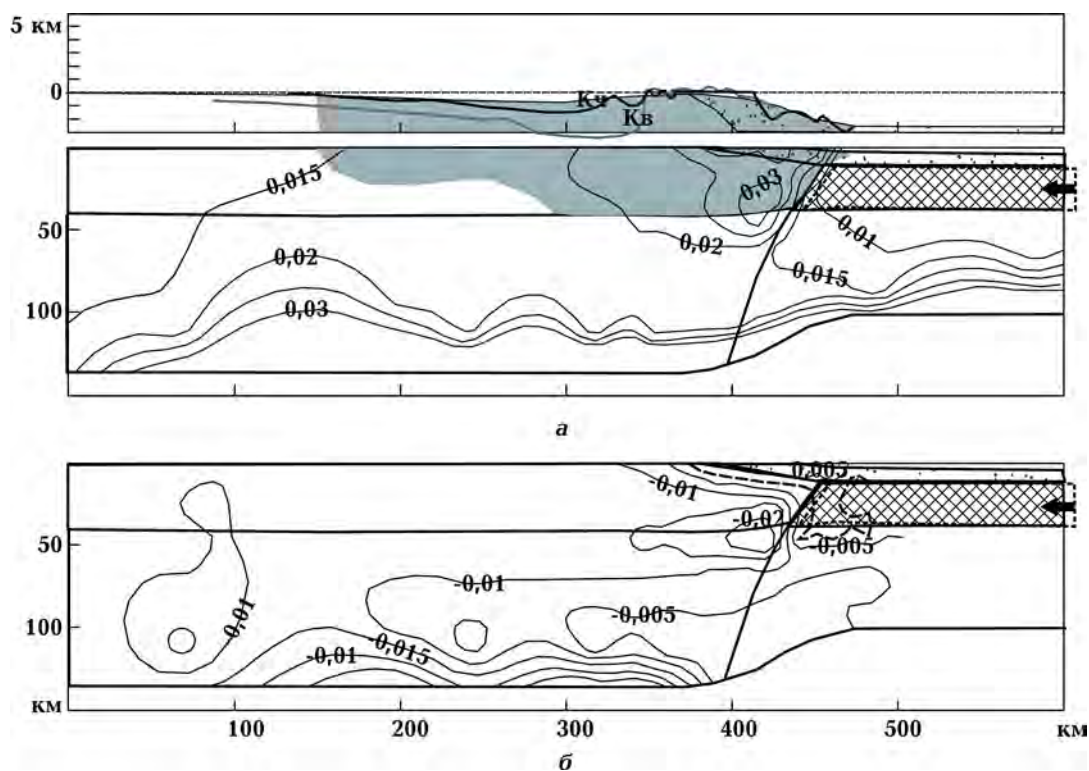


Рис. 10. Модель деформаций литосферы Азовского сектора: *а* — профили поверхности (вверху) и величин эквивалентной деформации; для сравнения вынесено положение доорогенных поверхностей в современных разрезах Северо-Западного Кавказа (Кв, по [Ershov et al., 2003]) и Керченского пересечения (Кч, по [Геология ..., 1986]); *б* — профиль объемной деформации.

нечного смещения индентора 8 км, получим ситуацию, которую можно сопоставить с процессами, происходящими в литосфере Азовского сектора (рис. 10). Правомочность такого сопоставления подтверждается сравнением полученной поверхности литосферы в модели с профилями доорогенной (кровли майкопской серии) поверхности в регионе. Первый профиль соответствует окончанию Северо-Западного Кавказа [Ershov et al., 2003], второй — Керченской части сектора [Геология ..., 1986]. Видно, что Керченский профиль удовлетворительно соотносится с положением поверхности. Расхождение проявляется по глубине положения доорогенной поверхности, что не удивительно, так как в модели не рассматривается влияние на погружение осадка, отложившегося после начала орогенеза. Важно то, что депоцентры в модели и в природной впадине совпадают, находясь примерно на

одинаковом расстоянии от синорогенного поднятия — около 80 км от пиковой точки. Расхождение между модельным профилем поверхности и положением подошвы майкопской серии для Северо-Западного Кавказа значительно больше, оно заключается в значительном ее погружении и более сложной форме изгиба. Все это может быть связано с влиянием нагрузки синорогенных осадочных отложений. Таким образом, ясно, что применяемая модель инденторного орогенеза может рассматриваться в качестве подходящего приближения и в случае Азовского сектора орогенического обрамления ВЧМП, испытывающего по преимуществу нисходящие движения.

Литосфера на азовском этапе выглядит слабodeформированной (см. рис. 10). Пластически деформируется только часть коры, примыкающая к границе с индентором. Максимальные деформации (до 0,03)

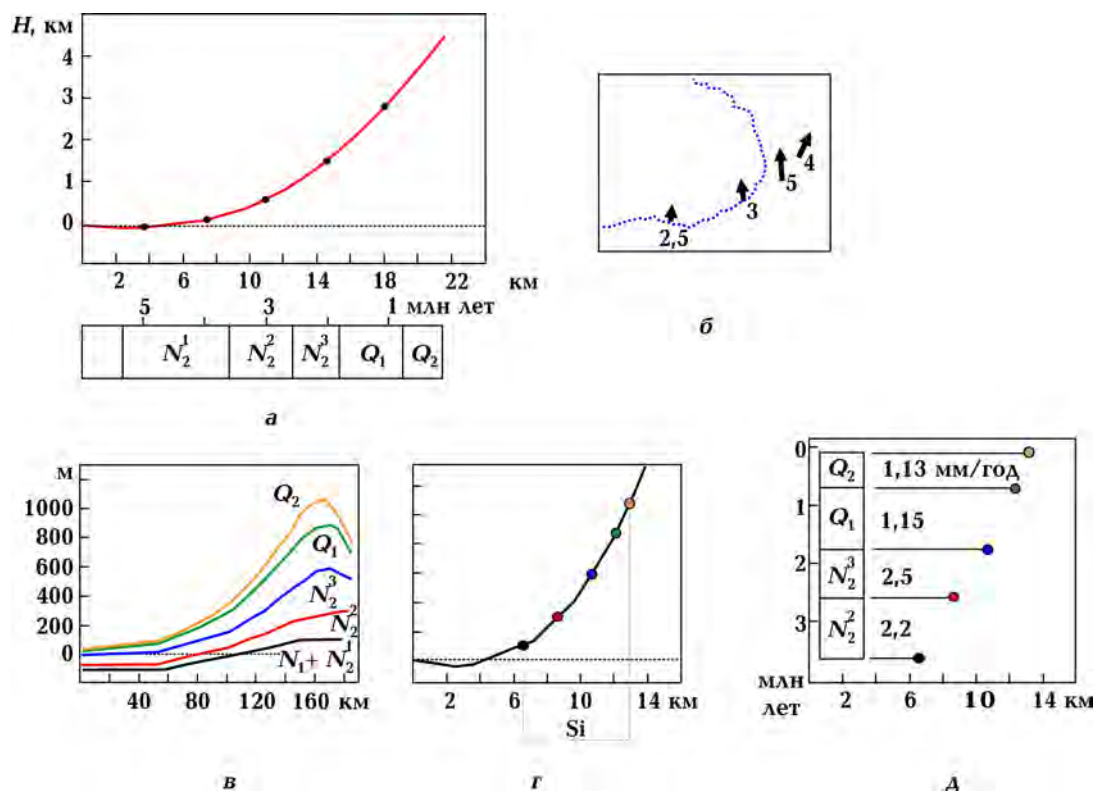


Рис. 11. Параметры вертикальных и горизонтальных движений при орогенезе на Центральном Кавказе и в Крыму: *а* — кривая вертикальных движений пика орогена в модели Центрального Кавказа; точками отмечены равные по времени интервалы, для которых определялась скорость вертикальных движений; *б* — векторы современных горизонтальных смещений поверхности вблизи юго-восточного побережья Черноморской впадины по GPS-данным [Reilinger et al., 2006] (цифры указывают величины скорости, мм/год); *в* — профили неотектонических движений вкост Центральной части Крыма для разных стратиграфических интервалов (с раннего плиоцена по средний плейстоцен), составленные по данным [Бабак, 1961]; *г* — сопоставление интервальных значений подъема Горного Крыма с кривой вертикальных движений пика орогена в модели (аналогичной для Центрального Кавказа (рис. 11, *а*)); *д* — получаемая величина смещений индентора под Горным Крымом; *е* — интерпретация величин смещений индентора во временном масштабе; для соответствующих стратиграфических интервалов вынесены получаемые скорости.

традиционно приурочены к передней части коры и к верхней части осадочного клина. На профиле объемной деформации дилатансионная зона в коре и чехле только начинает проявляться (максимальное значение 0,005). Все остальное пространство континентальной литосферы охвачено объемным сжатием, чем и обеспечиваются нисходящие движения поверхности.

**Временная шкала орогенеза, скорости движений.** Соответствующая модели развития Кавказа кривая вертикальных движений в координатах горизонтального

смещения индентора показана на рис. 11, *а*. Чтобы предать ей временную шкалу, примем во внимание имеющиеся в литературе GPS-данные о скоростях горизонтальных смещений вблизи Черноморского побережья Кавказа [Reilinger et al., 2006] (рис. 11, *б*). Векторы имеют некоторый разброс величин и направлений с тенденцией к уменьшению скорости в сторону морской впадины. Для прикидки длительности тектонических движений примем среднее значение из четырех векторов 3,6 мм/год как среднее значение скорости нормальной компоненты смещения

индентора ВЧМП в направлении Кавказа. Так как полученное для нашего примера общее смещение составляет 22 км, время движения составит примерно 6 млн лет. Эту величину равномерно распределим вдоль пространственной шкалы движений. Используя Международную стратиграфическую шкалу ISC, определим стратиграфические рубежи смещений. Начало движения индентора (соответственно, деформации Кавказской окраины Евразийской плиты) попадает близко к рубежу миоцена и плиоцена (месиний). Начало подъема Кавказа начинается около 5 млн лет назад в раннем плиоцене, что в динамике деформирования определяется упругопластическим переходом в коре. Выраженный подъем (выше нулевой отметки) начинается позже на 300 тыс. лет, т. е. в течение 1,3 млн лет инденторная деформация в точке будущего пика орогена отражалась в виде очень слабых нисходящих (до –50 м) и затем восходящих до 0 м вертикальных тектонических движений. Вдоль всего профиля континентальной плиты, как свидетельствует моделирование (см. рис. 7, а), могло происходить и более существенное погружение, вызванное отрицательной объемной деформацией. На рубеже 4 млн лет подъем существенно интенсифицируется. Рост высшей точки в модели осуществляется нелинейно — с ускорением, что связано с последовательным подключением к пластическому деформированию различных объемов подкоровой литосферы (см. рис. 8). Для пяти временных интервалов длительностью 1 млн лет получают следующие скорости подъема пика орогена: 0,15; 0,5; 0,9; 1,3; 1,6 мм/год. Средняя скорость всего новейшего поднятия на интервале 5—0 млн лет составит 0,9 мм/год. Эта величина практически совпадает со средними скоростями эксгумации Центрального Кавказа 0,9—1 мм/год, полученными на основе низкотемпературной термохронومتрии [Avdeev, Niemi, 2009].

Для Крыма, как уже отмечалось, используется та же модель, но остановлен-

ная на более ранней стадии (13 км продвижения индентора). Район Крымской коллизии более сложный для сопоставления данных, чем Центральный Кавказ, так как здесь отсутствуют непосредственные GPS-наблюдения, касающиеся ВЧМП. Однако сравнение с кривой суммарного неотектонического поднятия Крыма (миоцен — средний квартал, по данным [Бабак, 1961]) в центральном пересечении дает практически идеальное совпадение (см. рис. 9, а), на чем и будем основываться. В указанной работе имеется набор карт промежуточных тектонических движений для рубежей конца раннего, среднего и позднего плиоцена, раннего и среднего квартала. Составленные на их основе профили демонстрируют динамику роста Горного Крыма (рис. 11, в). Используем величины пиковых поднятий для каждого этапа, чтобы оценить вероятную скорость смещения индентора. Достигаемые высоты вынесены на кривую роста поднятия в модели (рис. 11, г). В результате видно, что за 3,5 млн лет (с конца раннего плиоцена по средний квартал) индентор прошел расстояния 6,4 км со средней скоростью 1,8 мм/год. На отдельных этапах его скорость варьировала так: 2,2; 2,5; 1,15 и 1,13 мм/год, т. е. в позднем плиоцене она выросла на 0,3 мм/год, а в начале четвертичного периода упала в 2 раза и оставалась практически неизменной. Как видно, рассчитанные скорости движения ВЧМП вблизи Крыма в целом меньше современных скоростей, которые дает GPS для крайнего ее юго-восточного фланга перед Центральным Кавказом (средняя меньше в 2 раза). При этом оценки, полученные для середины и конца плиоцена, близки величине современного горизонтального движения, определенного GPS на юго-восточном, анатолийском побережье ВЧВ.

Если сохранить скорость продвижения индентора в среднем плейстоцене на оставшееся время четвертичного периода, то общая величина достигнет 14 км. Полученное таким образом в модели продвижение индентора, сформировавшее под-

нятие Горного Крыма, оказывается вдвое меньше, чем та величина, которая была получена автором в более раннем моделировании модели [Гончар, 2013] — около 30 км. Разница может быть следствием того, что в вертикальной модели не учитываются явные горизонтальные компенсационные движения в Юго-Западном Крыму, приводящие к его латеральной экструзии [Гончар, 2015]. Они могли вбирать недостающие величины движения индентора. Впрочем, оценка в 30 км была получена, исходя из плановой модели, и, в свою очередь, может неточно отражать компоненты, связанные с вертикальным ростом орогена, т. е. быть завышенной. В работе [Nakarulyukh et al., 2018] на основе техники сбалансированных разрезов получены 12 км сокращения в пределах складчатой зоны прогиба Сорокина. Это почти то же самое, что и рассчитанная здесь величина смещения ВЧМП, являющейся фундаментом для отложений прогиба Сорокина.

Учитывая приведенное сравнение данных моделирования и независимых наблюдений, рабочими можно принять следующие средние скорости ВЧМП в позднем миоцене—квартере: ортогонально Кавказу 3,6 мм/год, ортогонально Крыму — 1,8 мм/год; для Азовского сектора предварительно можно рассматривать величину порядка 1 мм/год. В самых ранних геодинамических построениях скорость ВЧМП оценивалась гораздо выше, например порядка 20 мм/год для всей плиты [Вардапетян, 1979]. Ортогонально Кавказу минимальная скорость сближения указывалась в интервале 13—18 мм/год [Philip et al., 1989]. Но уже в работе [Паталаха и др., 2003] на основе численного моделирования была получена близкая средняя оценка смещения ВЧМП 3 мм/год.

Уменьшение скорости вдоль кавказского побережья качественно вписывается в картину неравномерного движения деформируемой ВЧМП (см. рис. 5, б), и, возможно, для объяснения орогенных процессов на этом отрезке ее северо-запад-

ной границы достаточно будет принятие плановой модели деформаций под влиянием Аравийского индентора. Усиление смещения в направлении Крыма остается необъяснимым в ее рамках и принимаемая гипотеза локализованного индентора в теле ВЧМП, маркируемого Алуштинско-Батумской зоной магнитных аномалий (см. рис. 5, г), остается в повестке текущих исследований.

**Выводы.** Северное орогеническое обрамление Восточно-Черноморской субокеанической впадины представлено внешне очень разными сегментами: высокогорным поясом Кавказа, орогенной "подковой" Крыма и разделяющей их угловой Азовской молассовой депрессией. Все они рассматриваются как удаленные производные Евро-Аравийской коллизии. Ключевая роль в их формировании отводится Восточно-Черноморской микроплите, наделяемой инденторными свойствами. Основные возникающие в этой связи вопросы — каким образом реализуется роль ВЧМП как регионального индентора и в чем причина тектонического разнообразия ее обрамления. В поиске ответов на них было выполнено численное моделирование, использующее наиболее реалистичное упруговязкопластическое реологическое приближение для литосферы. В плановой модели было показано, что присутствие жесткого включения, соответствующего субокеанической коре Восточно-Черноморской впадины, обеспечивает перераспределение деформаций с усилением вдоль ее северо-восточного фланга, что создает условия для формирования Кавказского хребта с характерным для него снижением интенсивности тектонического деформирования в северо-западном направлении. Вместе с тем установлено, что само такое присутствие не обеспечивает формирования (во всяком случае, с очевидностью) Крымского горного сооружения. Как и прежде, чтобы получить Крымский максимум деформаций, пришлось задействовать гипотетический Алуштинско-Батумский индентор внутри Восточно-Черноморской впадины. Данные



о смещениях на ее юго-восточной границе в модели и по GPS-наблюдениям расходятся. В результате моделирования не удалось разрешить противоречивость представлений о кинематике плиты.

Более согласованным с внешними данными является проведенное моделирование трех вертикальных сечений литосферы в пределах Центрального Кавказа, Крыма и Азовского сектора. Предварительное рассмотрение глубинных сейсмомографических разрезов привело к выводу, что инденторными (повышенными прочностными) свойствами может обладать только самая верхняя часть литосферы Восточно-Черноморской впадины — кора и самые верхи мантии до глубины 40 км. Оказалось, что и такой мощности достаточно, чтобы сформировать контуры поднятий поверхности и распределение деформаций коры, близких с морфо- и сейсмотектоникой орогенов. Достаточными оказались и весьма небольшие масштабы смещений индентора: 22 км в случае Кавказа, 14 км — Крыма, 8 км — Азовского блока. Моделирование продемонстрировало связи между поверхностным выражением орогенеза и протекаю-

щей в недрах деформацией, чем определялась и этапность процесса. Начальное инденторное сжатие в силу упруговязкого деформирования с уменьшением объема приводит не к подъему, а к погружению поверхности, величина которого зависит от реологического состояния (вязкости) литосферы. Ключевым для начала орогенеза является упругопластический переход в коре, с осуществлением которого на фоне дилатансионного расширения коры развивается поднятие. Рост орогена протекает ускоренно, что обусловлено подключением к пластическому деформированию объемов в подкоревой мантии. Выявленная этапность протекания инденторного деформирования может отобразиться пространственно — в зависимости от вариаций скорости продвижения индентора и реологического состояния литосферы сформируется латеральная зональность проявлений орогенеза с возможной фиксацией погружения литосферы (усиленного осадконакоплением) в области с минимальной скоростью индентора и холодной литосферой. Такой механизм может быть предложен для Азовского молассового бассейна.

### Список литературы

- Асмус В. В., Дементьев В. Н., Рыбаков Л. Н., Юнга С. Л. Геодинамические структуры и сейсмический риск Северной Армении. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. 126 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. Москва: Недра, 1989. 382 с.
- Бабак В. И. Метод построения палеотектонических карт для изучения истории новейших тектонических движений. В кн.: *Неотектоника СССР*. Рига: Изд. АН Латв. ССР, 1961. С. 71—78.
- Бугров А. К. О решении смешанной задачи теории упругости и теории пластичности грунтов. *Основания, фундаменты и механика грунтов*. 1974. № 6. С. 21—23.
- Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. *Океанология*. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1066—1074.
- Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. Москва: Высшая школа, 1978. 447 с.
- Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. Ред. П. Ф. Шпак. Киев: Наук. думка, 1986. 150 с.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн*. 2014.

- Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Гобаренко В., Егорова Т., Стифенсон Р. Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 18—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116115>.
- Гончар В.В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря. *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2009. № 5. С. 3—11.
- Гончар В.В. К обоснованию механизма латеральной экструзии коры Горного Крыма. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 145—150. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111135>.
- Гончар В.В. Коллизионная модель Крымского орогена — опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116526>.
- Гончар В.В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. *Доп. НАН України.* 2003. № 3. С. 97—104.
- Гончар В.В. Пострифтовая эволюция впадин Черного моря. *Отечественная геология.* 2012. № 6. С. 73—82.
- Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе. *Океанология.* 2004. Т. 44. № 4. С. 600—610.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Тектоническая расслоенность вдоль раздела кора/мантия в фиолитовых разрезах. *Геотектоника.* 2005. № 1. С. 6—16.
- Лиленберг Д.А. Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа (по геоморфологическим и инструментальным данным). В кн.: *Современные движения земной коры.* Киев: Наук. думка, 1980. С. 196—214.
- Михайлов А.Е. Вопросы образования и развития впадины Черного моря. В кн.: *Южно-Черноморский вулканический пояс и его металлогения.* Москва: Наука, 1985. С. 78—89.
- Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 332 с.
- Муровская А.В., Ипполит Ж.-К., Шеремет Е., Егорова Т. Современные и палеонапряжения в пределах северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозойе — квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 1. С. 44—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.
- Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза. *Докл. АН.* 2010. Т. 430. № 4. С. 515—517.
- Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Горячие пояса Земли. Киев: Наук. думка, 2006. 309 с.
- Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев: Ємко, 2003. 226 с.
- Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона (к проблеме позднекайнозойского развития впадин Черного моря). *Океанология.* 2006. Т. 46. № 5. С. 703—714.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 157 с.
- Сомин М.Л. Миф о Главном Кавказском надиго. *Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания.* Москва: Геос, 2015. Т. 2. С. 179—182.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б.,

- Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезо-кайнозойский отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Трубицын В.П. Реология мантии и тектоника океанических литосферных плит. *Физика Земли*. 2012. № 6. С. 3—22.
- Фадеев А.Б. Метод конечных элементов в геомеханике. Москва: Недра, 1987. 221 с.
- Физика горных пород при высоких давлениях. Отв. ред. Г.А. Соболев. Москва: Наука, 1991. 209 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Чекунов А.В. Крым в системе разломов Черноморского региона. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1990. № 3. С. 20—24.
- Шрейдер Ал.А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря. *Океанология*. 2005. Т. 45. № 4. С. 582—604.
- Avdeev, B., & Niemi, N.A. (2009). Rapid Pliocene exhumation of the Central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry. *Tectonics*, 30 (2), TC2009. <https://doi.org/10.1029/2010TC002808>.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23 (2), TC2008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.
- Ershov, A.V., Brunet, M.-F., Nikishin, A.M., Bolotov, S.N., Nazarevich, B.P., & Korotaev, M.V. (2003). Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models. *Sedimentary Geology*, 156 (1-4), 95—118. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00284-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00284-1).
- Finetti, I., Bricchi, G., & Del Ben, A. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata*, 30 (117-118), 75—155.
- Leroy, M., Dauteuil, O., & Cobbold, P.R. (2004). Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres. *Geophysical Journal International*, 159 (1), 400—411. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02400.x>.
- Leroy, M., Gueydan, F., & Dauteuil, O. (2008). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2D conductive modeling. *Geophysical Journal International*, 172 (1), 464—476. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x>.
- Nakapelyukh, M., Belskyi, V., & Ratschbacher, L. (2018). Geometry and Cenozoic evolution of the Crimean fold-thrust belt from cross-section balancing and kinematic forward modeling. *Геофиз. журн.*, 40 (2), 12—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128877>.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., & Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 161 (1-2), 1—21. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90297-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90297-7).
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadeiriya, M., Hahubiya, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal Geophys Research*, 111, B05411. doi: 10.1029/2005JB004051.
- Saintot, A., Angelier, J., & Chorowicz, J. (1999). Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics*, 313 (1-2), 187—218. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00196-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00196-1).
- Saintot, A., & Angelier, J. (2002). Tectonic paleo-stress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics*, 357 (1-4), 1—31. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00360-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00360-8).

# East-European microplate as an indenter and its orogenic margin

V. V. Gonchar, 2019

A problem of modern orogenesis in the northern margin of the East-Black Sea microplate has been considered based on numerical modeling. It has been shown that only the upper part (up to 40 km) of its sub-oceanic lithosphere can possess indenter properties. It has been found for planned model that the presence of reinforced area corresponding to sub-oceanic crust of the East-Black Sea depression results in redistribution of deformation field and production of northwestern elongated maximum comparable with the Central and Northwestern Caucasus; the movement of the Arabian plate does not create sufficient conditions for orogenesis along northwestern border of the microplate (the Crimean sector), the required reinforcement of deformations and redistribution of paths of normal tensions is obtained if we use an independent local indenter coinciding with the outlines of Alushta-Batumi zone of magnetic anomalies. Models of orogenesis in vertical sections of lithosphere for the Central Caucasus, Crimea and the Azov sector have been worked out. The character of distribution of deformation fields has been established, zones of plastic and elastoviscous behaviour, three-dimensional compression and expansion (dilatancy) have been separated. The obtained scales of indenter displacement are: 22 km for Caucasus, 14 km — for Crimea, 8 km — for Azov. The plotted curves of vertical motions have nonlinear accelerating character that is connected with elastoviscous transitions in the lithosphere. Comparison of values obtained in the model with published independent data demonstrated if not a coincidence but their good accordance.

**Key words:** East- Black Sea region, Caucasus, Crimea, up-to-date orogenesis, numerical modeling, indenter, vertical and horizontal tectonic displacements.

## References

- Asmus, V.V., Dementiev, V.N., Rybakov, L.N., & Yunga, S.L. (1992). *Geodynamic structures and seismic risk of Northern Armenia*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 126 p. (in Russian).
- Belousov, V.V. *Basics of geotectonics*. Moscow: Nedra, 382 p. (in Russian).
- Babak, V.I. (1961). Method for constructing paleotectonic maps for studying the history of the latest tectonic movements. In *Neotectonics of the USSR* (pp. 71—78). Riga: Edition of the Academy of Sciences of the Latvian SSR (in Russian).
- Bugrov, A. (1974). On the solution of the mixed problem of the theory of elasticity and the theory of plasticity of soils. *Osnovaniya, fundamenty i mekhanika gruntov*, (6), 21—23 (in Russian).
- Vardapetyan, A.N. (1979). Late Cenozoic plate tectonics of the Black Sea-Caspian region. *Okeanologiya*, 19(6), 1066—1074 (in Russian).
- Vyalov, S.S. (1978). *Rheological foundations of soil mechanics*. Moscow: Vysshaya shkola, 447 p. (in Russian).
- Shpak, P.F. (Ed.). (1986). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Oil and gas content*. Kiev: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Yegorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Murovskaya, A.V. (2014). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).

- Gobarenko, V., Yegorova, T., & Stephenson, R. (2014). The structure of the Kerch peninsula and north-eastern part of the Black sea crust according to the results of local seismic tomography. *Geofizicheskij zhurnal*, 36 (2), 18—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116115> (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2009). Deep structure and formation conditions of the Black Sea margins. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, (5), 3—11 (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2015). On substantiation of mechanism of lateral extrusion of the crust of the Mountain Crimea. *Geofizicheskij zhurnal*, 37 (4), 145—150. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111135> (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2013). The collision model of the Crimean orogen — the experience of the finite element method. *Geofizicheskij zhurnal*, 35 (6), 146—164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116526> (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2003). The stress field Crimean Mountains and geodynamic interpretation. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (3), 97—104 (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2012). Postrift evolution of the Black Sea basin. *Otechestvennaya geologiya*, (6), 73—82 (in Russian).
- Kazmin, V. G., Lobkovskiy, L. I., & Pustovitenco, B. G. (2004). Present-day microplate kinematics in the Black Sea-South Caspian region. *Okeanologiya*, 44 (4), 600—610 (in Russian).
- Knipper, A. L., & Sharaskin, A. Ya. (2005). Tectonic stratification along the crust/mantle section in phylitic sections. *Geotectonika*, (1), 6—16 (in Russian).
- Lilienberg, D. A. (1980). General and regional patterns of the modern geodynamics of the Caucasus (according to geomorphological and instrumental data). In *Modern movements of the Earth's crust* (pp. 196—214). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Mikhailov, A. E. (1985). Questions of education and development of the Black Sea basin. In *South Black Sea Volcanic Belt and its metallogeny* (pp. 78—89). Moscow: Nauka (in Russian).
- Chekunov, A. V. (1994). *Young platform and Alpine fold belt. Lithosphere of Central and Eastern Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 332 p. (in Russian).
- Murovskaya, A., Hippolyte, J.-C., Sheremet, Ye., & Yegorova, T. (2018). Recent and paleo-stresses at the northern margin of the Black Sea and the Crimea Mountain in Meso-Cenozoic—Quarter (according to mechanisms of earthquakes foci and field tectonophysical data). *Geofizicheskij zhurnal*, 40 (1), 44—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013> (in Russian).
- Nikishin, A. M., Ershov, A. V., & Nikishin, V. A. (2010). Geological history of the Western Caucasus and conjugate marginal deflections based on the analysis of a regional balanced section. *Doklady AN*, 430 (4), 515—517 (in Russian).
- Orovetskiy, Yu. P., & Kobolev, V. P. (2006). *Hot Earth Belts*. Kiev: Naukova Dumka, 309 p. (in Russian).
- Patalakha, E. I., Gonchar, V. V., Senchenkov, I. K., & Chervinko, O. P. (2003). *The Indentor Mechanism in the Geodynamics of the Crimean Black Sea Region*. Kiev: Emko, 226 p. (in Russian).
- Patalakha, E. I., Senchenkov, I. K., & Gonchar, V. V. (2006). Viscous model of plate tectonics for the Black Sea region (in relation to the problem of the Late Cenozoic evolution of the Black Sea basins). *Okeanologiya*, 46 (5), 703—714 (in Russian).
- Puzyrev, N. N., Krylov, S. V., & Mishenkin, B. P. (1975). *Reconnaissance techniques for deep seismic surveys*. Novosibirsk: Nauka, 157 p. (in Russian).
- Somin, M. L. (2015). The Myth of the Main Caucasian Thrust. *Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere: general and regional aspects. Proceedings of the XLVII Tectonic Meeting* (Vol. 2, pp. 179—182). Moscow: Geos (in Russian).
- Tugolesov, D. A., Gorshkov, A. S., Meysner, L. B., Soloviev, V. V., & Khakhalev, E. M. (1985). *Tectonics of the Meso-Cenozoic sediments of the Black Sea Basin*. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).



- Trubitsyn, V. P. (2012). Rheology of the mantle and tectonics of the oceanic lithospheric plates. *Fizika Zemli*, (6), 3—22. doi: 10.1134/S1069351312060079 (in Russian).
- Fadeev, A. B. (1987). *The finite element method in geomechanics*. Moscow: Nedra, 1987. 221 p.
- Sobolev, G. A. (Ed.). (1991). *Physics of rocks at high pressures*. Moscow: Nauka, 209 p. (in Russian).
- Tsvetkova, T. A., & Bugayenko, I. V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European Platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy zhurnal*, 34 (5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Chekunov, A. V. (1990). Crimea in the system of faults of the Black Sea region. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (3), 20—24 (in Russian).
- Schrader, Al. A. (2005). Disclosure of the deep-sea basin of the Black Sea. *Okeanologiya*, 45 (4), 582—604 (in Russian).
- Avdeev, B., & Niemi, N. A. (2009). Rapid Pliocene exhumation of the Central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry. *Tectonics*, 30 (2), TC2009. <https://doi.org/10.1029/2010TC002808>.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23 (2), TC2008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.
- Ershov, A. V., Brunet, M.-F., Nikishin, A. M., Bolotov, S. N., Nazarevich, B. P., & Korotaev, M. V. (2003). Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models. *Sedimentary Geology*, 156 (1-4), 95—118. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00284-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00284-1).
- Finetti, I., Bricchi, G., & Del Ben, A. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata*, 30 (117-118), 75—155.
- Leroy, M., Dauteuil, O., & Cobbold, P. R. (2004). Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres. *Geophysical Journal International*, 159 (1), 400—411. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02400.x>.
- Leroy, M., Gueydan, F., & Dauteuil, O. (2008). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2D conductive modeling. *Geophysical Journal International*, 172 (1), 464—476. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x>.
- Nakapelyukh, M., Belskyi, V., & Ratschbacher, L. (2018). Geometry and Cenozoic evolution of the Crimean fold-thrust belt from cross-section balancing and kinematic forward modeling. *Геофиз. журн.*, 40 (2), 12—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128877>.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., & Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 161 (1-2), 1—21. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90297-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90297-7).
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Naderiya, M., Hahubiya, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal Geophys Research*, 111, B05411. doi: 10.1029/2005JB004051.
- Saintot, A., Angelier, J., & Chorowicz, J. (1999). Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics*, 313 (1-2), 187—218. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00196-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00196-1).
- Saintot, A., & Angelier, J. (2002). Tectonic paleo-stress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics*, 357 (1-4), 1—31. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00360-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00360-8).