

Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии

© Т. П. Егорова¹, В. С. Гобаренко¹, Т. Б. Яновская²,
К. П. Баранова¹, 2012

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург, Россия

Поступила 23 февраля 2012 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Для вивчення будови літосфери Чорного моря виконано 3D гравітаційний аналіз і локальну сейсмічну томографію. За допомогою гравітаційного аналізу виділено гравітаційні ефекти різних шарів і поверхів моделі (морської води, чотирьох шарів в осадах, консолідованої частини кори) і отримано залишкові гравітаційні аномалії мантії природи. Довгохвильова компонента цих аномалій формує велику зону додатних значень незначної амплітуди, що свідчить про добру ізостатичну урівноваженість глибинних структур Чорного моря. Швидкісну будову літосферної мантії Чорного моря (до глибини 85 км) вивчено локальною сейсмічною томографією, яка використовує часи пробігу *P*-хвиль від землетрусів, що сталися усередині регіону і зареєстровані мережею сейсмічних станцій навколо Чорного моря. Результати сейсмотомографічного дослідження вказують на неоднорідну будову верхньої мантії Чорного моря з домінуванням зон підвищених швидкостей у західній і східній частинах моря. Комплексування двох методів, гравітаційного аналізу і сейсмічної томографії, виконано за розрахунком гравітаційного впливу верхньомантії неоднорідностей, отриманих сейсмічною томографією. Узгодженість знака і порядку величини аномального мантіїного гравітаційного поля, отриманого вказаними двома незалежними методами, дає змогу зробити висновок щодо наявності досить жорсткої континентальної літосфери під Чорним морем.

3D gravity analysis and local seismic tomography have been performed to study the lithosphere structure of the Black Sea. Due to gravity analysis gravity effects of different layers and levels of the model (sea water, four layers in sediments, consolidated crust) have been distinguished and residual gravity anomalies of mantle origin have been obtained. Long-wave component of these anomalies forms the vast area of positive values with small amplitude that indicates good isostatic balance of deep structures of the Black Sea. Velocity structure of lithospheric mantle of the Black Sea (down to the depth of 85 km) was studied by local seismic tomography which used travel times of *P*-waves from the earthquakes occurred inside the region and recorded by a net of seismic stations around the Black Sea. Results of seismic tomography study indicate heterogeneous structure of the upper mantle of the Black Sea with dominant areas of increased velocities in the western and eastern parts of the sea. Joining of two methods — gravity analysis and seismic tomography has been carried out by calculation of gravity effect of the upper mantle heterogeneities obtained by seismic tomography. Correspondence of the sign and order of magnitude of anomalous mantle gravity field obtained by two mentioned independent methods gives us an opportunity to conclude on the presence of sufficiently rigid continental lithosphere under the Black Sea.

Введение. В геолого-тектоническом отношении развитие Черноморской мегавпадины (ЧВ) связано с раскрытием и закрытием океа-

на Тетис. Считается, что ЧВ была сформирована как задуговой бассейн в мелу—палеогене в результате закрытия океана Неотетис

и его субдукции под Понтийскую дугу [Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, Kerusov, 1997; Nikishin et al., 2001; 2003]. Заложение впадины произошло, скорее всего, на континентальной литосфере, представленной мозаикой террейнов и фрагментов микроплит, которые были спаяны вместе процессами аккреции в ходе нескольких тектонических циклов [Pease et al., 2008; Winchester et al., 2006; Stephenson, Shellart, 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010].

Как известно, ЧВ состоит из двух впадин (рис. 1) — Западно-Черноморской (ЗЧВ) и Восточно-Черноморской (ВЧВ), заполненных мощными (до 12—14 км) кайнозойскими и четвертичными осадками [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Белоусов, Вольвовский, 1989; Starostenko et al., 2004]. Эти впадины разделены Центрально-Черноморским поднятием, в составе которого выделяются поднятия Андрусова на севере и Архангельского на юге. Переинтерпретация старых материалов ГСЗ в рассматриваемом регионе [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] показала присутствие толстой коры южной окраины Восточно-Европейской платформы и Скифской платформы под северо-западным шельфом ЧВ и Азовским морем, тонкой океанической и суб-

океанической коры ЗЧВ и ВЧВ, разделенных узкой полосой утоненной континентальной коры Центрально-Черноморского поднятия. Само поднятие представлено эшелонированной системой блоков коры, фундамент которых поднимается в южном направлении (до 6 км на поднятии Архангельского).

Понимание геодинамической ситуации и изучение тектонических процессов в регионе должно базироваться на непосредственных данных о строении литосферы, получаемых методами сейсмической томографии. Район ЧВ слабо изучен сейсмотомографическими методами, занимая лишь небольшую пограничную область региональных томографических моделей, построенных для Европы и Альпийско-Черноморского пояса [Spakman et al., 1993; Bijwaard et al., 1998; Marquering, Snieder, 1996; Piromallo, Morelli, 2003; Amaru, 2007; Королева и др., 2010]. Для устранения этого недостатка в последнее время опубликован ряд работ по локальной сейсмической томографии, использующей времена пробега *P*-волн от землетрясений, произошедших внутри и вокруг ЧВ и зарегистрированных сетью постоянных сейсмических станций вокруг моря [Гобаренко, Егорова 2008; 2010; Yegorova, Gobarenko 2010; Гобаренко, Яновская, 2011]. В резуль-

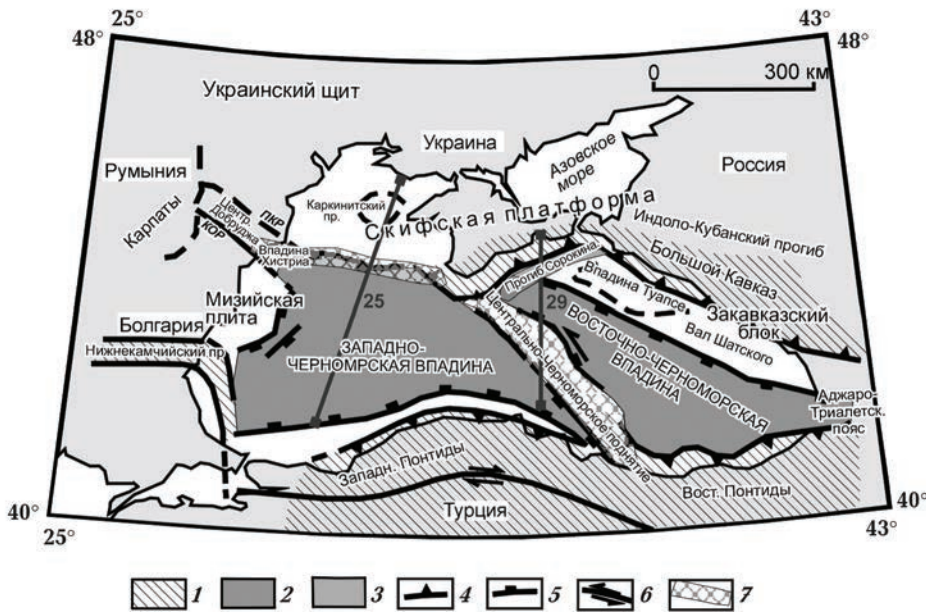


Рис. 1. Тектоническая схема Черноморского региона [Yegorova, Gobarenko, 2010]. ПКР и КОР соответствуют разломам Печенега-Камена и Капидава-Овидиу, ограничивающим Центральную Добруджу; линиями показаны сейсмические профили ГСЗ 25 и 29 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]; 1 — области основных третичных деформаций сжатия, 2 — океаническая кора, 3 — аккреционный прогиб, 4 — основные зоны сжатия, 5 — основные зоны растяжения, 6 — основные сдвиги, 7 — шовные зоны.

тате обнаружена неоднородная структура литосферы под ЧВ с доминированием двух высокоскоростных аномалий под западной и восточной частями моря. Скоростная структура мантии района ЧВ до глубины 2500 км [Бугаренко и др., 2008] получена обращением большого количества данных первых вступлений *P*-волн (ISC данные) на станции Европы, Азии и Северной Африки.

Довольно широкое применение в регионе получили методы гравитационного моделирования, включая 3D расчеты эффектов основных слоев коры [Belousov et al., 1988; Бурьянов и др., 1989; Егорова и др., 1996; Starostenko et al., 2004; Старостенко и др., 2011]. В итоге выявлен довольно широкий разброс величин и знака мантийных гравитационных аномалий (от -80 до $+80$ мГал), что объясняется недостаточной изученностью структуры коры и рельефа поверхности Мохо и различной плотностной параметризацией модели (прежде всего осадков).

Результаты последних сейсмических работ в восточной части ЧВ с использованием преломленных волн и закритически отраженных волн [Shillington et al., 2009; Scott et al., 2009], переинтерпретация старых материалов ГСЗ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010], а также появление новых карт глубин поверхности Мохо для ЧВ [Starostenko et al., 2004] и окружающих областей [Grad et al., 2009] позволили нам уточнить строение коры ЧВ и пересчитать гравитационный эффект коры. В результате получены новые оценки мантийного гравитационного эффекта, которые сравнивались с таковыми, выделенными по данным сейсмической томографии. Это собственно и является предметом нашей статьи, посвященной одной из основных проблем тектоники Черноморского региона, связанной с современной конфигурацией литосферных блоков под Черным морем.

Краткий геолого-тектонический очерк.

Несмотря на значительные успехи в изучении ЧВ различными методами геологии и геофизики, все еще остается ряд нерешенных вопросов, вызывающих активную дискуссию. К ним относятся время раскрытия ЧВ (или возраст образования самых древних осадков), механизм образования самой мегавпадины и природа основных литосферных блоков под ней [Nikishin et al., 2003; Starostenko et al., 2004; Shillington et al., 2008; Stephenson, Schellart, 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010]. По геологическим данным считается, что раскры-

тие ЧВ произошло в меловое время [Адамия и др., 1974; Letouzey et al., 1977; Görür, 1988; Nikishin et al., 2003]. Анализ большого количества сейсмических данных позволил уточнить этот интервал времени между нижним мелом и палеоценом [Finetti et al., 1988], что в целом совпадает с представлениями других авторов [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Robinson et al., 1996].

При обсуждении возможного механизма образования ЧВ высказывались разные точки зрения: от предположения, что сегмент ЧВ (вместе с Южно-Каспийской впадиной) может быть реликтовой структурой древнего мезозойского океана [Dewey et al., 1973; Zonenshain, Le Pichon, 1986] до современной точки зрения, рассматривающей образование ЧВ как задугового бассейна в конце мела [Görür, 1988; Nikishin et al., 2003]. Данные региональной геологии [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Banks, Robinson, 1997] и морских сейсмических исследований отраженными волнами [Finetti et al., 1988] указывали на различия в происхождении двух впадин в западной и восточной частях ЧВ. При этом вращение блока Центрально-Черноморского поднятия (с учетом разных схем вращения) рассматривалось в качестве основного приводного механизма раскрытия впадины в восточной части ЧВ [Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009].

Более четко идея различного происхождения ЗЧВ и ВЧВ была разработана в работах Робинсона с соавторами [Robinson et al., 1996; Banks, Robinson, 1997; Robinson, Kerusov, 1997]. По их мнению, ЗЧВ начала раскрываться в середине мела как микроплита (включающая структуры, представленные современными Западными и Восточными Понтидами), отделяющаяся от Мизийской и Скифской плит и двигающаяся в юго-восточном направлении, оставляя за собой новообразованный задуговой океанический бассейн. Ключевой современной структурой такого тектонического события является разлом Печенега-Камена (см. рис. 1) и его продолжение на акватории [Banks, Robinson, 1997]. Разлом Печенега-Камена, будучи продолжением зоны Тейссейра — Торнквиста, контролирует на территории Румынии южную границу Восточно-Европейской платформы [Săndulescu, 1978; Visarion et al., 1990]. В целом он представляет собой тектоническую зону с характерными сдвиговыми деформациями, которые могут быть связаны с раскрытием впадины в западной части ЧВ [Banks, Ro-

binson, 1997; Seghedi, Oaie, 1994; Sändulesku, 1994; Hippolite, 2002]. Подтверждением этому могут быть результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по 25 профилю [Баранова и др., 2008], которые показывают существование на месте возможного продолжения разлома Печенега-Камена высокоамплитудного сброса, по которому фундамент на шельфе резко (до 8 км!) погружается в ЗЧВ.

Для восточной части ЧВ установлена генетическая связь ВЧВ со структурами Большого Кавказа, подразумевающая заложение ВЧВ на коре Закавказской глыбы [Адамия и др., 1974; Golonka, 2004; Saintot et al., 2006]. Это хорошо увязывается с продолжением ВЧВ в восточном направлении в пределы Аджаро-Триалетского пояса [Адамия и др., 1974; Чекунов, 1989; Щерба, 1994; Banks et al., 1997]. Более того, современная ВЧВ была составной частью Закавказского осадочного бассейна, существовавшего в юре и мелу от Добруджи до Копет-Дага [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Banks et al., 1997; Шрейдер и др., 1997; Brunet et al., 2003;

Golonka, 2004]. Авторы настоящей статьи надеются, что представленные результаты исследования помогут уточнить знания и представления о глубинном строении и процессах, происходящих в ЧВ.

Гравитационное поле. В гравитационном поле, представленном аномалиями в свободном воздухе на акватории и аномалиями Буге на суше (рис. 2), глубоководная часть ЧВ характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями. На этом фоне выделяются две крупные положительные аномалии в центральных частях ЗЧВ и ВЧВ с амплитудами 20 и 40 мГал соответственно, которые разделены довольно широкой областью отрицательных значений в центральной части моря. Глубокие осадочные прогибы вдоль северной и северо-восточной границ ВЧВ (впадины Туапсе, Сорокина и Индоло-Кубанский прогиб) отмечаются гравитационными минимумами от -60 до -80 мГал. Региональный гравитационный минимум ЧВ окружен практически со всех сторон поясами гравитационных макси-

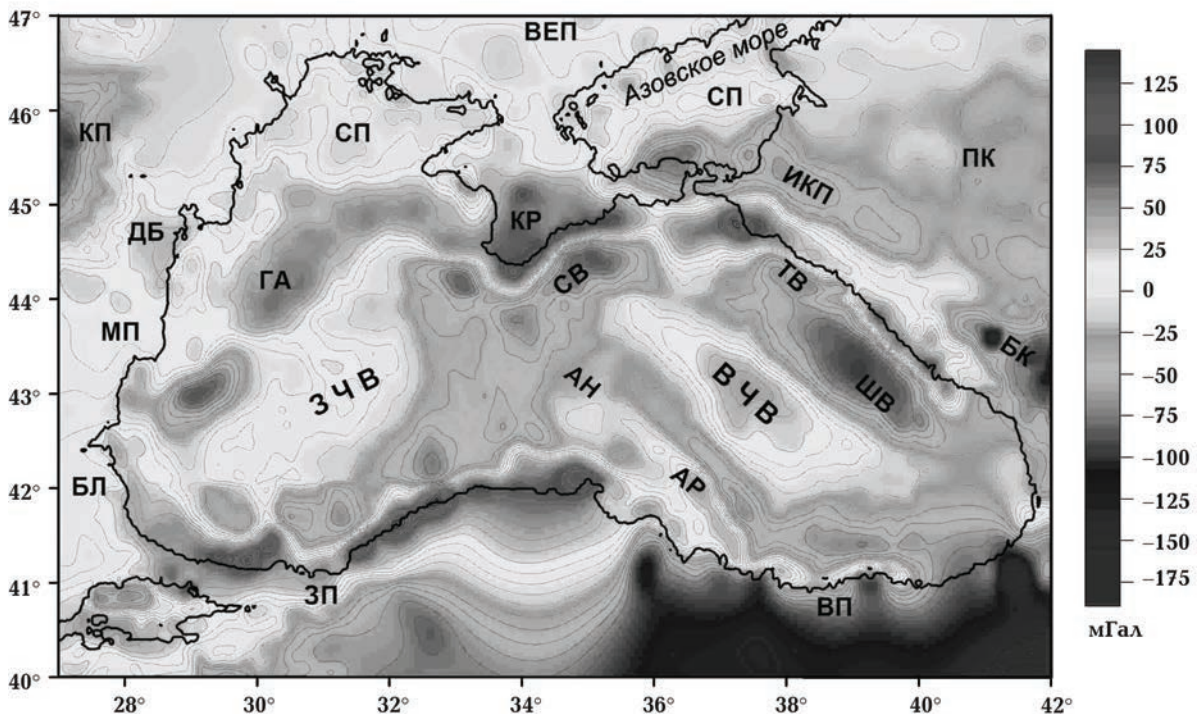


Рис. 2. Аномальное гравитационное поле Черноморского региона. Представлено осредненными по сети 5×5 км аномалиями в свободном воздухе на акватории (спутниковые данные с разрешением 2 мин) и аномалиями Буге на суше [Wubraniec et al., 1998]: АН — поднятие Андрусова, АР — поднятие Архангельского, БК — Большой Кавказ, БЛ — Балканиды, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВП — Восточные Понтиды, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, ГА — Губкинская аномалия, ДБ — Добруджа, ЗП — Западные Понтиды, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, ИКП — Индоло-Кубанский прогиб, КП — Карпаты, КР — Крым, МП — Мизийская плита, ПК — Предкавказье, СВ — впадина Сорокина, СП — Скифская плита, ТВ — впадина Туапсе, ШВ — вал Шатского.

мумов вдоль края континентального склона и береговой линии. Здесь выделяются две главные зоны — северная, прослеживающаяся от северо-западного шельфа через Крым к Кавказскому побережью, и южная, которая контролирует структуры Балканид, Западных и Восточных Понтид. Эти полосовые аномалии объясняются телами плотных пород основного состава, внедренных в кору вдоль континентальной окраины ЧВ [Бурьянов, Соловьев, 1996; Starostenko et al., 2004]. Однако возраст пород и механизм столь масштабного внедрения, которое бы свидетельствовало о важном региональном тектоническом событии, не ясны.

Гравитационное поле северного и северо-восточного обрамления ЧВ характеризуется слабоотрицательными значениями аномалий Буге на Скифской плите и отрицательными аномалиями порядка -40 мГал в Предкавказье. С востока, юго-востока и юга ЧВ окружена сильными гравитационными минимумами орогенов Большого Кавказа и Восточных Понтид. Структуры западного ограничения ЧВ (Добруджа, Мизийская плита, Балканиды) выделяются положительным гравитационным полем (см. рис. 2).

Методика гравитационного анализа и параметризация модели. Для выделения гравитационных эффектов литосферы и ее основных этажей применялся 3D гравитационный анализ с использованием методики геологического редуцирования (gravity back-stripping analysis). Он включает расчет гравитационных эффектов слоев, по которым есть информация о строении и свойствах, их удаление из исходного аномального гравитационного поля и получение остаточных гравитационных аномалий, обусловленных плотностными неоднородностями в нижележащей литосфере. Для нашего моделирования использовалась процедура выделения гравитационных эффектов отдельных слоев коры, которая применялась для 3D гравитационного анализа большей части Европейского континента, включающей Центрально-Европейскую систему осадочных бассейнов [Yegorova et al., 2007]. Схематически она представляет собой следующую последовательность операций: 1) расчет гравитационного влияния слоя морской воды и осадочной толщи, при удалении которого из исходного аномального поля силы тяжести образуются разностные аномалии I ($\Delta g_{\text{ост I}}$); 2) последующее удаление гравитационного влияния рельефа поверхности Мохо и крупных внутрикоревых неоднородностей, что приводит к обра-

зованию разностных аномалий II и III ($\Delta g_{\text{ост II}}$ и $\Delta g_{\text{ост III}}$), при этом предполагается существенно мантийная природа остаточных аномалий III; 3) спектральный анализ остаточных аномалий III с выделением длинноволновой и коротковолновой составляющих.

Значения относительных плотностей, которые используются для гравитационных расчетов, получены нормированием их абсолютных значений относительно референтной модели, представляющей осредненную плотностную колонку коры и верхней мантии тектонических структур района исследований [Yegorova et al., 2007]. Для Черноморского региона такая референтная модель может быть представлена "осредненной" колонкой структур обрамления Черного моря, которая включает континентальную кору мощностью 40 км с плотностью 2,82 г/см³ и верхнюю мантию с плотностью 3,3 г/см³. Гравитационные эффекты слоев рассчитывались для слоистой модели с элементарным телом в виде вертикального параллелепипеда с произвольно наклоненным верхним и нижним основанием [Старостенко, Легостаева, 1998]. Размер параллелепипеда для нашей модели составил 10 × 10 км, а общее количество тел в слое — 128 × 82 ($X \times Y$).

Значения плотности (ρ) в слоях модели определялись по скоростям распространения продольных волн (V_p) с использованием корреляционных функций между скоростью и плотностью [Ludwig et al., 1971]. Скорости в осадочной толще и в коре Черного моря известны по данным многочисленных сейсмических исследований в регионе [Finetti et al., 1988; Геофизические ..., 1996; Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Shillington et al., 2009]. Для гравитационного анализа выбрано четыре слоя в осадочном чехле: четвертичные осадки, осадки преимущественно неогенового возраста, майкопская серия и эоценпалеоценовые породы со средними значениями плотности в слоях 2,10, 2,35, 2,6 и 2,65 г/см³ соответственно. Они получены по значениям скоростей P -волн (табл. 1) [Finetti et al., 1988; Belousov et al., 1988; Баранова и др., 2008] с использованием переводной функции $\rho = 0,2375 V_p + 1,475$ для легких осадков ($V_p \leq 3,2$ км/с); функции $\rho = 0,17375 V_p + 1,6625$ — для более плотных осадочных пород и верхней консолидированной коры с $V_p < 6,5$ км/с, а функции $\rho = 0,3185 V_p + 0,7620$ — для плотностной параметризации нижней коры и верхней мантии с $V_p = 6,5 \div 8,5$ км/с [Ludwig et al., 1971]. На рис. 3 показана модель строения осадков и консоли-

Т а б л и ц а 1. Скорости и плотности осадочных пород Черноморской впадины

Возраст	[Finetti et al., 1988]	[Belousov et al., 1988]		[Starostenko et al., 2004]	Принятые в данной работе	
	V_p , км/с	V_p , км/с	ρ , г/см ³	ρ , г/см ³	V_p , км/с [Баранова и АР., 2008]	ρ , г/см ³
Четвертичный	1,8	2,0—2,3	2,25	2,15	1,6—3,0	2,10
		2,2—2,4				
	2,6—2,8	3,0	2,6	2,35	3,0—3,2	2,35
		3,5—4,1				
	4,3—4,5	4,5—5,0	—	2,65	4,2—4,5	2,65
5,4—5,6						
Мезозой	5,6	5,4—5,6	—	—	—	—

дивированной коры Черного моря с принятыми значениями средних плотностей.

Суммарный гравитационный эффект, рассчитанный от модели (см. рис. 3), включает эффекты всех осадочных слоев и кристаллической коры, поэтому погрешность результивной модели зависит от ошибок, полученных на каждом этапе моделирования. Для оценки возможных погрешностей определения гравитационного эффекта выполнены расчеты для предполагаемого интервала изменений плотностей в каждом слое с расчетом соответствующего эффекта (табл. 2); расчеты проводились для плоскопараллельного слоя относительно принятой референтной модели. Возможный эффект за счет вариаций плотности в каждом осадочном слое составляет – (6—8) мГал, а суммарный эффект в осадках — порядка – 29 мГал, который частично компенсируется положительным влиянием (+ 8 мГал) от изменений плотности (2,88—2,92 г/см³) в океанической коре. Таким образом, общий эффект от возможных вариаций плотности во всех слоях коры Черного моря оценивается около 20 мГал, что означает, что остаточные гравитационные аномалии $\Delta g_{ост III}$ более 20—25 мГал могут быть использованы для геологической интерпретации.

Результаты 3D гравитационного анализа. Строение осадочного чехла и разностные аномалии I. На современном этапе Черное море представляет собой плоскую абиссальную котловину с глубиной морского ложа до 2 км (рис. 4, а); гравитационный эффект слоя морской воды достигает значений – 160 мГал в центральной части котловины (рис. рис. 4, е). Основные черты современного Черного моря сформировались в четвертичное время, когда были сформированы мощные осадки Дунайской дельты на западе и Доно-Кубанской на востоке (рис. 4, б) [Туголесов и др., 1985]. Эффект этих осадков ($V_p = 1,6 \div 2,5$ км/с, $\bar{\rho} = 2,10$ г/см³; см. табл. 1) образует гравитационную аномалию – (70—100) мГал в форме широкого овала над Дунайской дельтой, которая протягивается на северо-восток в Доно-Кубанскую дельту (рис. 4, ж).

Изменение мощности неогеновых осадков (плиоцена и верхнего/среднего миоцена) свидетельствует об изменении процессов осадконакопления в ЧВ: в западной части их мощность в 1,5—2 меньше, чем в восточной. Эти осадки ($V_p = 3,0 \div 3,2$ км/с и $\bar{\rho} = 2,35$ г/см³), ограниченные снизу кровлей майкопской серии (рис. 4, в), создают гравитационный эффект в виде двух ориентированных в северо-

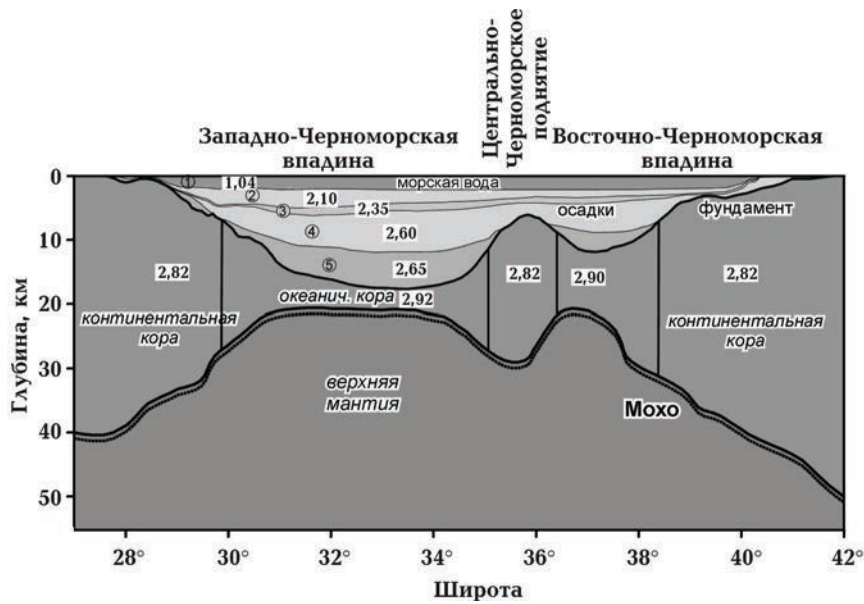


Рис. 3. Плотностной разрез вдоль широты 43°, иллюстрирующий строение модели и средние плотности в осадках и консолидированной коре, используемые для 3D гравитационного анализа. Цифры в кружках: 1 — морская вода, 2 — четвертичные осадки, 3 — плиоцен—верхне/средне миоценовые отложения, 4 — майкопская серия (нижний миоцен—олигоцен), 5 — палеоцен—эоценовые породы.

западном направлении гравитационных аномалий ВЧВ и ЗЧВ с амплитудами до -50 мГал (рис. 4, з). Примерно таким же эффектом отмечается Индоло-Кубанская впадина с мощностью неогеновых осадков до 3,5 км.

В майкопское время (олигоцен — нижний миоцен) была сформирована система узких

прогибов (рис. 4, г) вдоль побережья Крыма и Северного Кавказа (впадина Сорокина, Керченско-Таманский прогиб, впадина Туапсе и Индоло-Кубанский прогиб). Основная фаза прогибания этих бассейнов и заполнение их осадками (до 5 км мощности) происходили в майкопское время. Такая же мощность май-

Т а б л и ц а 2. Возможные ошибки оценок гравитационного эффекта при гравитационном анализе коры Черного моря

Слой модели		Интервал изменения плотности (ρ), г/см ³	$\Delta\rho$, г/см ³	Верхние и нижние глубины слоя (H), км	ΔH , км	Расчетный гравитационный эффект, мГал
Осадочный	Четвертичный	2,0—2,10	0,10	2—3,5	1,5	-6
	Неоген	2,25—2,35	0,10	4,0—5,5	1,5	-7
	Майкопская серия	2,55—2,6	0,05	6—10	4	-8
	Эоцен—палеоцен	2,6—2,65	0,05	10—14	4	-8
Консолидированная кора	Океаническая кора	2,88—2,92	0,04	15—22	7	+8
						Всего: -21

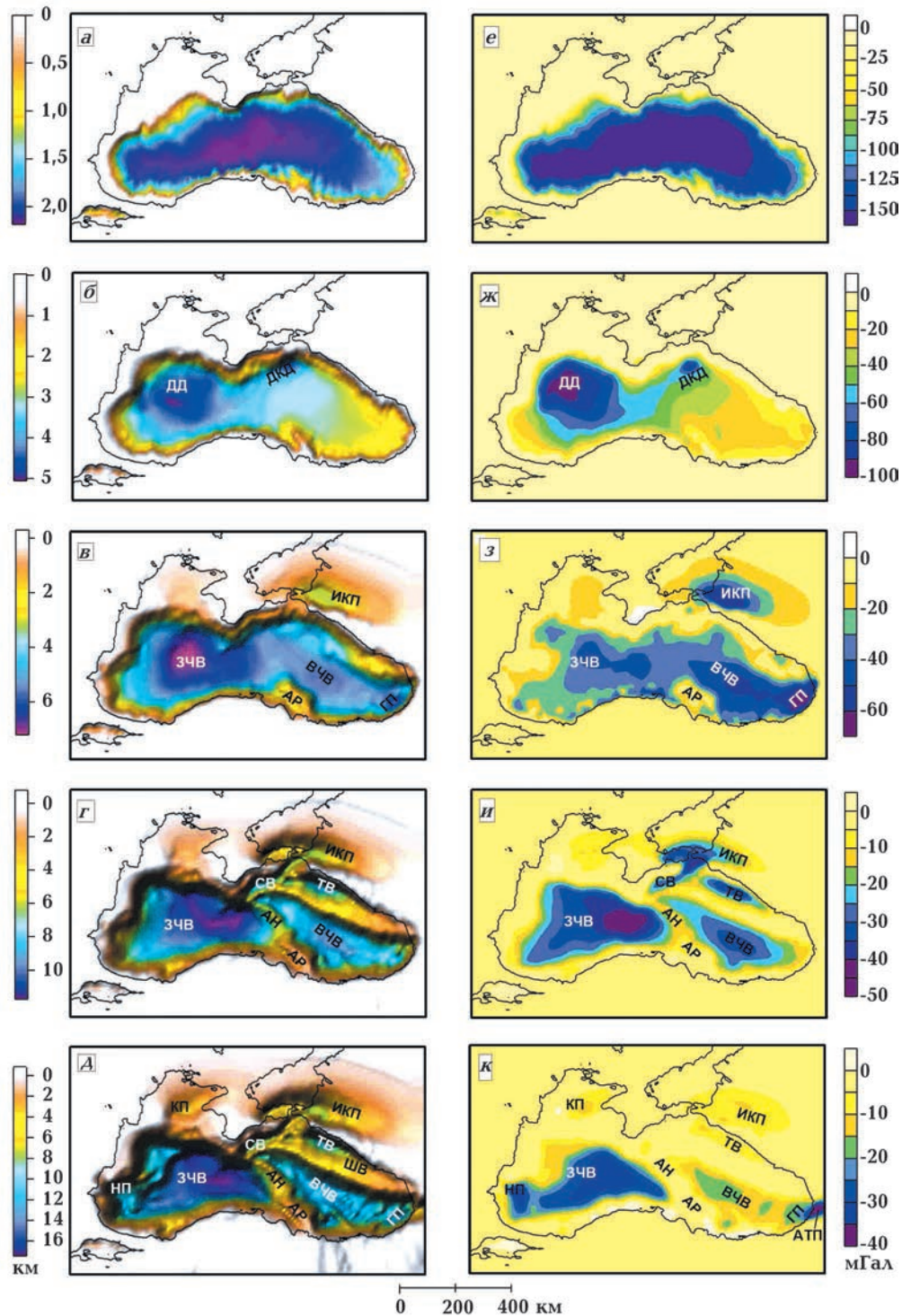


Рис. 4. Гравитационный эффект морской воды Черного моря и четырех слоев в осадках, геометрия которых задавалась по структурным картам [Туголесов и др., 1985]. Эффект слоя морской воды (e) с глубинами дна моря (a); эффект четвертичных осадков, ограниченных подошвой антропогена (б) с плотностью $2,10 \text{ г/см}^3$ (ж); гравитационный эффект неогеновых осадков (плиоцен—верхне/средний миоцен) с плотностью $2,35 \text{ г/см}^3$ (з) и подошвой по кровле майкопской серии (в); влияние отложений майкопской серии со средней плотностью $2,60 \text{ г/см}^3$ (u), ограниченных подошвой олигоцена (г); эффект палеоцен-эоценовых пород с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$ (к) и подошвой по кровле мела (g). АТП — Аджаро-Триалетский пояс, ГП — Гурийский прогиб, ДД — Дунайская дельта, ДКД — Доно-Кубанская дельта, КП — Каркинитский прогиб, НП — Нижнекамчийский прогиб. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

копских осадков образовалась в ЗЧВ, тогда как в ВЧВ эти осадки имеют меньшую мощность и занимают меньшую площадь. Соответственно расчеты гравитационного эффекта пород майкопской серии ($V_p = 4,0 \div 4,6$ км/с, $\bar{\rho} = 2,60$ г/см³, см. табл. 1) позволяют оконтурить в западной части ЧВ более широкую аномальную область с более высокими значениями поля, чем в восточной части (рис. 4, и). Впадины Сорокина, Туапсе и Индоло-Кубанский прогиб отмечаются здесь меньшими гравитационными аномалиями. Самый нижний слой осадочной толщи представлен палеоцен-эоценовыми породами ($V_p = 4,2 \div 4,5$ км/с, $\bar{\rho} = 2,65$ г/см³) с нижним ограничением по кровле мела (рис. 4, г). Большая мощность палеоцен-эоценовых пород в западной части ЧВ обуславливает гравитационный эффект (порядка – 30 мГал), который примерно в два раза превышает таковой в восточной части моря (рис. 4, к).

На рис. 5, а, показывающем общий эффект морской воды и всех осадочных слоев, вы-

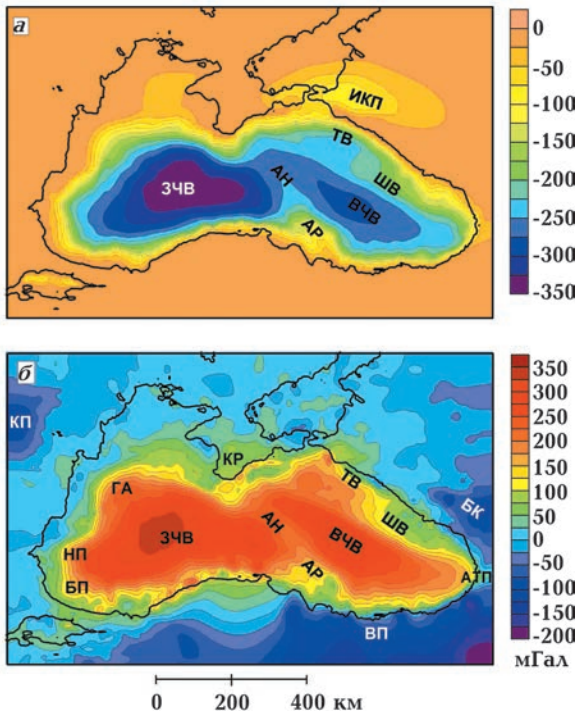


Рис. 5. Общий гравитационный эффект (а) морской воды и осадочных слоев (см. рис. 4) и остаточные гравитационные аномалии I (б). Последние получены удалением эффекта осадков и морской воды из исходного аномального гравитационного поля (см. рис. 2). БП — Бургасский прогиб. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

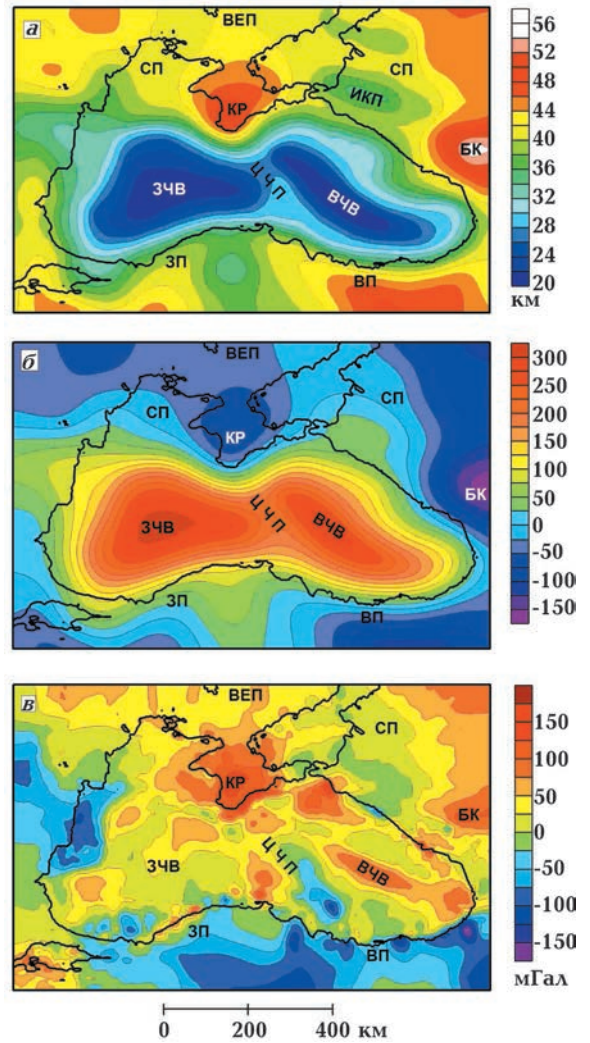


Рис. 6. Поверхность Мохо (а), ее гравитационный эффект (б) и разностное гравитационное поле II Черноморского региона (в). Разностные гравитационные аномалии II получены удалением эффекта от Мохо (б) из разностных аномалий I (см. рис. 5, б). ЦЧП — Центрально-Черноморское поднятие. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

деляются две региональные аномалии: одна в ЗЧВ (– 340 мГал) в форме большого овала, ось которого вытянута в широтном направлении, а другая в ВЧВ северо-западного простирания и амплитудой до – 280 мГал. Разностные гравитационные аномалии I ($\Delta g_{ост I}$), полученные удалением эффекта осадков и морской воды (см. рис. 5, а) из исходного аномального гравитационного поля, показаны на рис. 5, б. Они обусловлены плотностными неоднородностями литосферы, а именно: рельефом поверхности Мохо, неоднородностями внутри коры и в верхней мантии. Разностная аномалия I в ВЧВ

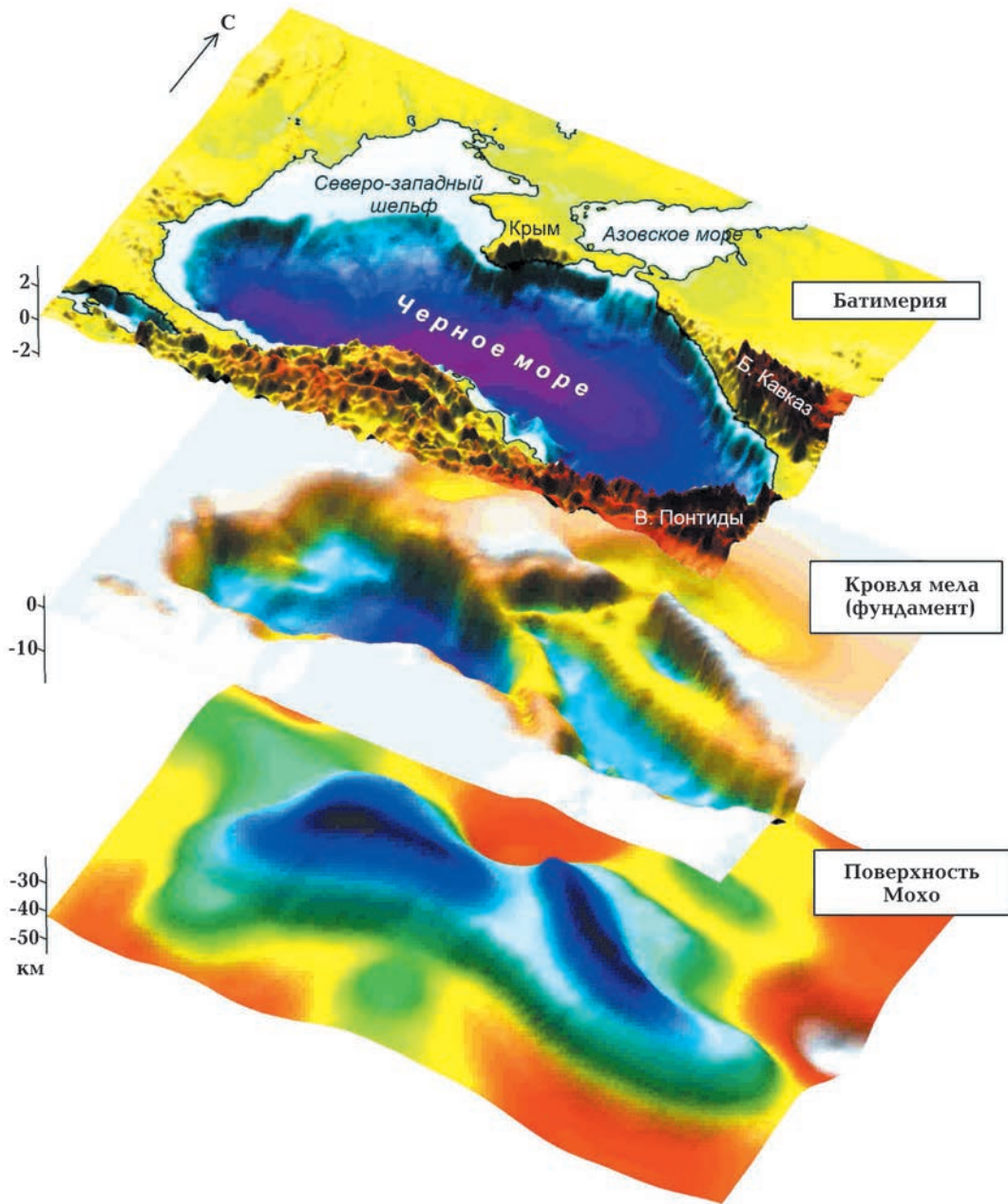


Рис. 7. 3D диаграмма основных поверхностей модели коры Черного моря (вид с юго-востока): верхняя поверхность — рельеф земной поверхности и батиметрия, средняя — подошва кайнозойских осадков (см. рис. 4, *г*), нижняя — поверхность Мохо (см. рис. 6, *а*). Цветовая гамма поверхностей соответствует глубинам на рис. 4, *а*, *г* и 6, *а*.

(300 мГал), в целом повторяя форму аномалии в свободном воздухе (см. рис. 2), более выразительна и имеет большие размеры, расширяясь в обе стороны от оси аномалии. Разностная аномалия I в ЗЧВ (до 340 мГал) состоит из двух ветвей субширотного простирания — северной и южной, которые объединяются в центральной части ЧВ (рис. 5, *б*).

Рельеф поверхности Мохо и разностные аномалии II. Рельеф поверхности Мохо является главным фактором разностных аномалий I в Черном море. В качестве исходной карты глубин залегания поверхности Мохо для гравитационного анализа принимался Черноморский сегмент последней карты Мохо Европейского континента [Grad et al., 2009], отра-

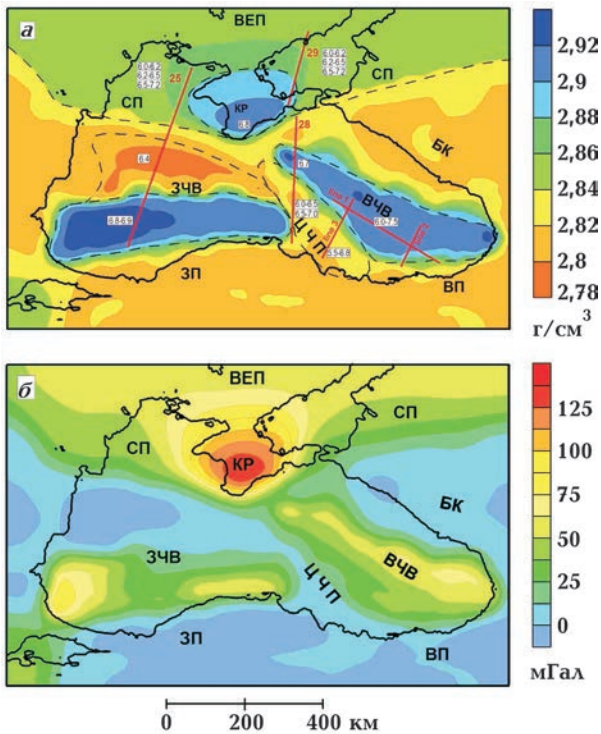


Рис. 8. Оценка гравитационного эффекта крупных внутрикоровых неоднородностей. Средние плотности коровых блоков в г/см^3 (а) получены по скоростям P -волн, км/с (цифры в прямоугольниках). Скорости, представленные одним рядом значений (осредненные для всей кристаллической коры), двумя рядами (двухслойная кора) или тремя (трехслойная кора), определялись по сейсмическим профилям 25, 28/29 [Yegorova et al., 2010] и линиям 1, 2 и 3 [Shillington et al., 2009]. Расчет гравитационного эффекта выполнялся по плотностям коры (приведенным к референтной плотности $2,82 \text{ г/см}^3$) с нижним и верхним ограничениями по кровле мела (см. рис. 4, г) и поверхности Мохо (см. рис. 6, а) соответственно.

жающей изменения мощности коры не только под самим морем [Starostenko et al., 2004], но и тектонических структур вокруг Черного моря. Однако этот вариант [Grad et al., 2009] не учитывал некоторых региональных особенностей границы Мохо на суше и результатов построения последних скоростных моделей на акватории. Поэтому на суше исходная модель Мохо уточнена для регионов Прикавказья — Индоло-Кубанского прогиба и Северного Кавказа по данным обобщения региональных исследований ГСЗ [Kostyuchenko et al., 2004; Краснопевцева, 1996]. Эти изменения касались подъема Мохо (до глубин 36 км) под Индоло-Кубанским прогибом и сильного утолщения коры (до 50 км) под Большим Кавка-

зом, которые отсутствовали на карте [Grad et al., 2009]. В самой впадине глубина залегания поверхности Мохо уточнялась по последним скоростным моделям коры [Shillington et al., 2009; Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. В результате построена уточненная карта Мохо (рис. 6, а), использованная для последующего гравитационного анализа. Основой для построения карты Мохо послужила карта [Grad et al., 2009], уточненная по данным скоростных моделей в Черном море [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Shilling-

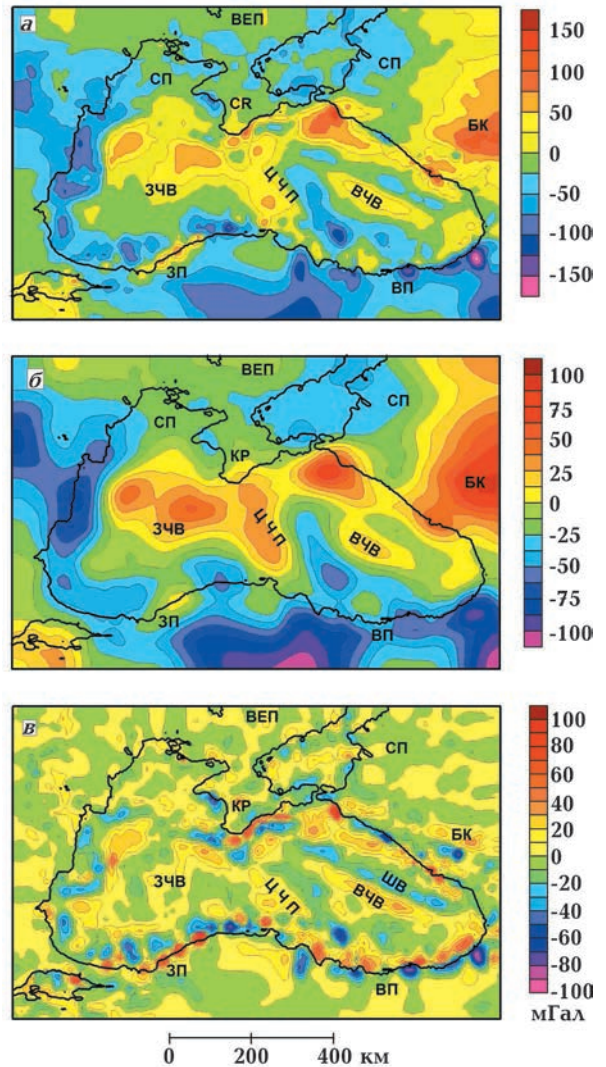


Рис. 9. Остаточные гравитационные аномалии III Черноморского региона: а — аномалии III, полученные удалением эффекта внутрикоровых плотностных неоднородностей (см. рис. 8, б) из разностного поля II (см. рис. 6, в), б, в — длинноволновая (б) и коротковолновая (в) составляющие аномалий III. Условные обозначения см. на рис. 2, 4 и 6.

ton et al., 2009] и региональных сейсмических работ в Предкавказье и на Кавказе [Kostyuchenko et al., 2004; Краснопецева, 1996].

Так как гравитационный эффект от поверхности Мохо рассчитывался относительно референтной модели с поверхностью Мохо на глубине 40 км и скачком плотности 0,48 г/см³ на границе кора/мантия, области с подъемом Мохо выше 40 км выделялись положительными гравитационными аномалиями, а регионы с глубинами Мохо ниже этого уровня — отрицательными. Соответственно главной региональной особенностью расчетного эффекта от поверхности Мохо, поднимающейся в центральной части ЧВ до 20—22 км, является гравитационный максимум в центральной части ЧВ, состоящий из двух аномалий амплитудой 280—300 мГал над ЗЧВ и ВЧВ (рис. 6, б). И наоборот, крупные прогибы поверхности Мохо (до 48—50 км), под Большим Кавказом и Восточными Понтидами соответствуют на рис. 6, б гравитационным минимумам порядка – (100—150) мГал.

Удалением гравитационного эффекта от поверхности Мохо из разностных аномалий I получены разностные аномалии II ($\Delta g_{\text{ост II}}$, рис. 6, в), отражающие эффект неоднородностей в литосфере (консолидированной коре и литосферной мантии). В сравнении с разностными аномалиями I, аномалии II формируют мозаичную структуру поля с сильно уменьшенными (до 50—80 мГал) амплитудами. Это свидетельствует о том, что поверхность Мохо в ЧВ является хорошей изостатической границей, т. е. избыток масс за счет подъема поверхности Мохо компенсирует недостаток масс в глубоком осадочном бассейне. Эта особенность хорошо видна на 3D диаграмме основных структурных поверхностей ЧВ (рис. 7). Сильная разностная аномалия II в Крыму связана с коровыми телами высокой скорости и плотности, которые обусловили сильную аномалию Буге величиной 100 мГал [Бурьянов, Павленкова, 1974; Гобаренко и др., 1991; Ентин и др., 2010].

Внутрикоровые неоднородности и разностные аномалии III. Для исключения влияния внутрикоровых неоднородностей Черноморского региона (главным образом за счет присутствия разных типов коры) составлена схема плотностных и скоростных неоднородностей (рис. 8, а), в которой учтены последние скоростные модели по сейсмическим профилям в ЧВ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Shillington et al., 2009; Scott et al.,

2009]. ЗЧВ подстилается тонкой корой океанического типа с высокими скоростью и плотностью и корой переходного типа (или утоненной континентальной корой в северной части впадины); последняя имеет средние значения скорости ~ 6,4 км/с и плотности 2,80 г/см³ (профиль 25 на рис. 8, а). В ВЧВ установлена тонкая кора океанического типа, как и в ЗЧВ, со средней плотностью 2,90 г/см³ и скоростью 6,7 км/с [Баранова и др., 2008], при интервале изменения скоростей от 6,0 до 7,5 км/с [Shillington et al., 2009]. Утоненная континентальная кора Центрально-Черноморского поднятия, пересекаемого профилями 29 [Баранова и др., 2008] и 3 [Shillington et al., 2009], характеризуется скоростями, изменяющимися от 5,5 до 6,8 км/с и средней плотностью 2,82 г/см³. На плотностной модели (см. рис. 8, а) выделяются два блока высокой (2,90—2,92 г/см³) плотности в ЗЧВ и ВЧВ и один блок повышенной (> 2,84 г/см³) плотности в южной части Восточно-Европейской платформы (включая Украинский щит и Скифскую плиту) с блоком аномально высокой плотности в коре Крыма (2,90 г/см³).

В соответствии с плотностной моделью (см. рис. 8, а), ЗЧВ и ВЧВ отмечаются максимумами гравитационного эффекта (рис. 8, б) от внутрикоровых неоднородностей. Удалением этого эффекта из разностных аномалий II получены разностные аномалии III ($\Delta g_{\text{ост III}}$) (рис. 9), более сглаженные в сравнении с первыми, с уменьшенными на 25—50 мГал амплитудами. Разностные аномалии III на рис. 9, а теоретически должны иметь мантийную природу, хотя не исключается определенный вклад локальных коровых неоднородностей, которые не учитывались при моделировании. Разная природа составляющих поля $\Delta g_{\text{ост III}}$ должна отражаться и в разных длинах волн поля на рис. 9, а: длинноволновая компонента связывается с мантийными аномалиями, а коротковолновая — с неучтенными (или мелкомасштабными) локальными неоднородностями в коре. Для реализации этого предположения выделена длинноволновая компонента аномалий III с использованием фильтра с окном 100 км (рис. 9, б). Она оконтуривает изолинией 25 мГал две области в западной и восточной частях моря, а также небольшую область (50 мГал) в северо-восточной части ЧВ. Характерной особенностью поля коротковолновой компоненты (рис. 9, в), полученной вычитанием длинноволновой компоненты (см. рис. 9, б) из самих аномалий III (см. рис. 9, а), являются цепочки положи-

тельных аномалий вдоль края континентального склона ЧВ. В восточной части ЧВ выделяются параллельные полосы максимумов и минимумов северо-западного простирания. Одна из таких полос, над валом Шатского, возможно коррелируется с самой сильной магнитной аномалией ЧВ — Алуштинско-Батумским максимумом.

Данные, методика и результаты сейсмической томографии. Сейсмотомографическая модель, используемая в данной работе, опубликована недавно [Гобаренко, Яновская, 2011], но для цельности изложения материала, остановимся кратко на основных положениях методики и главных результатах выполненного сейсмотомографического исследования.

В качестве исходных данных для локальной сейсмотомографии использованы времена прихода P -волн от землетрясений Черноморского региона, зарегистрированных 113 постоянными сейсмическими станциями вокруг Черного моря. Это станции, расположенные на побережье Турции, в Крыму, Румынии и Болгарии. Данные о временах прихода брались из различных источников — бюллетеней ISC, бюллетеней региональной сети Крымских станций, баз данных в Интернете и неопубликованных данных некоторых сейсмических станций. При подготовке данных использовалась процедура релокации сейсмических источников, в результате которой для сейсмической томографии было выбрано 88 землетрясений, произошедших в области, ограниченной 40° — 48° N и 26° — 42° E за период 1970—2006 гг.

Для Черноморского региона, который характеризуется сильными изменениями рельефа поверхности Мохо, представляется целесообразным выделить коровую компоненту из времен пробега P -волн и вычитанием ее из исходных данных получить мантийную составляющую. Это было сделано в работе [Гобаренко, Яновская, 2011] с использованием модели коры CRUST2.0 [Laske et al., 2000]. Для восстановления скоростного строения литосферы ЧВ применялся простой метод сейсмической томографии, использующий деление исследуемой области на ячейки, в которых определяются поправки к скорости по невязкам времен пробега относительно референтной модели. Скоростные поправки в ячейках находились решением системы линейных уравнений с помощью метода сингулярных разложений (SVD метод); регуляризация полученного решения выполнялась путем исключения малых сингулярных значений.

Для проверки достоверности полученной скоростной модели сделан тест “шахматная доска”. Тест показывает способность алгоритма восстанавливать синтетические аномалии, расположенные в шахматном порядке, как это показано на рис. 10 (левая колонка). Размеры ячеек при тестовом моделировании выбраны исходя из размеров неоднородностей в изучаемом регионе (приблизительно 220×220 км). Результаты восстановления аномалий показаны на рис. 10 справа.

В результате сейсмотомографической процедуры, которая выполнялась несколько раз с различным заданием слоев, было изучено скоростное строение литосферной мантии до глубины 85 км [Гобаренко, Яновская, 2011]. Полученное распределение скоростей указывает на довольно сложное строение региона исследований с доминированием высокоскоростных неоднородностей в западной и восточной частях ЧВ, которые разделены областью пониженных значений в центральной части моря (рис. 11). Эти две высокоскоростные области различаются ориентацией, размерами и градиентом нарастания скорости с глубиной. Неоднородность в восточной части моря с $V_p = 8,0 \div 8,15$ км/с прослеживается по всему глубинному интервалу, начиная с глубины 35 км. В верхнем слое (рис. 11, а) она ориентирована в северо-западном направлении, согласным с простиранием ВЧВ, глубже она уменьшается в размерах и на глубине 50—60 км (рис. 11, в) трансформируется в полосу субширотного простирания. Высокоскоростная область в ЗЧВ начинает проявляться только с глубины 50 км и характеризуется более высоким градиентом скорости, чем в ВЧВ. Выше она перекрыта низкоскоростной областью, которая прослеживается в центральную часть ЧВ. Центральный сектор южной части ЧВ и район Центральных и Восточных Понтид характеризуются зоной низких скоростей, которые контрастно выделяются на верхних сечениях до глубины 50 км (рис. 11 а, б).

Оценка гравитационного эффекта литосферной мантии с использованием сейсмотомографической модели. Комплексование двух методов — гравитационного анализа и сейсмической томографии выполнено путем расчета гравитационного эффекта литосферной мантии по данным сейсмической томографии и его сравнения с мантийными гравитационными аномалиями, полученными гравитационным анализом. Для этого распре-

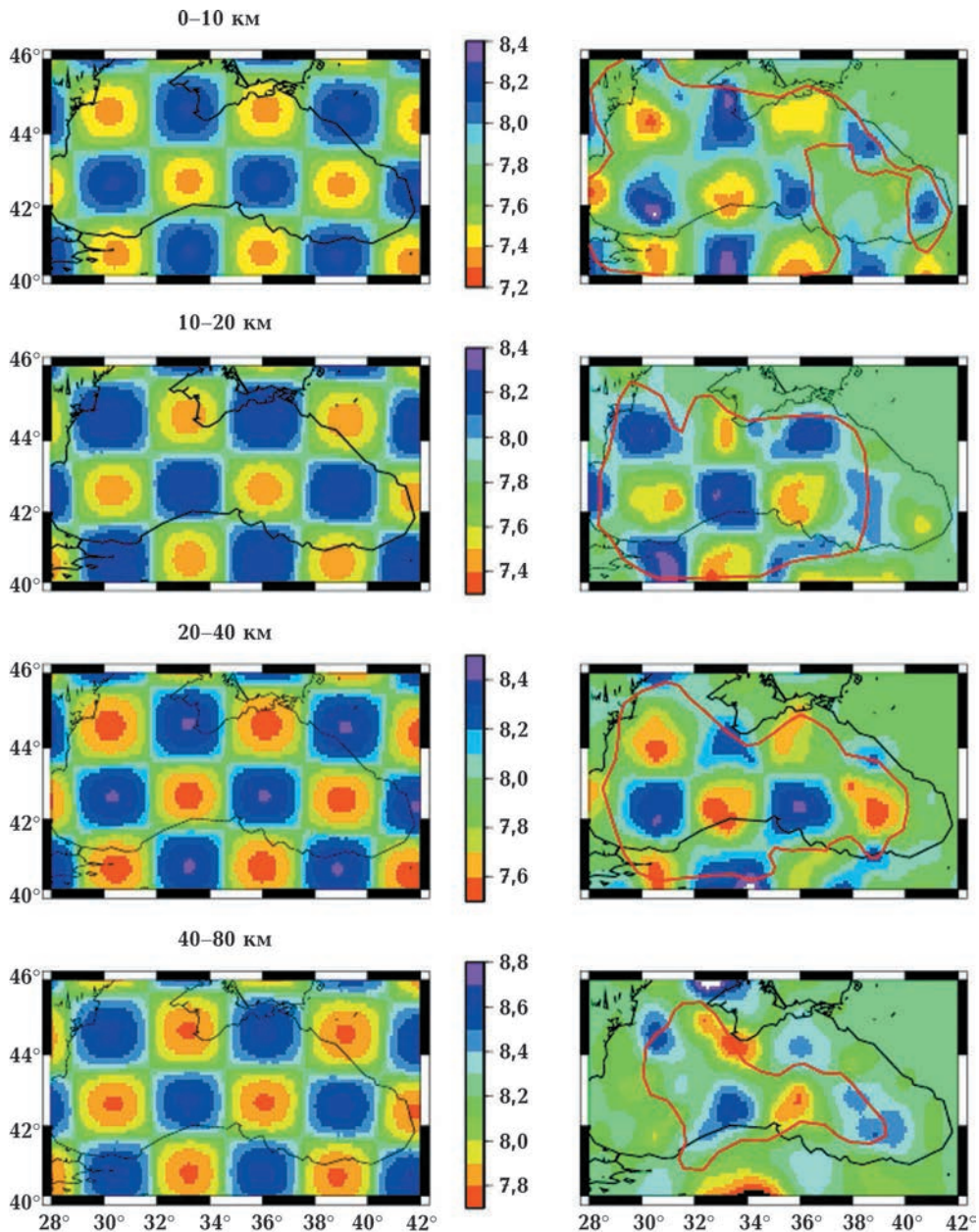


Рис. 10. Результаты теста “шахматная доска” по расчету синтетических скоростных аномалий методом сейсмической томографии. Слева — модель, справа — решение. Красной линией на картах решения оконтурены области с пороговым разрешением $s < 0,5$.

деления скорости всех слоев сейсмотомографической модели на рис. 11 (на глубинах 35—43, 43—50, 50—60, 60—70 и 70—85 км) переводились в плотности с помощью корреляционной функции $\rho = 0,3185 V_p + 0,7620$ [Ludwig et al., 1971]. Соотношение примерно такого же вида между скоростью P -волн и плотностью использовалось при построении плотностной колонки верхней мантии референтной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] и ее

более поздней уточненной модификации [Montagner, Anderson, 1989]. Гравитационный эффект рассчитывался от всех слоев сейсмотомографической модели. Некоторые изменения были внесены в самый верхний, подкоровый слой модели и касались верхней ограничивающей поверхности слоя, в качестве которой принималась поверхность Мохо (см. рис. 6, а), а не постоянный уровень на глубине 35 км (как в сейсмотомографической модели); плот-

ности в этом слое определялись по скоростям верхнего слоя сейсмотомографической модели (см. рис. 11, а). Гравитационный эффект по-

следнего слоя (рис. 11, г) рассчитывался до глубины 110 км, поскольку сейсмотомографические расчеты указывают на продолжение выделенных неоднородностей до этих глубин.

На рис. 12 показаны три карты гравитационного эффекта, суммирующие вклады двух верхних слоев, от поверхности Мохо до глубины 50 км (рис. 12, а), двух средних слоев от 50 до 70 км (рис. 12, б) и последнего слоя на глубине 70—110 км (рис. 12, в). На схеме общего суммарного эффекта модели (рис. 13),

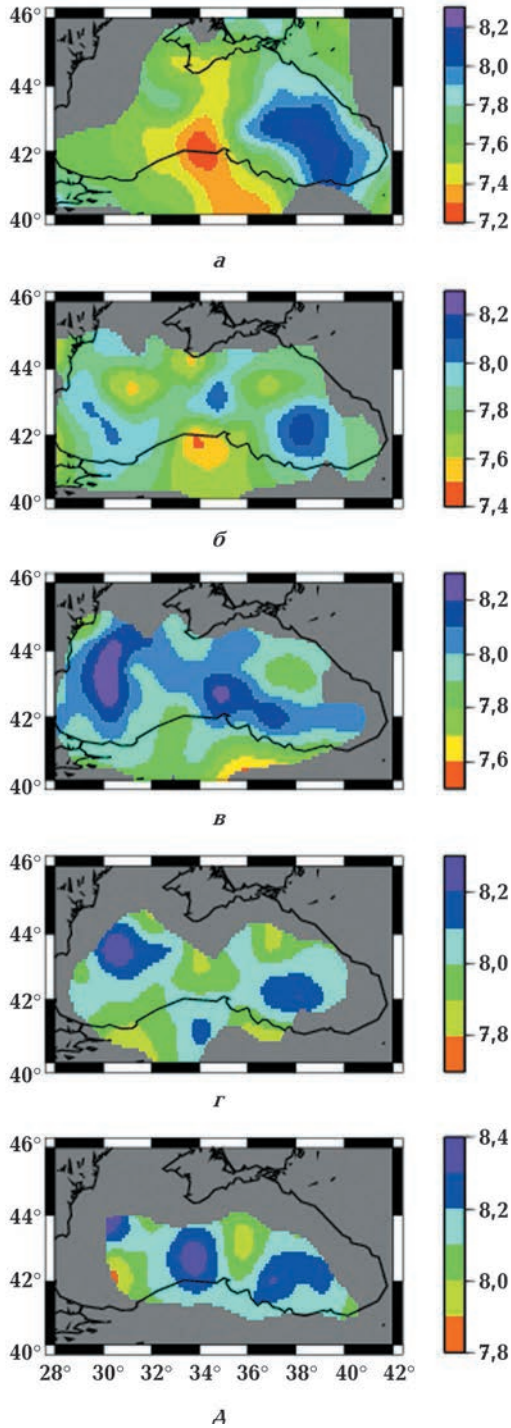


Рис. 11. *P*-скоростная сейсмотомографическая модель Черного моря, представлена горизонтальными сечениями скоростей для глубин 35—43 км (а), 43—50 км (б), 50—60 км (в), 60—70 км (г) и 70—85 км (г).

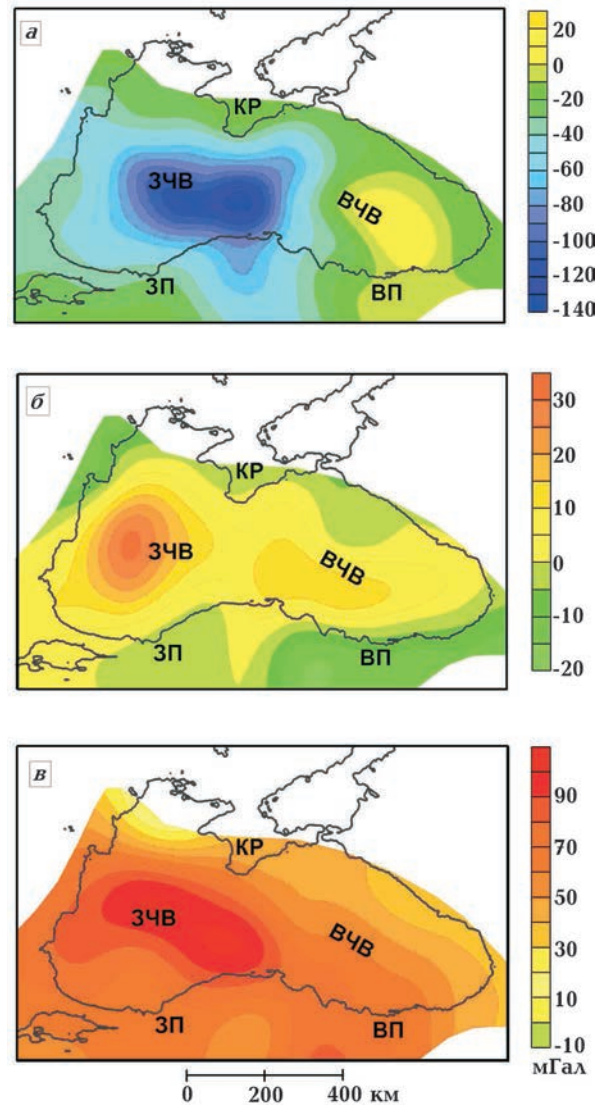


Рис. 12. Гравитационный эффект мантийной литосферы, полученный с привлечением данных сейсмической томографии (см. рис. 11), для слоев: ограниченных поверхностью Мохо и глубинным уровнем 50 км (а), на глубине 50—70 км (б) и 70—110 км (в). Плотности в слоях определялись по скоростям сейсмотомографической модели (см. рис. 11). Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

ограниченной поверхностью Мохо и глубиной 85 км, выделяются две положительные аномалии (50—75 мГал) в ЗЧВ и ВЧВ, которые разделены областью пониженных значений поля центральной части ЧВ и Центральных Понтидов. Выполненные расчеты показывают, что ЗЧВ подстилается литосферной мантией с достаточно хорошо уравновешенной структурой: гравитационный эффект верхних слоев порядка – 120 мГал (до глубины 50 км) пониженной скорости/плотности компенсируется положительным гравитационным влиянием (~ 100 мГал) расположенных ниже более плотных неоднородностей. В отличие от ЗЧВ, ВЧВ характеризуется положительным гравитационным эффектом всех слоев модели, формируя общий гравитационный эффект литосферной мантии порядка 75 мГал (см. рис. 12).

Обсуждение результатов. Новые данные о строении литосферы Черноморского региона получены двумя независимыми подходами — локальной сейсмической томографией и 3D гравитационным анализом и их комплексированием, реализованным для оценки мантийных гравитационных аномалий. Полученные мантийные гравитационные эффекты могут быть связаны с прочностью и реологическими свойствами литосферы и мощностью упругой литосферы, что является предметом активных дискуссий с выдвиганием противоположных точек зрения, предполагающих что литосфера ЧВ достаточно жесткая [Nikishin et al., 2003; Stephenson, Schellart, 2010; Spadini et al., 1996; Cloetingh et al., 2003; Meredith, Egan, 2002] или относительно слабая [Shillington et al., 2008]. Положительные значения мантийного гравитационного эффекта, полученные 3D гравитационным анализом с привлечением данных сейсмической томографии (см. рис. 9, б и 13), являются довольно характерными для жесткой докембрийской литосферы достаточно большой мощности [Yegorova, Starostenko 2002 а, б; Егорова, 2001]. Анализ современных задуговых бассейнов, сформированных при откате субдукции (slab roll-back models), свидетельствует, что задуговой бассейн ЧВ мог сформироваться на реологически жесткой континентальной литосфере, консолидированной в позднем протерозое—раннем палеозое [Stephenson, Schellart, 2010]. Современная литосфера ЧВ характеризуется низкотемпературным тепловым режимом, что следует из низких значений теплового потока на поверхности и низких значений расчетных глубинных температур [Кобзарь, 1987; Кутас и др., 1997; Гордиенко и др.,

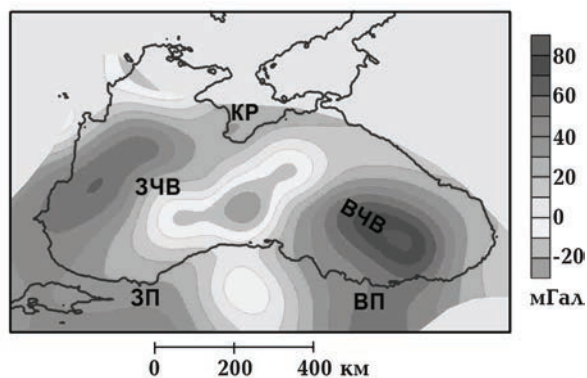


Рис. 13. Оценка гравитационного эффекта мантийной литосферы Черного моря по результатам сейсмической томографии (до глубины 85 км).

2002; Kutas, Poort, 2008]. По своему тепловому режиму холодная литосфера ЧВ гораздо ближе к Восточно-Европейской платформе на севере, чем к разогретой Анатолийской плите на юге [Tesauro et al., 2009]. Положительные мантийные гравитационные аномалии и высокоскоростная структура литосферы ЧВ однозначно указывают на отсутствие астеносферы под Черным морем как минимум до глубины ~ 90 км, что согласуется с оценками мощности литосферы под ЧВ порядка 100—150 км [Yegorova, Gobarenko, 2010; Cloetingh et al., 2003; Spadini et al., 1996].

На рис. 9, б и 13 видно значительное расхождение в конфигурации мантийного гравитационного поля, полученного указанными двумя методами. Это может быть связано со следующими особенностями, присущими каждому методу: различными глубинными интервалами изучения (вся верхняя мантия — для гравитационного метода, интервал глубин 35—85 км — для сейсмической томографии) и компенсационным эффектом плотностных неоднородностей на различных глубинах верхней мантии (для гравитационного метода). Возможен также определенный вклад температурно-обусловленной составляющей и так называемой "вещественной" компоненты за счет изменений состава верхней мантии, хотя, принимая в расчет низкотемпературный режим верхней мантии ЧВ, этот эффект должен быть незначительным. Определенные различия в распределении мантийных гравитационных эффектов могут быть связаны с ограничениями и недостаточной изученностью некоторых частей модели двумя предложенными методами, а именно: слабой изученностью строения ко-

ры по редким профилям ГСЗ, недостаточным покрытием сейсмическими лучами и соответственно низким разрешением модели ввиду отсутствия сейсмических станций в некоторых частях региона исследований. Таким образом, положительная разностная аномалия на рис. 9, б в северо-восточной части ЧВ (впадина Сорокина и Керченско-Таманский прогиб), по крайней мере частично, может быть связана с упомянутыми выше факторами (плохо изученным строением коры методом ГСЗ и отсутствием надежных сейсмологических данных). Кроме того, эта область относится к довольно сложной и тектонически активной на современном этапе аккреционно-коллизийной зоне между ВЧВ и Скифской плитой [Yegorova et al., 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010]. В определенной мере это может касаться и самой западной части гравитационной аномалии ЗЧВ и ее продолжения в северо-западном направлении (см. рис. 9, б), где сейсмотомографическая модель имеет плохое разрешение (см. рис. 10).

Высокотемпературный режим Понтида и Анатолийской плиты коррелируется с отрицательной гравитационной мантийной аномалией, достигающей – 80 мГал в области к югу от Понтида (рис. 9, б); эта особенность видна также на рис. 13 в уменьшении амплитуды мантийного гравитационного эффекта, полученного с использованием сейсмотомографической модели. Сильная положительная гравитационная аномалия, выделяемая к востоку от ЧВ, является частью крупной региональной мантийной аномалии Большого Кавказа — Южного Каспия [Yegorova, Starostenko, 2002 б; Spakman et al., 1993; Artemjev et al., 1994], которая связана с присутствием крупного тела высокой плотности/скорости в верхней мантии коллизийной зоны между плитами Евразии и Арабии.

Коротковолновая компонента разностных аномалий III (рис. 9, в) может быть связана с небольшими неоднородностями в коре (преимущественно в ее верхней части), которые не учитывались при моделировании. В поле коротковолновой составляющей аномалий III выделяются цепочки локальных гравитационных аномалий почти вдоль всей континентальной окраины ЧВ. Эти аномалии вдоль южного побережья ЧВ совпадают с широтными полосами магнитных аномалий, которые фиксируются на акватории вдоль Западных Понтида и вдоль побережья в районе Восточных Понтида. Полосы гравитационных и магнитных аномалий

вдоль континентальных окраин являются характерной особенностью магматических дуг активных и пассивных континентальных окраин [Finn, 1994; Clowes, Hyndman, 2002; Yegorova et al., 2011]. Таким образом, наличие полосовых гравитационных и магнитных аномалий вдоль южной континентальной окраины ЧВ может быть связано с Понтийской (или Родопско-Понтийской) магматической дугой [Okay et al., 1994], сформированной в меловое время вдоль южной окраины Евразии при закрытии/субдукции океана Неотетис [Barrier, Vrielynck, 2008; Okay et al., 2001]. Можно также предположить, что цепочки положительных и отрицательных аномалий поля коротковолновой компоненты разностных аномалий III в ВЧВ, ориентированные в северо-западном направлении (см. рис. 9, в), могут быть связаны с недоучтенной плотностью в коре — несколько более высокими плотностями в океанической коре ВЧВ и более низкими средними плотностями в коре вала Шатского, чем это принималось при гравитационном моделировании.

Заключение. Выполненное исследование по изучению строения литосферы Черного моря гравитационным методом и сейсмической томографией позволяет сделать следующие основные выводы.

1. В результате выделения гравитационных эффектов от различных слоев коры и удаления влияния коры из исходного аномального гравитационного поля получены положительные остаточные гравитационные аномалии небольшой амплитуды. Эти аномалии свидетельствуют о хорошей изостатической уравновешенности глубинных структур Черного моря — недостаток масс осадочного чехла (до 12—14 км) компенсируется избытком масс за счет сильного подъема поверхности Мохо (до 20 км) в центральной части Черного моря.

2. Проведенные исследования методом локальной сейсмической томографии свидетельствуют о довольно неоднородном строении литосферной мантии Черного моря, в которой доминируют высокоскоростные блоки в западной и восточной частях моря, разделенные областью пониженных скоростей в центральной части моря.

3. Комплексирование двух методов — гравитационного анализа и сейсмической томографии выполнено путем расчета гравитационного эффекта от структуры верхней мантии, полученной сейсмической томографией, и его сравнения с мантийными аномалиями по ре-

зультатам 3D гравитационного анализа. По двум независимым методам получены согласующиеся данные о положительных мантийных гравитационных аномалиях в западной и восточной частях Черного моря. Их интерпретация указывает, что Черное море подстилается довольно жесткой континентальной литосферой, которая могла быть консолидирована в позднем протерозое—раннем палеозое.

Наши работы по изучению строения литосферы Черного моря на этом этапе не заканчиваются. Они будут продолжены, в частности с привлечением новых сейсмологических данных в регионе, что позволит повысить детальность и глубинность исследований и получить ответы на вопросы о причинах расхождения результатов двух методов по выделению мантийной гравитационной составляющей.

Список литературы

- Агамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря // Геотектоника. — 1974. — 1. — С. 78—94.
- Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 124—144.
- Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. (отв. ред.). Строеение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — Москва: Наука, 1989. — 208 с.
- Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец А.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная *P*-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 145—160.
- Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И. О строении земной коры Горного Крыма // Советская геология. — 1974. — 7. — С. 112—119.
- Бурьянов В.Б., Соловьев В.Д. Исследование гравитационных максимумов северного и западного обрамления Черноморской впадины // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — С. 111—119.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Русаков О.М., Соловьев В.Д., Старостенко В.И. Гравитационное поле. Геофизическая характеристика земной коры // Строеение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — Москва: Наука, 1989. — С. 83—90.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Отв. ред. Б.С. Вольвовский, В.И. Старостенко. — Киев: Наук. думка, 1996. — 215 с.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин // Физика Земли. — 2010. — 6. — С. 49—66.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Трехмерная *P*-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 161—177.
- Гобаренко В.С., Яновская Т.Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 3. — С. 62—74.
- Гобаренко В.С., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Нестеров А.Н., Стадниченко В.Н., Якоби Н.М. Аномальное тело в земной коре Южного Крыма // Геофиз. журн. — 1991. — 13, № 6. — С. 29—38.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. — Киев: Знание Украины, 2002. — 170 с.
- Егорова Т.П. Характеристика литосферы осадочных бассейнов Европы по данным регионального гравитационного моделирования // Геофиз. журн. — 2001. — 21, № 3. — С. 55—71.
- Егорова Т.П., Козленко В.Г., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии. Тектоносфера Черноморского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — С. 73—89.
- Энтин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз

- о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 6. — С. 119—134.
- Кобзарь В. М. Тепловой поток и блоковое строение литосферы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — **9**, № 4. — С. 89—94.
- Королева Т. Ю., Яновская Т. Б., Патрушева С. С. Скоростное строение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // Физика Земли. — 2010. — **10**. — С. 38—47.
- Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — С. 151—178.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Бевзюк М. И., Кравчук О. Р. Геотермическая модель Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 1997. — **19**, № 6. — С. 70—83.
- Старостенко В. И., Легостаева О. В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. — 1998. — **12**. — С. 31—44.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря // Геофиз. журн. — 2011. — **32**, № 5. — С. 3—20.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев В. И. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 215 с.
- Чекунов А. В. Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — Москва: Наука, 1989. — С. 145—160.
- Шрейгер А. А., Казмин В. Г., Лыгин В. С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. — 1997. — **1**. — С. 59—70.
- Щерба И. Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геологический. — 1994. — **69**. — С. 71—80.
- Amaru M. Global travel time tomography with 3D reference models: PhD Thesis. — Utrecht University, Utrecht. — 2007. — 173 p.
- Artemjev M. E., Kaban M. K., Kucherinenko V. A., Demyanov G. V., Taranov V. A. Subcrustal density inhomogeneities of Northern Eurasia as derived from the gravity data and isostatic models of the lithosphere // Tectonophysics. — 1994. — **240**. — P. 249—280.
- Banks C. J., Robinson A. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region // AAPG Memoir. — 1997. — **68**. — P. 53—62.
- Banks C. J., Robinson A. G., Williams M. P. Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet Fold Belt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region // AAPG Memoir. — 1997. — **68**. — P. 331—345.
- Barrier E., Vrienlynck B. Paleotectonic maps of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary-Palinspatic maps from Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World (CGMW-CCGM-UNESCO). — Paris, France, 2008.
- Belousov V. V., Volvovsky B. S., Arkhipov I. V., Buryanov V. B., Evsyukov Y. D., Goncharov V. P., Gordienko V. V., Ismagilov D. F., Kislov G. K., Kogan L. I., Kondyurin A. V., Kozlov V. N., Lebedev L. I., Lokholatnikov V. M., Malovitsky Y. P., Moskalenko V. N., Neprochnov Y. P., Ostisty B. K., Rusakov O. M., Shimkus K. M., Shlezinger A. E., Sochelnicov V. V., Sollogub V. B., Solovyev V. D., Starostenko V. I., Starovoitov A. F., Terechov A. A., Volvovsky I. S., Shigunov A. S., Zolotarev V. G. Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea // Boll. di Geofis. Teorica ed Applicata. — 1988. — **XXX/117-118**. — P. 109—196.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. — 1998. — **103** (B12). — P. 30,055—30,078.
- Brunet M.-F., Korotaev M. V., Ershov A. V., Nikishin A. M. The South-Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling // Sedimentary Geology. — 2003. — **156**. — P. 119—148.
- Cloetingh S., Spadini G., Van Wees J. D., Beekman F. Thermo-mechanical modeling of Black Sea Basin (de)formation // Sedimentary Geology. — 2003. — **156**. — P. 169—184.

- Clowes R. M., Hyndman R. D.* Geophysical studies of the northern Cascadia subduction zone off western Canada and their implications for great earthquake seismotectonics: a review // *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*. — Tokyo: Terra Sci. Publ. Company, 2002. — P. 1—23.
- Dercourt J., Ricou L. E., Vrienlynk B.* Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. — Paris: Gauthier-Villars, 1993. — 307 p.
- Dewey J. F., Pittman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // *Geol. Soc. Am. Bull.* — 1973. — **84**. — P. 3137—3180.
- Dziewonski A. M., Anderson D. L.* Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1981. — **25**. — P. 297—356.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z.* Geophysical study of the Black Sea // *Boll. Geofis. Teor. Appl.* — 1988. — **XXX/117-118**. — P. 197—324.
- Finn C.* Aeromagnetic evidence for a buried Early Cretaceous magmatic arc, northeast Japan // *J. Geophys. Res.* — 1994. — **99**. — P. 22165—22185.
- Görür N.* Timing of opening of the Black Sea Basin // *Tectonophysics*. — 1988. — **147**. — P. 247—262.
- Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. — 2004. — **381**. — P. 235—273.
- Grad M., Tiira T. and the ESC Working Group.* The Moho depth map of the European Plate // *Geophys. J. Int.* — 2009. — **176**. — P. 279—292.
- Hippolite J.-C.* Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist — Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians // *Tectonophysics*. — 2002. — **357**. — P. 33—53.
- Kostyuchenko S., Morozov A., Stephenson R. A., Solodilov L. N., Vedrentsev A. G., Popolitov K. E., Alekhina A. F., Vishnevskaya V. S., Yegorova T. P.* The evolution of the southern margin of the East European Craton based on seismic, gravity, and magnetic data in pre-Mesozoic time // *Tectonophysics*. — 2004. — **381**. — P. 101—118.
- Kutas R. I., Poort J.* Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea // *Int. J. Earth Sci.* — 2008. — **97** (2). — P. 353—363.
- Laske G., Masters G., Reif C.* A new global crustal model at 2 × 2 degrees. — 2000. — <http://mahj.ucsd.edu/Gabi/rem.html>.
- Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montadert L., Sungurlu O.* The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data // *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*. — Paris: Editions Technip, 1977. — P. 363—376.
- Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L.* Seismic refraction // *The Sea*. — New York: John Wiley & Sons., 1971. — **4**. — P. 53—84.
- Marquering H., Snieder R.* Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling // *Geophys. J. Int.* — 1996. — **127**. — P. 283—304.
- Meredith D. J., Egan S. S.* The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2D and 3D tectonic modeling // *Tectonophysics*. — 2002. — **350**. — P. 157—179.
- Montagner J.-P., Anderson D. L.* Constrained reference mantle model // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1989. — **58**. — p. 205—227.
- Nikishin A. M., Korotaev A. M., Ershov A. V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // *Sedimentary Geology*. — 2003. — **156**. — P. 149—168.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Panov D. I., Nazarevich B. P., Brunet M. F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Tikhomirov P. L.* Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform — Black Sea — Caucasus domain // *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins* // *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Ser. A (Paris)*. — 2001. — **186**. — P. 295—346.
- Okay A. I., Şengör A. M. C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology*. — 1994. — **22**. — P. 267—270.
- Okay A. I., Tansel I., Tüysüz O.* Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey // *Geol. Mag.* — 2001. — **138**(2). — P. 117—142.
- Pease P., Daly J. S., Elming S.-A., Kumpulainen R., Mosoczydlowska M., Puchkov V., Roberts D., Sa-*

- intot A., Stephenson R.* Baltica in the Cryogenian, 850—630 Ma // *Precambrian Res.* — 2008. — **160**. — P. 46—65.
- Piromallo C., Morelli A.* P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean and Europe // *J. Geophys. Res.* — 2003. — **108** (B2). — 2065. — DOI:10.1029/2002JB001757.
- Robinson A.G., Keresov E.* Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for petroleum explorations // *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region // AAPG Memoir.* — 1997. — **68**. — P. 369—380.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marine Petrol. Geology.* — 1996. — **13**. — P. 195—223.
- Săndulescu M.* Overview on Romanian geology // *Alcapa II Field Guidebook: Geological Evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian System // Romanian J. Tectonics and Regional Geology.* — 1994. — **74**. — P. 3—15.
- Săndulescu M.* The Moesian Platform and the North Dobrogean orogen // *Geological atlas of Alpine Europe and adjoining areas.* — Amsterdam: Elsevier, 1978. — P. 427—460
- Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Sébrier M., Stephenson R., Ershov A., Chalot-Prat F., McCann T.* The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Greater Caucasus // *European Lithosphere Dynamics.* — London: Memoirs Geological Society, 2006. — **32**. — P. 277—289.
- Scott C.L., Shillington D.J., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White, N.J.* Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin // *Geophys. J. Int.* — 2009. — **178**. — P. 1145—1163.
- Seghedi A., Oaie G.* Tectonic setting of two contrasting types of pre-alpine basement: North versus Central Dobrogea // *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology.* — 1994. — **75**. — P. 56—57.
- Shillington D.J., Scott C.L., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White N.* Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea // *Geology.* — 2009. — **37**, № 1. — P. 7—10.
- Shillington D.J., White N., Minshull T.A., Edwards G.R.H., Jones S., Edwards R.A., Scott C.L.* Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2008. — **265**. — P. 360—378. — DOI: 10.1016/j.epsl.2007.10.033.
- Spadini G., Robinson A., Cloetingh S.* Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation // *Tectonophysics.* — 1996. — **266**. — P. 139—154.
- Spakman W., Van Der Lee S., Van Der Hilst R.* Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1993. — **79**. — P. 3—74.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Ruskov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.* Topography of the crust—mantle boundary beneath the Black Sea Basin // *Tectonophysics.* — 2004. — **381**. — P. 211—233.
- Stephenson R., Schellart W.P.* The Black Sea back-arc basin: insights on its origin from geodynamic models of modern analogues // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform.* — London: Spec. Publ. Geol. Soc., 2010. — **340**. — P. 11—21.
- Tesauro M., Kaban M., Cloetingh S.* A new thermal and rheological model of the European lithosphere // *Tectonophysics.* — 2009. — **476**. — P. 478—495.
- Visarion M., Săndulescu M., Roşca V., Stănică D., Atanasiu L.* La Dobrogea dans le cadre l'avant-pays carpathique // *Rev. Roum. Géophys.* — 1990. — **34**. — P. 55—65.
- Winchester J.A., Pharaoh T.C., Ioane D., Seghedi A.* Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontaries // *European Lithosphere Dynamics.* — London: Memoirs Geol. Soc., 2006. — **32**. — P. 323—332.
- Wybraniec S., Zhou S., Thybo H., Forsberg R., Perhuc E., Lee M.K., Demianov G.D., Strakhov V.N.* New map compiled of Europe's gravity field // *Eos, Transactions, Amer. Geophys. Union.* — 1998. — **79**. — P. 437—442.
- Yegorova T., Gobarenko V.* Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to*

- the Arabian Platform. — London: Spec. Publ. Geol. Soc., 2010. — **340**. — P. 23—42.
- Yegorova T.P., Starostenko V.I.* Lithosphere structure of the sedimentary basins in Europe according to large-scale 3D gravity modeling // Tectonophysics. — 2002 a. — **346**. — P. 5—21.
- Yegorova T.P., Starostenko V.I.* Lithosphere structure of Europe and Northern Atlantic from regional three-dimensional gravity modeling // Geophys. J. Int. — 2002 б. — **151**. — P. 11—31.
- Yegorova T.P., Varanova E.P., Omelchenko V.D.* The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960 s // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. — London: Spec. Publ. Geol. Soc., 2010. — **340**. — P. 43—56.
- Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grad M.* Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // Geophys. J. Int. — 2011. — **184**. — P. 90—110.
- Yegorova T.P., Bayer U., Thybo H., Maystrenko Y., Scheck-Wenderoth M., Lyngsie S.B.* Gravity signals from the lithosphere in the Central European Basin System // Tectonophysics. — 2007. — **429**. — P. 133—163.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of the Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. — 1986. — **123**. — P. 181—212.