

## Сравнительная характеристика альтернативных плотностных моделей по профилю ГСЗ № 17

© М. В. Козленко, Ю. В. Козленко, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 23 марта 2017 г.

Згідно з аналізом густинної моделі, яку побудовано на підставі томографічних розрахунків, гіпотеза обдукційної природи зчленування Кримського півострова і дна Чорного моря є необґрунтованою. Отриману глибинну будову земної кори найлогічніше пояснити базифікацією фундаменту внаслідок проникнення у нього мантійних інтрузій пластового типу різного складу. Порівняння альтернативних густинних моделей уздовж профілю ГСЗ 17 показало, що за всієї відмінності в розрізах частина структур від східної частини Гірського Криму до Східночорноморської западини підстиляється корою субконтинентального типу, в основі західно частини прогину Сорокіна знаходиться ущільнене магматогенне тіло, під валом Тетяєва відсутні чітко виражені “корені”, що не характерно для позитивних геоструктурних форм. Однакова точність підбору поля сили тяжіння в обох випадках, а також співвідношення глибинної будови з розподілом землетрусів не дає змогу однозначно визначити, яка з моделей правильніша. З огляду на аналіз розломної тектоніки, ступеня ізостатичної врівноваженості та глибини залягання мантії деяку деяку перевагу можна віддати рифтовому походженню континентального краю Східного Криму.

**Ключові слова:** будова літосфери, зчленування Кримського півострова і дна Чорного моря, прогин Сорокіна, вал Тетяєва, розломна тектоніка, сейсмічність, ізостатична врівноваженість.

**Введение.** Проблемы происхождения и геодинамики зоны сочленения Крымского орогена и Черноморской впадины привлекают внимание многочисленных исследователей в продолжении многих лет (см. сайт [jurassic.ru/crimea.htm](http://jurassic.ru/crimea.htm)). Тем не менее до сих пор не определены принципиальные положения о характере и направленности главных тектонических движений, сформировавших глубинную структуру данного региона. Основные дискуссии ведутся между приверженцами парадигм мобилизма и фиксизма [Борисенко и др., 1997]. Даже обработка одних и тех же сейсмических данных приводит к противоположным мнениям. Так, интерпретируя материалы съемки ГСЗ по профилю № 17, разные исследователи определили, что переходная зона от Черноморской мегавпадины к восточной части Горного Крыма имеет черты, характерные для активной [Гончар и др., 2007] и пассивной [Пийп, Ермаков, 2011] окраин.

Между континентальным блоком Крымского полуострова и субокеанической Восточно-

Черноморской котловиной по поверхности консолидированного фундамента выделяются две достаточно крупные структуры — прогиб Сорокина и вал Тетяева (рис. 1). Границы этих тектонических элементов в сечении профиля были определены согласно работе [Занкевич, Трохиленко, 2007, рис. 3].

По данным сейсмических исследований, осадки майкопского возраста в прогибе смяты в складки. Изначально такая особенность строения данного горизонта объяснялась диапиризмом [Туголесов и др., 1985]. В дальнейшем возобладала концепция плитовой тектоники, которая связывала складкообразование с горизонтальными встречными движениями Черноморской и Крымской плит, причем в работе [Гончар и др., 2007] указывается, что надвигается южная плита, тогда как авторы [Герасимов та ін., 2006] считают, что северная. Существует мнение [Никишин и др., 2001], что складки майкопа образованы листрическими сбросами Южнобережной зоны Крыма. Как известно, такого

типа дислокации приурочены, в основном, к областям расширения земной коры. В последнее время все шире распространяется мнение о том, что прогиб Сорокина является рифтогенной структурой [Stovba et al., 2013].

Неоднозначность трактовки геодинамических процессов в пределах данного участка акватории закономерно приводит к различным представлениям о глубинном строении структур изучаемого района. В работе [Nikishin et al., 2014] прогиб Сорокина представлен как молассовый бассейн, наложенный на северный борт валов Тетяева и Шатского. При подобной интерпретации данные структуры должны иметь субконтинентальный тип коры. По мнению [Герасимов та in., 2006] прогиб Сорокина развивался в результате задугового спрединга. Таким образом, он должен иметь строение, характерное для рифтогенов. В то же время по данным интерпретации сейсмических данных [Гончар и др., 2007; Пийп, Ермаков, 2011] Крымский полуостров в сечении профиля непосредственно сочленяется с блоком субокеанической коры.

Ранее проведенное гравитационное моделирование вдоль профиля ГСЗ № 17 показало, что подобрать наблюдаемое поле силы тяжести возможно распределением плотности как в случае субокеанического обдукционного [Козленко, 2015],

так и субконтинентального рифтового [Козленко, Козленко, 2016] строения земной коры и верхней мантии. В настоящей статье приводится сравнение двух моделей континентальной окраины восточной части Горного Крыма в попытке выявить более обоснованное глубинное строение и, соответственно, генезис изучаемого участка акватории с помощью привлечения дополнительных данных.

**Сравнительная характеристика моделей.** Одна модель (рис. 2) строилась по скоростному разрезу, созданному на основе томографической интерпретации [Гончар и др., 2007], главной идеей которого является обдукция Черноморской плиты в северном направлении на Крым. Этот процесс проявляется наплывом высокоскоростной океанической коры на континентальную, что показано жирным серым пунктиром.

Другая модель (рис. 3) создавалась под концепцию, согласно которой прогиб Сорокина является шовной рифтогенной зоной альпийского этапа развития вдоль борта Крымско-Кавказского орогена [Есипович, 2012].

В обеих моделях одинаковыми задавались строение осадочного чехла по результатам съемок МОВ ОГТ [Туголесов и др., 1985], а также структура континентального блока Крымского полуострова до бровки шельфа.

Западная часть прогиба Сорокина в сечении профиля простирается от ПК 17 до ПК 68. В соответствии с обдукционной моделью под северным склоном и осевой частью этой структуры фундамент состоит из четырех слоев. Между метаморфическим и “гранитным” располагается тело блюдцеобразной формы с высоким значением плотности, характерным для гипербазитов, представляющее собой, согласно работе [Гончар и др., 2007], обдукционный клин. Значения  $\rho$  остальных этажей консолидированной коры остаются теми же, что и в пределах Крыма. “Гранитный” слой резко уходит вниз, утончаясь до выклинивания на ПК 49 — в осевой части прогиба. “Базальтовый” комплекс уменьшается в мощности менее интенсивно. Его подошва поднимается к югу с 42 км на ПК 38 и на ПК 57 достигает глубины 32,5 км, образуя с поверхностью вытянутый от Крыма в южном направлении тупой клин с углами наклона верхней и нижней границ около  $15^\circ$ .

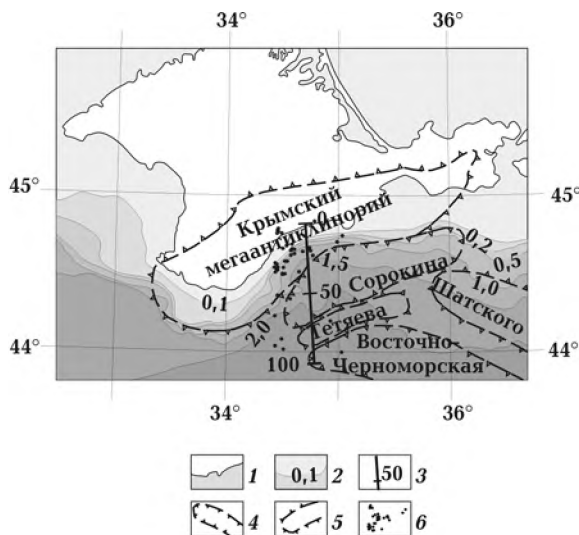


Рис. 1. Обзорная схема района исследований с положением модельного разреза: 1 — береговая линия; 2 — изобаты дна, км; 3 — положение разреза; 4 — отрицательные структуры; 5 — положительные структуры; 6 — эпицентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

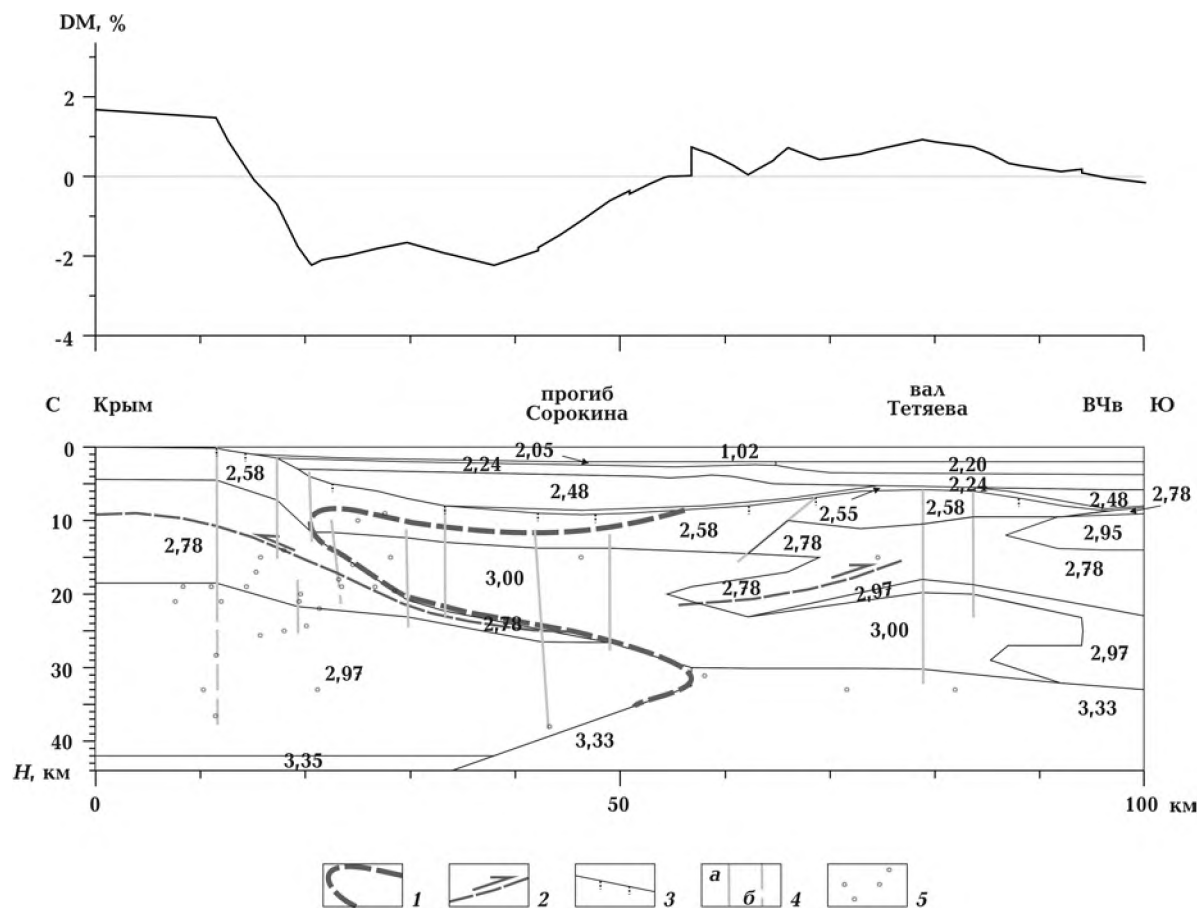


Рис. 2. Плотностная обдукционная/интрузионная модель (значения  $\rho$ ,  $\text{г/см}^3$ ) с графиком степени изостатической уравновешенности (величина  $\Delta M$  в %): 1 — контур обдукционного клина по [Гончар и др., 2007]; 2 — разломы с направлением смещений по [Гончар и др., 2007]; 3 — разломы по [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007]; 4 — нарушения, выделенные по модели (а — уверенные, б — предполагаемые); 5 — гипоцентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

Врифтовой модели консолидированная часть земной коры остается трехслойной. Большую часть прогиба занимает рифтоген, который характеризуется уменьшением мощностей “гранитного” и “базальтового” слоев и увеличением значений плотности от подошвы осадочного чехла до кровли мантии. Область уплотнения в верхнем этаже консолидированной коры занимает только осевую зону прогиба, а в среднем имеет ярко выраженную куполообразную, практически симметричную, форму. Таким образом, эти два слоя редуцированы на всю мощность только под центральной областью данного блока, в отличие от “базальтового”, который преобразовался полностью по всей его ширине.

Кровля мантии в обеих моделях погружается с юга на север, но характер ее залегания значительно различается. В обдукционной модели

эта поверхность ровная, в рифтовой же разделяется на два участка — большая часть прогиба характеризуется слабонаклоненной подошвой коры и резким заглублением под углом более  $45^\circ$  в пределах нижней части северного склона прогиба<sup>1</sup>. В осевой части прогиба мантия залегает на глубинах 38 (см. рис. 2) и 34 (см. рис. 3) км<sup>2</sup>.

Часть разреза в пределах южного склона прогиба Сорокина (ПК 57—68) в обдукционной модели по своему строению существенно отличается от осевой зоны. Складчато-метаморфичес-

<sup>1</sup> Такой характер распределения глубин поверхности мантии в изучаемом районе согласуется с расчетами [Starostenko et al., 2004].

<sup>2</sup> Второе значение лучше согласуется с величиной данного параметра из работы [Starostenko et al., 2015].

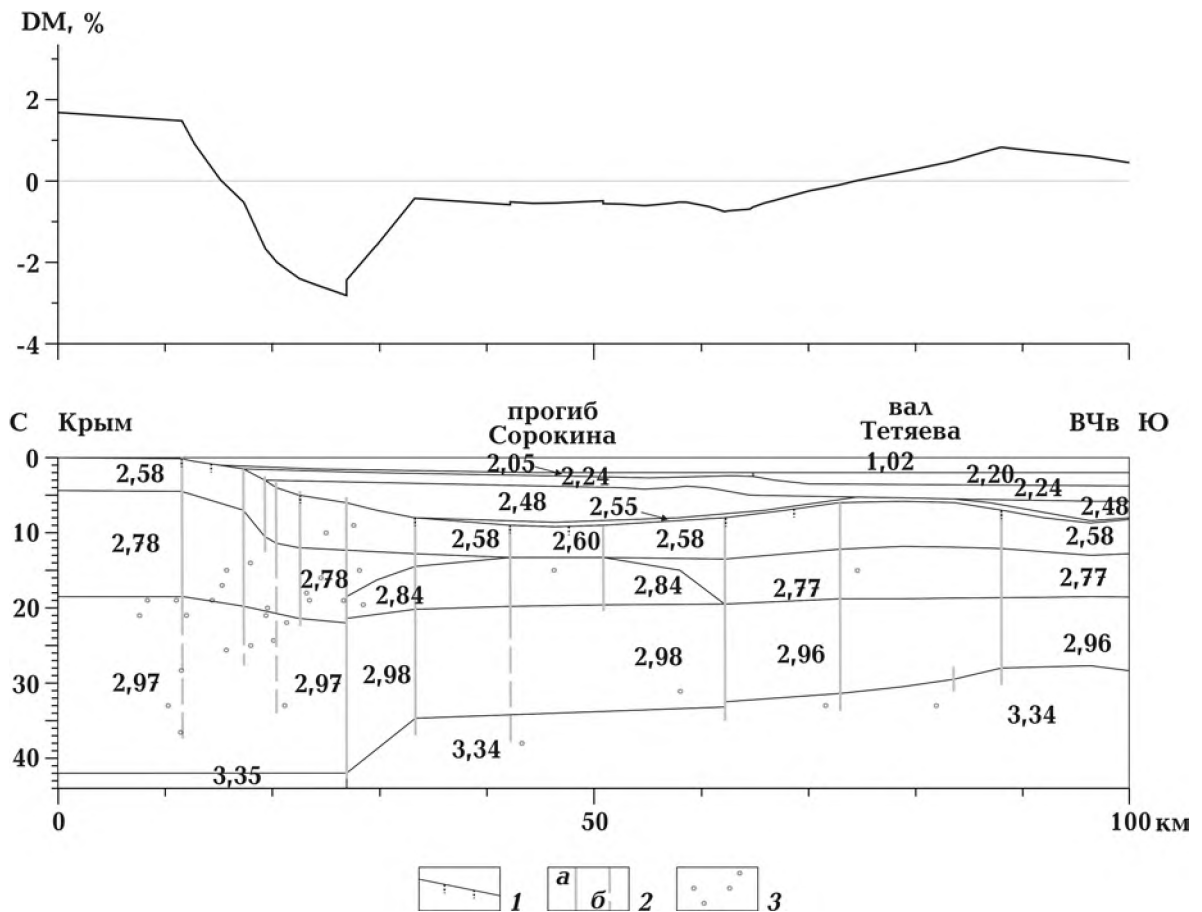


Рис. 3. Плотностная рифтовая модель (значения  $\rho$ , г/см<sup>3</sup>) с графиком степени изостатической уравновешенности (величина  $\Delta M$  в %): 1 — разломы по [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007]; 2 — нарушения, выделенные по модели (а — уверенные, б — предполагаемые); 3 — гипоцентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

кий комплекс, последовательно увеличиваясь в мощности от центра прогиба с 4,5 до 6,5 км, с середины рассматриваемого блока резко утоняется примерно до 3,0 км. Взаимное перекрытие “гранитного” и “гипербазитового” слоев создает чередование по вертикали повышенных и пониженных значений плотности. “Базальтовый” этаж практически отсутствует за исключением небольшого клина, расширяющегося в южном направлении. Низы коры представлены слоем с аномально высокой величиной  $\rho$ , увеличивающимся в мощности в обе стороны от центра данного блока. Судя по конфигурации и значению плотности, этот участок является перемычкой между залегающим непосредственно на мантии гипербазитовым телом под поднятием Тетяева и “обдукционным клином” под прогибом Сорокина, расположенным между мета-

морфическим и “гранитным” слоями. Поверхность мантии на этом отрезке профиля залегает горизонтально на глубине 30 км.

В рифтовой модели строение земной коры намного проще. Складчато-метаморфический комплекс незначительно увеличивается в мощности в южном направлении. Почти в центре данного участка находится южная граница рифтоида, залегающего в основании прогиба. От этой линии все поверхности консолидированного фундамента изменяют угол наклона, более круто поднимаясь на юг, а кровля мантии, кроме того, вертикально смещается вверх на 0,7 км. В целом подошва коры в пределах этого участка изменяет глубину залегания с 33,5 до 32 км.

**Вал Тетяева** по поверхности консолидированного фундамента выделяется в интервале профиля ПК 68—90 [Занкевич, Трохименко, 2007,

рис. 3]. Однако по глубинному строению, полученному в результате проведенного моделирования, южная граница этого блока, приуроченная к разломам в фундаменте, по которым происходит изменение структурного плана, проходит в другом месте, причем в обдукционной модели на ПК 84, а в рифтовой — на ПК 88.

В обдукционной модели консолидированная кора данной структуры имеет четыре этажа. Верхние три имеют плотности, аналогичные слоям фундамента континентального блока. Под ними залегает тело, обладающее значением  $\rho$  таким же, как и в “обдукционном клине”. Складчато-метаморфический комплекс, средняя толщина которого в пределах вала составляет 3,5 км, утоняется в южном направлении. Кровля и подошва “гранитного” слоя изогнуты антиморфно, из-за чего его мощность под центром вала на 2 км меньше, чем на краях. “Базальтовый” слой толщиной около 2 км облекает сверху гипербазитовое тело в основании фундамента, выклиниваясь севернее поднятия Тетяева. Поверхность мантии в северной части вала залегает горизонтально на той же глубине, что и в пределах южного склона прогиба Сорокина (30 км), а в южной незначительно (на 1 км) углубляется с севера на юг.

В рифтовой модели отмечается куполовидное залегание обеих поверхностей складчато-метаморфического основания. Кровля “базальтового” слоя поднимается с севера на юг меньше чем на один километр, тогда как его подошва имеет более значительный угол наклона, градиент которого последовательно возрастает по воздыманию этой границы. Таким образом, в отличие от обдукционной модели глубина залегания кровли мантии с севера на юг уменьшается (с 32 до 28 км). Следует отметить, что в обеих моделях средняя мощность коры составляет порядка 30 км.

В пределах северного склона центриклинали Восточно-Черноморской впадины (до ПК 96) в обдукционной модели складчато-метаморфический комплекс уменьшается в мощности, выклиниваясь в осевой части впадины. На этом интервале профиля в верхах фундамента на глубинах 9—14 км в “гранитном” слое выделяется линзовидное тело с величиной  $\rho$ , характерной для основных пород. В кристаллической коре, также как и в пределах южного склона про-

гиба Сорокина, наблюдается чередование слоев с повышенными и пониженными значениями плотности, однако “гипербазитовый” слой переслаивается не с “гранитным”, а с “базальтовым”. Поверхность мантии погружается с тем же градиентом, что и под южной частью вала Тетяева. Средняя мощность коры в данном блоке составляет 32 км.

В отличие от обдукционной модели, рифтовая отличается простым строением консолидированной коры. Складчато-метаморфический комплекс погружается к югу, незначительно утоняясь (с 5,0 до 4,5 км). Кровля и подошва “базальтового” слоя субгоризонтальны и залегают на глубинах 18,5 и 28 км, тогда как в обдукционной модели обе эти поверхности наклонены в южном направлении с 19 до 22 км и с 31 до 32,5 км соответственно. Таким образом, средняя мощность коры в рифтовой модели на 4 км меньше, чем в обдукционной.

Сравнительная характеристика моделей показала, что обе подобранные модели отличаются совершенно различным строением литосферы. Общим для них является отсутствие четко выраженных “корней” под валом Тетяева, что нехарактерно для положительных геоструктурных форм, а также средняя толщина его коры — порядка 31 км. Поскольку в обеих моделях величина мощности консолидированного фундамента превышает 20 км, однозначно можно определить, что кора южной окраины восточной части Горного Крыма имеет субконтинентальный тип. Но в рифтовой модели фундамент осложнен только простым по строению блоком редуцированной коры в основании западной части прогиба Сорокина, тогда как в обдукционной наблюдаются сложные сочетания уплотненных тел с нормальной корой.

Повышение глубины залегания и достаточная гладкая гипсометрия кровли мантии указывает на то, что в обоих вариантах окраина Восточного Крыма в сечении профиля ГСЗ № 17 произошла в результате “спокойной” переработки нижней части континентальной коры глубинными процессами — утонение обусловлено постепенным проплавлением и превращением в верхнюю мантию. В основании западной части прогиба Сорокина однозначно залегает тело, имеющее магматическую природу, что подтверждается также данными магнитометрии [Гео-

физические ..., 1996]. Различие в ходе тектонических процессов проявляется в фундаменте. В коллизионной модели активность затронула всю рассматриваемую область, что привело к появлению в коре на разной глубине нескольких отдельных уплотненных тел под прогибом Сорокина и валом Тетяева, а также в пределах центриклинали Восточно-Черноморской впадины. В рифтовой модели магматическая переработка ограничилась только прогибом Сорокина, где она вызвала редуцирование фундамента на всю мощность.

**Анализ обдукционной модели.** Анализ плотностной структуры построенной на основании томографических расчетов [Гончар и др., 2007] гравитационной модели позволяет усомниться в декларируемой авторами указанной работы обдукционной природе континентальной окраины Восточного Крыма.

Так, необходимо отметить следующее. Плоскость надвига океанической коры в плотностной модели полностью соответствует результатам томографической интерпретации, однако остальные элементы из работы [Гончар и др., 2007] не находят отражения в строении земной коры (см. рис. 2). Линии по обе стороны от осевой части прогиба Сорокина, которые в указанной работе определяются как разломы (серые пунктиры со стрелками в интервалах ПК 0—30 и 56—77), проходят почти по центру “гранитного” слоя. Другими словами, пониженные значения скорости, по которым выделялись нарушения, фактически отображают центральные части нередуцированных участков земной коры.

Вектор движения по второму нарушению почему-то ориентирован в противоположную от направления обдукции сторону. В таком случае получается, что от ПК 40 блоки земной коры движутся в разные стороны. Из этого следует, что под прогибом Сорокина должен существовать центр спрединга, который ни в скоростной, ни в плотностной моделях не отображается.

В гравитационной модели полученные согласно результатам томографической интерпретации величины плотности и мощности обдукционного тела значительно превышают соответствующие параметры коры океанического типа [Русаков, 1985]. Строение земной коры на модели показывает, что обдукционный клин не налегает на континентальную кору Крыма, а

находится внутри нее — между “гранитным” и метаморфическим слоями, при этом первый из них необъяснимо значительно уменьшен в мощности, а второй не приподнят. Таким образом, гравитационная модель, построенная на основании скоростной, не соответствует глубинным разрезам обдукционных орогенов [Тектоническая ..., 1990].

Кроме того, южнее высокоплотностного тела расположен вал Тетяева, имеющий субконтинентальный тип литосферы. Следовательно, океаническая кора между валом и полуостровом могла образоваться в результате развития рифта, ось которого в настоящее время должна находиться в центральной зоне прогиба Сорокина. Однако форма уплотненного тела, похожего на лополит, указывает на то, что оно, скорее всего, является пластовой интрузией, поскольку при формировании в рифтовом грабене имело бы вертикальные контакты с сопредельными блоками.

Таким образом, проведенный анализ гравитационной модели показывает, что трактовка [Гончар и др., 2007] переходной зоны от Восточного Крыма к Черному морю как обдукционной структуры недостаточно обоснована — повышенное значение скорости и соответственно плотности на глубинах 10—20 км под прогибом Сорокина вполне может быть обусловлено редуцированием фундамента в процессе внедрения магматического вещества по типу пластовой интрузии. В основании вала Тетяева залегает гипербазитовое тело, имеющее форму лакколита. Кроме того, под центриклиналью Восточно-Черноморской впадины в верхах “гранитного” слоя как в томографической, так и в плотностной моделях отмечается типичный силл с величиной  $\rho$ , характерной для основных пород. Из этого следует, что в районе исследований широко развита базификация коры, вызванная разнонаправленными внедрениями магматического вещества на различную глубину. Поэтому данная модель по сути является не обдукционной, а интрузионной, поэтому далее она так и будет называться.

**Оценка достоверности моделей по тектоническим критериям.** Строение земной коры изучаемого района в обеих моделях в целом достаточно логично с геолого-динамической точки зрения. Поэтому с целью попытки выбрать

более достоверный вариант были привлечены дополнительные данные.

Одним из таких факторов может быть сравнение нарушений, выделяемых в представленных моделях с данными других авторов [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007], которые в сечении профиля ниже подошвы осадочного чехла фиксируют 9 разломов. По результатам моделирования в консолидированном фундаменте были определены дислокации, часть из которых прослеживается и по поверхности мантии.

В интрузионной модели (см. рис. 2) намечается 12 тектонических нарушений. Самый северный из них приурочен к бровке шельфа. Большинство дизъюнктивов расположено в пределах северного склона и осевой зоны прогиба Сорокина. Четыре имеют вертикальное заложение и столь же круто падают в южном направлении. В пределах верхней части северного борта прогиба отмечаются достаточно короткие разломы, два из которых локализуются в складчато-метаморфическом комплексе, а один выделяется по поверхности “базальтов”. Они находятся за пределами “обдукционного клина”, для которого характерны более протяженные нарушения, больше половины которых прослеживаются от кровли “базальтового” слоя. Все дислокации этой зоны не выделяются ниже 28 км.

На южном склоне прогиба Сорокина отмечается достаточно пологий разлом северного падения, по которому происходит резкое сокращение мощности складчато-метаморфического комплекса. На нижнюю часть нарушения с юга выклинивается “гранитный” слой. Единственный в данной модели транскоровый дизъюнктив тяготеет к центру вала Тетяева. К южному краю сводовой части данной структуры приурочено еще одно вертикальное нарушение, но меньшей протяженности.

В рифтовой модели (см. рис. 3) выделяется 13 нарушений, причем все они вертикальны. Восемь разломов в обеих моделях расположены на одинаковых ПК, поскольку приурочены к общими точкам перегибов поверхности фундамента, хотя все, кроме одного, не совпадают по протяженности, локализации по глубине и углу наклона. Единственным полностью совпадающим по всем параметрам является дислокация,

связанная с бровкой шельфа, поскольку севернее нее оба разреза идентичны.

В верхней части северного склона прогиба Сорокина на протяжении 5 км отмечается четыре разлома, крайние из которых протягиваются от “базальтов” до поверхности фундамента, а средние не прослеживаются ниже кровли “гранитного” слоя. Два транскоровых дизъюнктива ограничивают рифтоген, внутри которого выделяется еще три нарушения — транскоровый на ПК 33, в месте резкого перегиба поверхности мантии, и два в верхах фундамента, окаймляющие осевую зону прогиба. Края сводовой части вала Тетяева оформляются дислокациями, северная из которых пересекает всю консолидированную кору, а южная намечается только по кровле мантии. Стык вала Тетяева и центриклинали Восточно-Черноморской впадины в глубинном строении проявляется в виде транскорового разлома.

Местоположение выделенных нарушений было сопоставлено с разломами по литературным источникам. С ранее определенными девятью дислокациями в интрузионной модели совмещаются пять, в рифтовой — шесть. Из них одна является общей — на бровке шельфа — и в дальнейшем сравнении не используется. Близкое в двух моделях количество совпадений с предыдущими исследованиями не позволяет применить местоположение разломов в качестве критерия для выбора генезиса изучаемого района. В то же время следует отметить, что в структурном плане оказывается предпочтительнее рифтовая модель — в ней из совпавших нарушений четыре из пяти оказались границами блоков консолидированного фундамента, тогда как в интрузионной — только одно из четырех.

**Оценка достоверности моделей по сейсмическим факторам.** Для проверки предпочтительности той или иной модели литосферы изучаемого региона также можно использовать данные о сейсмогенной обстановке. С этой целью на полученные разрезы были нанесены гипоцентры землетрясений, зафиксированные Объединением исследовательских сейсмологических институтов (<http://www.iris.edu>) с 1961 по 2014 г. по обе стороны от профиля в зонах шириной порядка 25 км. Их положение в плане указано на рис. 1. Основная масса событий отме-

чается в интервале профиля ПК 10—30 на глубинах 13—28 км.

В случае обдукционного развития южной окраины Восточного Крыма определяющими должны быть горизонтальные напряжения, вызванные столкновением двух плит. Тогда основная тектоническая разгрузка будет происходить по зеркалам скольжения надвигающегося клина коры и погружающейся мантии. В модели на рис. 2 активность по этим плоскостям незначительна (три события можно соотнести с линией обдукции и два — субдукции). Учитывая, что всего в зоне взаимодействия двух мегаблоков зафиксировано 13 землетрясений, можно утверждать, что процесс коллизии вдоль южного края Восточного Крыма по крайней мере в настоящее время не может быть определяющим в развитии данного региона.

К выделенным на модели нарушениям привязано всего 6 землетрясений из 25, что указывает на весьма слабую активность вертикальных подвижек в данном районе. Больше половины всех отмеченных сейсмических событий не приурочены ни к границам блоков, ни к выделенным разломам.

В рифтовой модели (см. рис. 3) нарушениям сопутствует восемь землетрясений, но подавляющее большинство из них находится вне редуцированного блока. Таким образом, процессы пострифтового преобразования (кристаллизация в коре мантийных дериватов и сопутствующее ей проседание фундамента) к настоящему времени практически закончились.

Анализ распределения землетрясений относительно структур в обеих моделях не дает однозначного выбора в пользу той или иной концепции происхождения зоны перехода Крым — Черное море. Возможно, это связано с тем, что профиль ГСЗ № 17, в непосредственной близости от которого зафиксировано всего 4 землетрясения (см. рис. 1), проходит в относительно сейсмостойкой для южного побережья области, основная масса событий отмечается западнее, у восточного края Форосского выступа [Геофизические ..., 1996].

**Проверка моделей на изостатическую уравниваемость.** Для определения предпочтительности варианта строения и развития изучаемого региона кроме тектонических факторов использовалась также проверка моделей на

изостатическую уравниваемость (I), так как этот параметр фактически является показателем правильности распределения масс в земной коре. Понятно, что значительное отклонение полученной в модели величины I указывает на неправильное задание в разрезе значений плотности по глубине — ведь чем глубже залегает тело, тем меньший гравитационный эффект оно дает, при этом литостатическое давление на определенной глубине остается неизменным.

Для обоих вариантов была рассчитана общая массы разреза  $M_p$  до глубины 44 км в каждой точке профиля. Затем вычислялось отклонение  $\Delta M$  в процентах полученной величины от нормального значения  $M_n$  для опорной плотностной колонки кратона до той же глубины:  $\Delta M = \frac{M_n - M_p}{M_n} \cdot 100\%$ . Результаты приведены на рис. 2 и 3 над соответствующими моделями.

Как видно из рисунков, в обоих случаях подобранные под наблюдаемое поле силы тяжести плотностные разрезы достаточно хорошо скомпенсированы по массе — отклонение от стандартного значения составляет от +1,7 до -2,2 % для интрузионной и от +1,7 до -2,8 % для рифтовой моделей, таким образом диапазон значений  $\Delta M$  почти совпадает. Следует отметить, что на обеих кривых наблюдаются скачки в тех точках, где существует вертикальный контакт (как правило, разлом) тел с различной плотностью. Распределение данного параметра по латерали показывает, что кривые до бровки шельфа одинаковы, до ПК 21 расходятся не более, чем на 0,1 %, а далее к югу существенно различаются.

Максимальное значение  $\Delta M$  отмечается на северном краю профиля, который совпадает с береговой линией. В пределах шельфа этот параметр незначительно понижается, а к бровке приурочена точка резкой смены градиента. Переход через ноль происходит на ПК 15, примерно в точке выклинивания современных осадков. Обе кривые почти синхронно понижаются до ПК 21. В этом месте на обоих разрезах выделяются разломы, а в интрузионной модели здесь фиксируется северное окончание гипербазитового тела.

Исходя из структуры разреза на рис. 2, отрицательные значения  $\Delta M$  в интервале профи-



ля ПК 21—55 закономерны, поскольку более тяжелое тело утапливает подстилающее его более легкое. Отсюда возникает прогибание земной коры, что приводит к замещению фундамента осадками, а осадков — водой. Вследствие этого появляется недостаток общей массы (недокомпенсация изостазии). Однако непонятен подскок на 0,3 % (ПК 30), что весьма существенно, учитывая общий диапазон величин  $\Delta M$ . В этом месте на модели не наблюдается перестройка структурного плана, что могло бы обеспечить такое изменение конфигурации кривой. Южнее ПК 38 значения  $\Delta M$  возрастают соответственно увеличению мощности гипербазитового тела и подъему поверхности мантии, что приводит к наращиванию общей массы разреза.

Единственный полностью скомпенсированный по массе участок профиля отмечается между ПК 55, где фиксируется максимальная толщина данной интрузии, и ПК 57, на котором выклинивается кора Крымского орогена. Кардинальное изменение структуры литосферы и связанное с этим вертикальное изменение глубины залегания кровли мантии с 32 до 30 км проявляется на графике  $\Delta M$  скачком на 0,7 %.

Участок профиля под южным склоном прогиба Сорокина, где в фундаменте отмечается переслаивание материнских пород и интрузий (ПК 57—69), характеризуется пилообразной конфигурацией кривой  $\Delta M$ . Локальные минимум (ПК 62) и максимум (ПК 66) на ней явно привязаны к точкам разлома, на который с юга выклинивается верхняя часть “гранитного” слоя. Пониженное значение  $\Delta M$  на ПК 69 фиксируется на южном краю гипербазитовой интрузии под прогибом Сорокина.

Вал Тетяева на графике  $\Delta M$  представлен асимметричной сводообразной кривой, вершина которой приурочена к разлому в центре данной структуры. Северная часть слегка вогнута, а южная — отчетливо выпуклая. Судя по конфигурации графика  $\Delta M$ , южный край вала должен находиться на ПК 87, где расположена точка смены градиента. Однако согласно глубинному строению эта граница расположена на 3 км севернее, а указанный перегиб кривой обусловлен выклиниванием основной пластовой интрузии в фундаменте центриклинали Восточно-Черноморской впадины.

Центриклиналь Восточно-Черноморской впа-

дины характеризуется монотонным снижением значений  $\Delta M$ , которое нарушается небольшим скачком в месте южного ограничения гипербазитового тела в основании вала Тетяева. Переход кривой через ноль не связан с каким-либо структурным элементом литосферы.

На графике  $\Delta M$  для рифтовой модели (см. рис. 3) от бровки шельфа кривая неравномерно снижается до северного края рифтогена. Точки перегиба на ней соответствуют разломам в консолидированной коре. Скачок значения на ПК 27 связан с границей редуцированного блока. В зоне резкого повышения глубины залегания поверхности мантии происходит закономерный подъем значений  $\Delta M$ . Центральная часть рифта характеризуется достаточно выровненным субгоризонтальным участком изостатической кривой на уровне  $-0,5\%$ . Осевая зона прогиба Сорокина, где фундамент подвергся преобразованиям на всю мощность, отмечена небольшими положительными скачками значений  $\Delta M$ . Южная граница рифтогена проявляется на кривой локальным минимумом.

Далее к югу график непрерывно повышается до ПК 88. На ПК 64,5 происходит резкое изменение градиента, связанное не с глубинной структурой, а со строением осадочного чехла. В этом месте отмечается максимальная толщина средне-верхнеогенового горизонта, южнее этой точки четвертичные отложения увеличиваются в мощности, а майкопские, наоборот, уменьшаются. Переход через ноль наблюдается там, где выклиниваются осадки майкопской свиты.

Отличие от интрузионной модели, в рифтовой осевой зоне вала Тетяева на изостатической кривой не находит отражения, тогда как его южная граница четко фиксируется максимальным значением  $\Delta M$  ( $+0,8\%$ ) в морской части профиля. В пределах центриклинали Восточно-Черноморской впадины значения  $\Delta M$  уменьшаются примерно с тем же градиентом, что и на рис. 2, однако остаются положительными.

Исходя из анализа изостатической уравновешенности по профилю, достаточно хорошая сбалансированность по массе обеих моделей позволяет считать их вполне корректными. Однако график  $\Delta M$  для рифтовой модели в целом более гладкий, т. е. распределение масс вдоль профиля лучше скомпенсировано. Кроме того,

эта кривая точнее отражает блоковое строение литосферы, чем в интрузионной модели. Таким образом, по этому критерию более предпочтительной оказывается модель рифтового происхождения континентальной окраины Восточного Крыма.

**Выводы.** Анализ плотностной модели, построенной на основании томографических расчетов, показал, что выдвинутая их авторами [Гончар и др., 2007] гипотеза об обдукционной природе сочленения восточной части Горного Крыма и Черного моря является необоснованной. Полученное глубинное строение земной коры гораздо логичнее объясняется базификацией фундамента вследствие внедрения в него мантийных интрузий пластового типа различного состава.

Альтернативное плотностное моделирование вдоль профиля ГСЗ № 17 показало, что при всем различии в строении литосферы в моделях прослеживается ряд общих черт. Так, часть аква-

тории от восточной части Горного Крыма до Восточно-Черноморской впадины подстилается корой субконтинентального типа. В основании западной части прогиба Сорокина находится уплотненное магматогенное тело, хотя его мощность и генезис в моделях различаются. Общим для разрезов также является отсутствие четко выраженных “корней” под валом Тетяева, что нехарактерно для положительных геоструктурных форм, а также средняя толщина коры данной структуры — порядка 31 км.

Одинаковая точность подбора поля силы тяжести в обоих случаях, а также соотношение глубинного строения с распределением землетрясений не позволяют однозначно определить, какая из моделей более правильная. В то же время, анализ разломной тектоники, степени изостатической уравниваемости и глубины залегания поверхности мантии позволяют отдать некоторое предпочтение рифтовому происхождению континентальной окраины Восточного Крыма.

### Список литературы

- Борисенко Л. С., Брагин Ю. Н., Васильев И. Н., Вахрушев Б. А., Герасимов М. Е., Гинтов О. Б., Глевасская А. М., Добровольская Т. И., Китин М. А., Лысенко Н. И., Новик Н. Н., Пивоваров С. И., Плахотный Л. Г., Пуствовитенко Б. Г., Сафронов О. Н., Смирнов С. Б., Юдин В. В. Дискуссия по концептуальным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона. В сб.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь: ЭкоСи-Гидрофизика, 1997. С. 135—148.
- Борисенко Л. С., Тихоненков Э. П., Новик Н. Н., Чебаненко И. И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений. *Геол. журн.* 1983. № 6. С. 64—69.
- Бызова С. Л. Некоторые вопросы тектоники Горного Крыма. *Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология.* 1980. № 6. С. 15—25.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена. Ред. Б. С. Вольвовский, В. И. Старостенко. Киев: Наук. думка, 1996. 216 с.
- Герасимов М. Е., Бондарчук Г. К., Скорик А. М., Кольцов С. В., Федорук В. Ф., Якович П. I. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки. В кн.: *Геодинаміка, сейсмічність і нафтогазоносність Черноморського*
- Каспійського регіону*. Симферополь: Доля, 2006. С. 11—40.
- Герасимов М. Е., Кармазин П. С., Кривченков Б. С., Самсонов А. И. Геологическое строение Крымской сейсмогенной зоны. В кн.: *Сейсмотектоника южных районов СССР*. Москва: Наука, 1978. С. 27—35.
- Гончар В. В., Трегубенко В. И., Токовенко В. С. Режимы деформирования и взаимодействия плит Черноморско-Крымской области конвергенции. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2007. № 2. С. 5—18.
- Занкевич Б. А., Трохименко Г. Л. О геодинамике прогиба Сорокина — шовной зоны на стыке Восточно-Черноморской и Скифской плит. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2007. № 1. С. 25—31.
- Есипович С. М. Зоны напряженного тектоно-геодинамического режима и перспективы нефтегазоносности Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2012. № 3. С. 20—35.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Гравитационное моделирование литосферы центральной части Крымско-Черноморского региона. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2016. № 3. С. 5—17.

- Козленко Ю. В. Глибинна будова північно-східної частини Чорного моря за результатами сейсмогравітаційного моделювання. *Доп. НАН України*. 2015. № 6. 101—106.
- Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна. *Бюлл. Моск. общества испытателей природы. Отд. геологии*. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—18.
- Пийт В. Б., Ермаков А. П. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2011. № 5. С. 61—68.
- Пустовитенко Б. Г., Тростников В. Н. К вопросу о связи сейсмических процессов в Крыму с тектоникой. *Геофизический сборник*. Вып. 77. 1977. С. 13—23.
- Русаков О. М. Плотность слоев консолидированной коры океанического типа. *Геофиз. журн*. 1985. Т. 7. № 4. С. 71—80.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Ред. Т. А. Никитина. Москва: Наука, 1990. 291 с.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Чебаненко И. И., Гожик П. Ф., Евдошук Н. И., Клочко В. П. Схема глубинных разломов на участках Крымского и Кавказского побережий Черного моря. *Геол. журн*. 2003. № 1. С. 54—58.
- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2014. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 656—670. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Makarenko I. B., Legostaeva O. V., Lebed T. V., Savchenko A. S., 2015. Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн*. 37(2), 3—28.
- Stovba S. M., Khriachtchevskaia O. I., Popadyuk I. V., 2013. Crimea and Ukrainian eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. Darius Programme, Eastern Black Sea—Caucasus Workshop, 24—25 June 2013, Tbilisi, Georgia. Tbilisi: TSU Press, P. 65—67.

## Comparative characteristic of alternative density models along the DSS profile N 17

© M. V. Kozlenko, Yu. V. Kozlenko, 2017

Analysis of density model plotted on the base of tomographic calculations has shown that the hypothesis of the obduction nature of jointing of the Crimea and the Black Sea is groundless. Earth's crust deep structure obtained can be much more logically explained by basification of the basement as a result of being intruded by mantle irruptions of sheeted type with different compositions. Comparison of alternative density models along DSS profile N17 has shown that despite all the differences in the sections some part of the aquatic area from the East Crimea to East Black Sea depression is under-laid by the crust of sub-continental type, at the base of the Sorokin flexure there is compacted magmatogenic body, under the Tetyayev terrace the pronounced "roots" are absent that is not specific to positive geo-structural forms. The identical accuracy of selection of gravity force in both cases as well as correlation of deep structure with distribution of earthquakes does not allow finding out unambiguously which of the models is more correct. Analysis of fault tectonics and isostatic balance makes possible to give some more acceptability to rift origin of continental margin of the East Crimea.

**Key words:** structure of lithosphere, jointing of the Crimea and the Black Sea, the Sorokin flexure, the Tetyayev terrace, fault tectonics, seismicity, isostatic balance.

References

- Borisenko L. S., Bragin Yu. N., Vasilyev I. N., Vakh-rushev B. A., Gerasimov M. Ye., Gintov O. B., Gle-vasskaya A. M., Dobrovolskaya T. I., Kitin M. A., Lysenko N. I., Novik N. N., Pivovarov S. I., Pla-khotnyy L. G., Pustovitenko B. G., Safronov O. N., Smirnov S. B., Yudin V. V., 1997. Discussion on the conceptual issues of geodynamics of the Crimean-Black Sea region. In: *Geodynamics of the Crimean-Black Sea region*. Simferopol: Ekosi-Gid-rofizika, P. 135—148 (in Russian).
- Borisenko L. S., Tikhonenkov E. P., Novik N. N., Chebanenko I. I., 1983. About the structural confinement of the epicenters of the main groups of the Crimean earthquakes. *Geologicheskij zhurnal* (6), 64—69.
- Byzova S. L., 1980. Some issues of tectonics of the Mountainous Crimea. *Vestnik Moskovskogo uni-versiteta. Ser. 4. Geologiya* (6), 15—25 (in Rus-sian).
- Geophysical parameters of the lithosphere of the southern sector of the Alpine orogen, 1996. Ed. B. S. Vol-vovskiy, V. I. Starostenko. Kiev: Naukova Dum-ka, 216 p. (in Russian).
- Gerasimov M. Ye., Bondarchuk G. K., Skorik A. M., Kol'tsov S. V., Fedoruk V. F., Yakovich P. I., 2006. Tectonic map of the south of Ukraine from the positions of actualistic geodynamics. In: *Geody-namics, seismicity and oil and gas potential of the Black Sea-Caspian region*. Simferopol: Dolya, P. 11—40 (in Ukrainian).
- Gerasimov M. Ye., Karmazin P. S., Krivchenkov B. S., Samsonov A. I., 1978. Geological structure of the Crimean seismogenic zone. In: *Seismotectonics of the southern regions of the USSR*. Moscow: Nau-ka, P. 27—35 (in Russian).
- Gonchar V. V., Tregubenko V. I., Tokovenko V. S., 2007. Modes of deformation and interaction of plates of the Black Sea-Crimean region of convergence. *Geo-logiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 5—18 (in Russian).
- Zankevich B. A., Trokhimenko G. L., 2007. On the geodynamics of the Sorokin trough — the suture zone at the junction of the East Black Sea and Scythian plates. *Geologiya i poleznye iskopaye-myye Mirovogo okeana* (1), 25—31 (in Russian).
- Yesipovich S. M., 2012. The zones of intense tecto-no-geodynamic regime and prospects of oil and gas potential of the Black Sea. *Geologiya i polez-nyye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 20—35 (in Russian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Yu. V., 2016. Gravitation-al modeling of the lithosphere of the central part of the Crimean-Black Sea region. *Geologiya i po-leznye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 5—17 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., 2015. Deep structure of the north-eastern part of the Black Sea according to the re-sults of seismic-gravity modeling. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 101—106 (in Ukrainian).
- Nikishin A. M., Korotayev M. V., Bolotov S. N., Yer-shov A. V., 2001. Tectonic history of the Black Sea basin. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. geologii* 76(is. 3), 3—18 (in Russian).
- Piyp V. B., Yermakov A. P., 2011. The oceanic crust of the Black Sea basin according to seismic data. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 4. Geolo-giya* (5), 61—68 (in Russian).
- Pustovitenko B. G., Trostnikov V. N., 1977. On the relationship between seismic processes in the Cri-mea and tectonics. *Geofizicheskij sbornik* (is. 77), 13—23 (in Russian).
- Rusakov O. M., 1985. The density of the layers of the consolidated crust of the oceanic type. *Geofi-zicheskij zhurnal* 7(4), 71—80 (in Russian).
- Tectonic stratification of the lithosphere and regional geological investigations, 1990. Ed. T. A. Nikiti-na. Moscow: Nauka, 291 p. (in Russian).
- Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Meysner L. B., So-lovyyev V. V., Khakhalev Ye. M., 1985. Tectonics of the Mesozoic-Cenozoic deposits of the Black Sea basin. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Chebanenko I. I., Gozhik P. F., Yevdoshchuk N. I., Klochko V. P., 2003. Scheme of deep faults in the Crimean and Caucasian coasts of the Black Sea. *Geologicheskij zhurnal* (1), 54—58 (in Russian).
- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wan-nier M., Amelin N., Petrov E., 2014. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 656—670. doi: 10.1016/j.marpet-geo.2014.08.018.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusa-kov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pche-larov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Makarenko I. B., Legostaeva O. V., Lebed T. V., Savchenko A. S., 2015. Heterogene-ous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskij zhurnal* 37(2), 3—28.
- Stovba S. M., Khriachtchevskaia O. I., Popadyuk I. V., 2013. Crimea and Ukrainian eastern Black Sea ba-sin as an inverted Early Cretaceous rift system. Darius Programme, Eastern Black Sea—Caucasus Workshop, 24—25 June 2013, Tbilisi, Georgia. Tbilisi: TSU Press, P. 65—67.