

# Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования.

## II. Плотностные разрезы

*В.И. Старостенко, И.Б. Макаренко, О.М. Русаков,  
П.Я. Куприенко, А.С. Савченко, О.В. Легостаева, 2020*

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

Поступила 28 декабря 2019 г.

З метою дати повніше уявлення про глибинну будову і густинну неоднорідність основних тектонічних структур Чорноморської мегазападини і прилеглих територій побудовано густинні розрізи, які перетинають досліджувані структури вздовж геотраверсів, профілів ГСЗ та ілюстративних профілів. За результатами тривимірного гравітаційного моделювання Скіфська плита має блокову будову, складнішу, ніж Східноєвропейська платформа, характеризується потужним шаром дислокованих відкладів. Найущільненіші розрізи земної кори характерні для західної і південної її частин. Переддобрудзький прогин складається з двох частин: з більшою густиною, яка примикає до підняття Зміїний, і меншою, що граничить з Північною Добруджою. На півдні і заході Каркінітському прогину ущільнені середня і нижня частини земної кори, що пов'язано з тектонічними процесами рифтогенезу, а саме проникненням мантійної речовини у нижню і середню частини земної кори. Під Чорноморсько-Каламітським валом відсутній «гранітний» шар, а «базальтовий» представлений коромантійною сумішшю. Індоло-Кубанський прогин у глибинній частині ділиться по осі на два блоки: обважнений (південь, захід і південний захід) та менш щільний (північний схід, схід і північ). У Криму всі густинні розрізи характеризуються наявністю потужного шару дислокованих відкладів, кристалічної частини земної кори властиві значне ущільнення (особливо південної частини), відсутність «гранітного» шару, залягання близько до поверхні «базальтового» шару і наявність потужної коромантійної суміші. Для Західночорноморської западини характерні відсутність у центральній частині порід гранітного ряду, залягання осадів на «базальтовому» (а подекуди на «діоритовому») шарі. В цьому випадку земна кора належить до океанічного типу. У Східночорноморській западині наявний тонкий шар дислокованих відкладів з густиною, близькою до густини кристалічних порід. За значенням густини цей шар можна віднести до дуже ущільнених дислокованих відкладів, що дає змогу зарахувати кору до океанічного типу або розтягнутої континентальної кори. Кристалічна кора Центрально-Чорноморського підняття неоднорідна за складом і будовою. Хребти Андрусова і Архангельського, які ешелювані зміщені один щодо одного, мають різну густинну характеристику кристалічної кори, глибину залягання її підшови і густину на ній. Все це свідчить про різновікову історію формування та розвитку цих структур. Синопська западина є грабеном неогенового віку, який підстиляється потужною коромантійною сумішшю. Для западини Сорокіна характерні підвищена потужність осадового чохла, відсутність «гранітного» шару і підняття покривлі «діоритового» шару до глибини 2—3 км у східній частині, а також наявність «гранітного» шару потужністю понад 10 км у західній. Північно-західна частина підняття Шатського виокремлюється розущільненням усієї земної кори, а у південно-східній частині розущільнення спостерігається тільки в середній частині розрізу.

**Ключові слова:** Чорноморський регіон, осадова товща, кристалічна кора, «гранітний», «діоритовий», «базальтовий» шари, густинні розрізи, тектонічні структури.

**Введение.** Чтобы получить более детальное представление о глубинном строении и плотностной неоднородности основных тектонических структур Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий, дополнительно к картам распределения плотности по площади [Старостенко и др., 2019] построены плотностные разрезы, пересекающие изучаемые структуры в сечении геотраверсов, профилей ГСЗ и иллюстрационных профилей (рис. 1). При этом было учтено, что точность определения глубины залегания раздела Мохо по данным ГСЗ для Черного моря составляет  $\pm 2\text{—}3$  км [Белокуров, 1976; Starostenko et al., 2004]. Разрезы построены в сечении профилей DOBRE-2 [Starostenko et al., 2017], DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013] и DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015 a]. Первый в пределах изучаемой территории пересекает Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) в пределах Приазовского мегаблока Украинского щита (УЩ), Азовское море, Керченский п-ов и Восточно-Черноморскую впадину (ВЧВ). Второй проходит через Добруджу, Преддобруджинский прогиб (ПП), Южно-Украинскую моноклираль (ЮУм) и южный склон УЩ. Третий широтно сечет ПП, Скифскую плиту (СП), Равнинный Крым и заканчивается на Керченском п-ове. Плотностные разрезы также построены вдоль профилей ГСЗ: **25—27** (пересекают СП и Западно-Черноморскую впадину (ЗЧВ)); **28—29** (пересекает южную часть Приазовского мегаблока УЩ, Азовское море, Керченский п-ов, впадину Сорокина и ВЧВ); **18** с продолжением на ВЕП (пересекает ЗЧВ, Крым, ЮУм и южный склон УЩ); **13** (проходит по ВЧВ, поднятию Шатского и Керченско-Таманскому прогибу), а также вдоль геотраверса III (ГТ III), который состоит из морского профиля ГСЗ **17** и наземной части в Крыму (пересекает ЗЧВ, впадину Сорокина, Крым и уходит на ВЕП). Дополнительно были составлены иллюстрационные профили через хребты Андрусова (вкрест — пр1) и Архангельского (вкрест — пр2 и вдоль — пр3). Профиль 4 пересекает Синопскую впадину, хребет Архангельского,

ВЧВ, поднятие Шатского, Туапсинскую впадину и заканчивается на СП. Профиль 5 — широтный иллюстрационный профиль, который характеризует основные структуры Черного моря: болгарский шельф, ЗЧВ, Центрально-Черноморское поднятие, ВЧВ.

**Восточно-Европейская платформа**, к которой на территории исследований приурочены ЮУм, южный склон и юго-западная часть Приазовского мегаблока УЩ, прослежена по ГТ III, профилям ГСЗ 18, 25, 28—29, а также DOBRE-2, DOBRE-4 (см. рис. 1, 2—7). Ее фундамент сложен в разной степени метаморфизованными осадочными, осадочно-вулканогенными образованиями и интрузивными породами архея—нижнего протерозоя. Неметаморфизованный и слабодифференцированный осадочный чехол включает отложения позднепротерозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Дорифейский фундамент и осадочный чехол ВЕП образуют два структурных этажа, разделенные между собой структурным несогласием и длительным перерывом в осадконакоплении. Последний характеризуется качественным преобразованием тектонического режима региона [Тектоника ..., 1988].

ЮУм в современном тектоническом плане представляет собой гетерогенный по возрасту складчатого основания субширотный прогиб блокового строения, выполненный мощной толщей мезозойско-кайнозойских отложений, которые залегают на складчатом фундаменте СП или на платформенных палеозойских отложениях. Породы юго-западной части Приазовского мегаблока УЩ представлены преимущественно архейскими плагиомигматитами и плагиогранитами днепровского комплекса, гранатовыми, силиманитовыми, амфиболбиотитовыми и другими гнейсами западно- и центрально-приазовской серий архейского структурно-фациального комплекса [Геологическая ..., 1983].

На плотностном разрезе в сечении профиля ГСЗ 25 (рис. 2) осадочный чехол ВЕП, перекрывающий кристаллическое основание, имеет наибольшую мощность (около 2 км), характерную для этой структуры, и

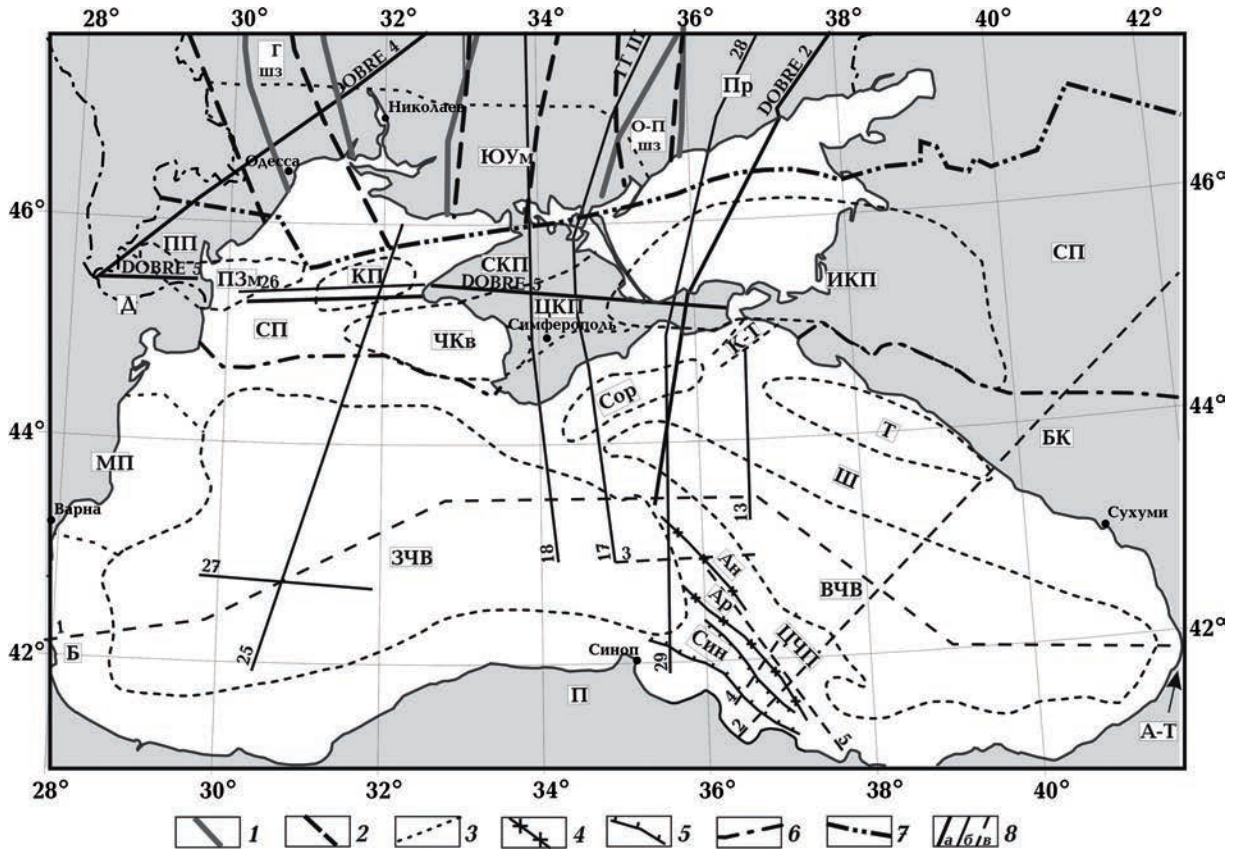


Рис. 1. Основные тектонические структуры Черного моря и прилегающих территорий, по [Тектоника ..., 1981; Туголесов и др., 1985; Rangin et al., 2002; Nikishin et al., 2015 a]: 1 — межмегаблоковые разломы УЩ; 2 — проекции на земную поверхность зон резкого смещения раздела Мохо; 3 — основные структуры Черного моря; 4 — оси поднятий Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар); 5 — граница Синопской (Син) впадины; 6 — южная граница Скифской плиты (СП); 7 — граница Восточно-Европейской платформы (ВЕП), 8 — профили ГСЗ/WARR (а), ГСЗ (б), иллюстрационные (в). Структуры УЩ: Пр — Приазовский мегаблок; шовные зоны: Гшз — Голованевская; О-Пшз — Орехово-Павлоградская. Структуры Черного моря и прилегающих территорий: МП — Мизийская плита, Д — Добруджа. Прогибы Скифской плиты: ПП — Преддобруджинский, КП — Каркинитский, СКП — Северо-Крымский, ИКП — Индоло-Кубанский. Впадины: ЗЧВ — Западно-Черноморская, ВЧВ — Восточно-Черноморская, Сор — Сорокина, Т — Туапсинская, ЮУМ — Южно-Украинская моноклинал. Поднятия: Ш — Шацкого, ЦЧП — Центрально-Черноморское; К-Т — Керченско-Таманский прогиб, П — Понтиды, Б — Бургасская зона, А-Т — Аджаро-Триалетская зона.

Fig. 1. The principal tectonic structures of the Black Sea and adjacent territories from [Tectonics ..., 1981; Tugolesov et al., 1985; Rangin et al., 2002; Nikishin et al., 2015a]: 1 — intermegablock faults of the USh; 2 — surface projections of zones with drastic displacement of the Moho discontinuity; 3 — the principal structures of the Black Sea; 4 — axes of the Ridges of Andrusov (An) and Arkhangel'skiy (Ap); 5 — a border of the Synop (Син) depression; 6 — the southern border of the Scythian plate (СП); 7 — a border of the East-European platform (ВЕП), 8 — profiles: DSS/WARR (a), DSS (b), illustrative (v). Abbreviations: structures of the USh: Пр — Periazovian megablock; suture zones: Гшз — Golovanev; О-Пшз — Orekhovo-Pavlograd. Structures of the Black Sea and adjacent territories: МП — Moesian plate, Д — Dobrogea, troughs in the Scythian plate: ПП — Pre-Dobrogea, КП — Karkinite, СКП — North-Crimean, ИКП — Indolo-Kuban. Depressions: ЗЧВ — West-Black-Sea, ВЧВ — East-Black-Sea, Сор — Sorokina, Т — Tuapse, ЮУМ — South-Ukrainian monocline. Highs: Ш — Shatsky, ЦЧП — Central Black Sea. К-Т — Kerch-Taman troughs, П — Pontides, Б — Burgas zone; А-Т — Adjaro-Trialet zone.

погружается в сторону СП, а по профилям ГТ III (рис. 3) и ГСЗ 18 с продолжением (рис. 4) мощность осадочных отложений 1 км, причем по профилю 18 осадки распространены только на юге структуры. Строение ВЕП по DOBRE-4 и профилю ГСЗ 25 идентично: мощность дислоцированных отложений (2—8 км), увеличенная мощность «гранитного» слоя (24—25 км), отсутствие «диоритового» и 7—8 км мощность «базальтового» слоя, в котором на долю коромантийной смеси приходится большая часть (рис. 5).

По профилям ГСЗ 28-29 (рис. 6) и DOBRE-2 (рис. 7) в южной и юго-западной частях ВЕП мощность дислоцированных отложений минимальна (до 1,0—1,5 км). Наблюдается погружение блока «гранитного» слоя к югу по профилю 28-29 и к юго-западу по DOBRE-2 до глубины 24—29 км. На остальной части профиля мощность «гранитного» слоя составляет 14—16 км. Плотность слоя в погруженном блоке ниже (2,63—2,68 г/см<sup>3</sup>), чем в приподнятом (2,70—2,72 г/см<sup>3</sup>). «Диоритовый» слой повторяет конфигурацию «гранитного» слоя, но с разной мощностью (по профилю ГСЗ 28-29 колеблется от 8 до 14 км, а по DOBRE-2 — от 3 км до 12 км). Нижний («базальтовый») слой утонен на юге и юго-западе (6—3 км), а к северу и северо-востоку его мощность увеличивается до 10—16 км. Коромантийная смесь (КМ) в пределах ВЕП вдоль этих профилей отсутствует (см. рис. 5, 6).

Строение ВЕП вдоль профилей ГТ III и ГСЗ 18 аналогично. В северной части присутствует слой дислоцированных отложений незначительной мощности (1,5—2,0 км) с плотностью 2,60—2,63 г/см<sup>3</sup>. К югу он погружается ступенеобразно до глубины 9—11 км, при этом плотность возрастает незначительно (до 2,66 г/см<sup>3</sup>). «Гранитный» слой имеет мощность 12—16 км, плотность пород составляет 2,61—2,64 г/см<sup>3</sup> и подстилается «диоритовым» слоем небольшой мощности (4—6 км). На границе с СП «гранитный» слой выклинивается за счет резкого увеличения под ней мощности «диоритового» слоя. «Базальтовый» слой имеет значительную мощность от 17 км на

юге до 25 на севере и представлен в низах КМ мощностью 9 и 15 км соответственно (см. рис. 3, 4).

**Скифская плита** (Scythian Platform в зарубежной литературе, например [Nikishin et al., 1998; Starostenko et al., 2015a], и Скифская эпиорогенная зона) согласно работам [Тектонічна ..., 2007; Гинтов и др., 2014, 2015; Очерки ..., 2018] охватывает большую часть северо-западного шельфа Черного моря, Равнинный Крым, часть Азовского моря и Предкавказье. На юго-западе СП граничит с Добруджей, на юге простирается к глубоководной части Черного моря, на севере примыкает к древней ВЕП (см. рис. 1). Считается, что СП является южным продолжением ВЕП с докембрийским фундаментом, который был переработан на неопротерозойском и раннепалеозойском этапах тектонической активности [Хаин, 1977; Тектоника ..., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006; Chalot-Prat et al., 2007; Гинтов и др., 2014].

Глубинное строение СП, основные тектонические элементы и возраст трактуются по-разному. Однако авторы едины во мнении, что фундамент СП гетерогенен и представлен метаморфизованными дислоцированными породами палеозоя и байкальским комплексом. Выше располагается развитый не повсеместно, менее дислоцированный триас-юрский комплекс [Чекунов, 1972; Земная ..., 1975; Хаин, 1977; Тектоника ..., 1981; Тектоника ..., 1988; Nikishin et al., 2011]. Граница между фундаментом и триас-юрским структурным этажом хорошо прослеживается сейсмическим методом КМПВ [Чекунов, 1972]. Основными тектоническими элементами западной части СП являются ГПП и структуры северо-западного шельфа Черного моря: Каркинитский прогиб и Черноморско-Каламитский вал. Эта часть плиты характеризуется плотностными разрезами вдоль профилей ГСЗ 25 (см. рис. 2) и 26 (рис. 8), а также DOBRE-4 (см. рис. 5) и DOBRE-5 (рис. 9). В восточной части СП расположен Индоло-Кубанский прогиб, который в западной его части представлен плотност-

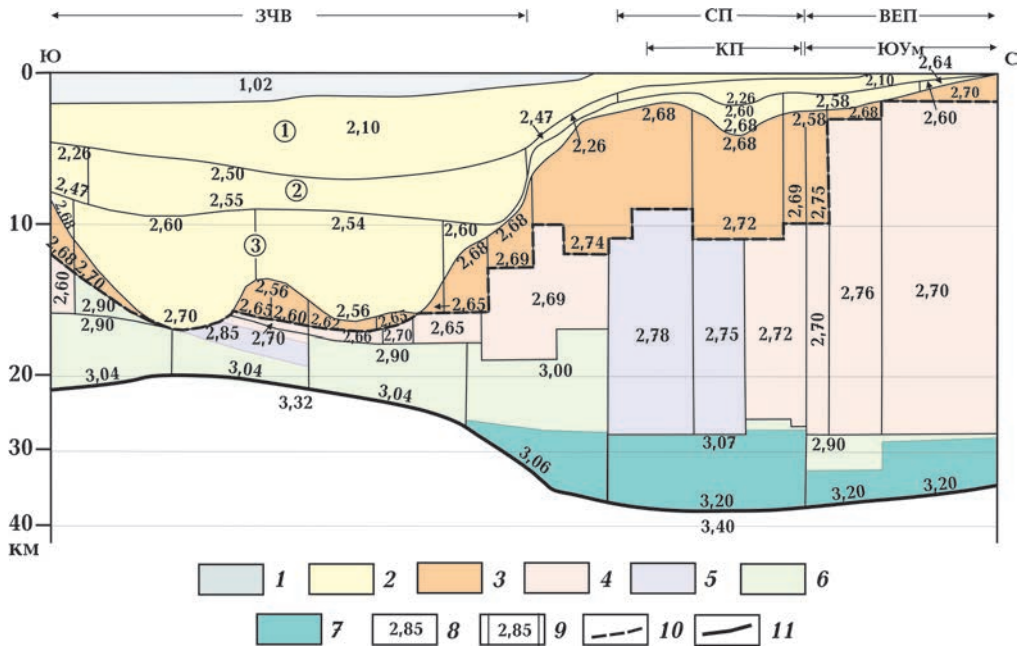


Рис. 2. Плотностной разрез в сечении профиля ГСЗ 25. Слои модели: 1 — вода; 2 — осадочные отложения (цифры в кружках) плиоцен-четвертичные (1), майкопской серии (2), палеоцен-эоценовые (3); 3 — дислоцированные отложения. Условно выделенные слои кристаллической коры по результатам 3D гравитационного моделирования: 4 — «гранитный» ( $\rho < 2,75 \text{ г/см}^3$ ), 5 — «диоритовый» ( $\rho = 2,75 \div 2,90 \text{ г/см}^3$ ); 6 — «базальтовый» ( $\rho > 2,90 \text{ г/см}^3$ ); 7 — коромантийная смесь; 8 — значение плотности,  $\text{г/см}^3$ ; 9 — контуры расчетных плотностных тел; 10 — глубина залегания кровли консолидированной коры, определенной по геолого-геофизическим данным; 11 — раздел Мохо.

Fig. 2. Density cross section of the profile DSS 25. The layers of the model: 1 — water; 2 — sedimentary deposits (numbers in circles): Pliocene-Quaternary (1); Maykop Series (2); Paleocene-Eocene (3); 3 — dislocated deposits; provisionally classified layers of the crystalline crust by results of 3D gravimetric modeling: 4 — «granite» ( $\rho < 2,75 \text{ g/cm}^3$ ), 5 — «diorite» ( $\rho = 2,75 \div 2,90 \text{ g/cm}^3$ ), 6 — «basalt» ( $\rho > 2,90 \text{ g/cm}^3$ ); 7 — crust-mantle mixture; 8 — density values,  $\text{g/cm}^3$ ; 9 — contours of model density bodies; 10 — the depth of occurrence of the roof of consolidated crust from geologic-geophysical data; 11 — the Moho discontinuity.

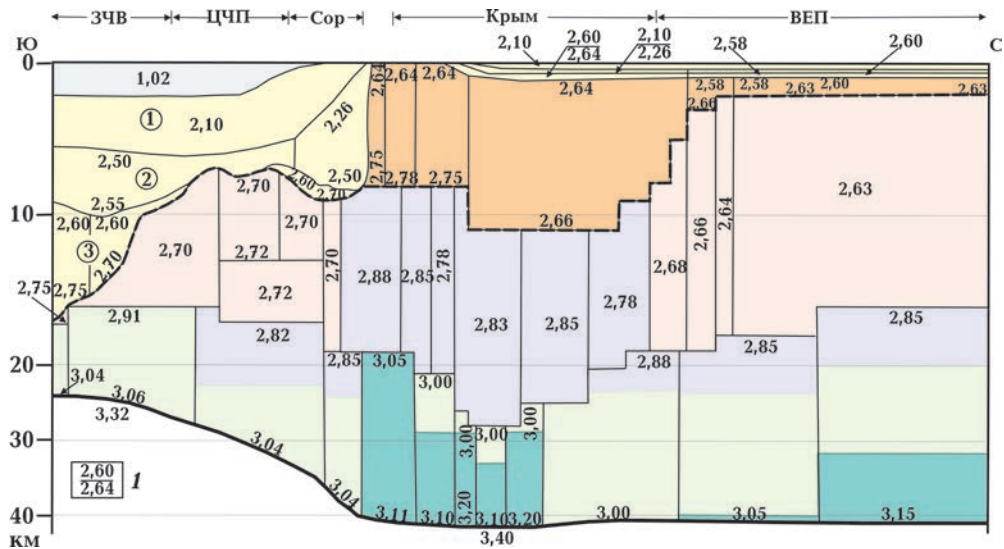


Рис. 3. Плотностной разрез в сечении профиля ГСЗ 17 (морская часть) и ГТ III (наземная часть в Крыму): 1 — плотность ( $\text{г/см}^3$ ) на кровле (числитель) и подошве (знаменатель) слоя. Другие условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. Density cross section of the profile DSS 17 (marine part) and MT III (insular part in the Crimea): 1 — density ( $\text{g/cm}^3$ ) on the top (numerator) and on the base (denominator) of the layer. For other legends see Fig. 2.

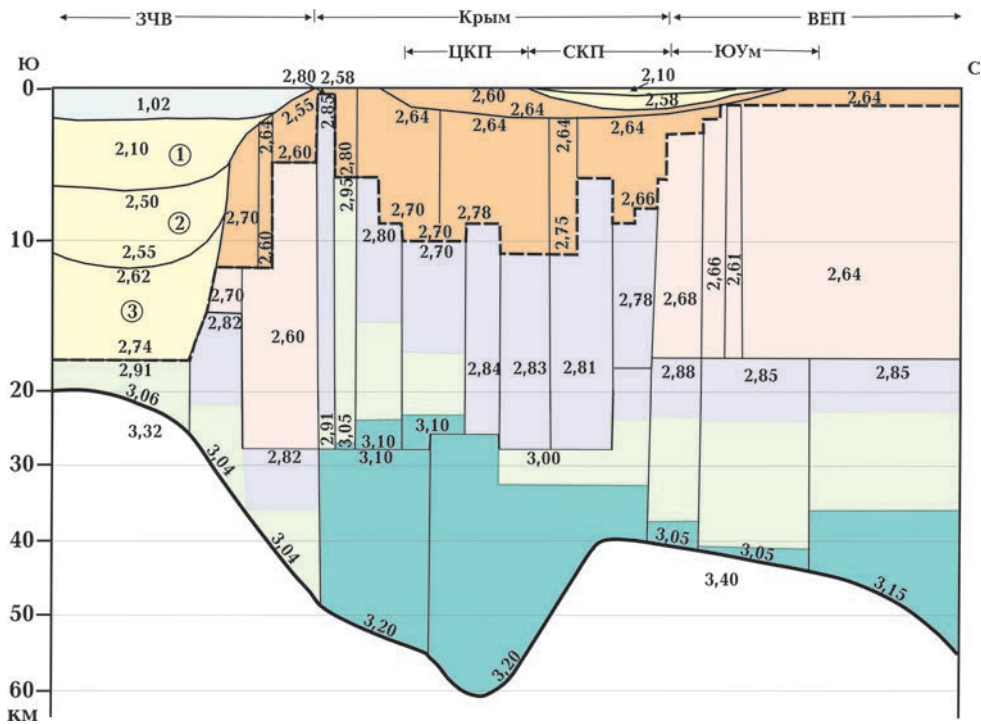


Рис. 4. Плотностной разрез в сечении профиля ГСЗ 18 с продолжением. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 4. Density cross section of the profile DSS 18 with continuation. For legends see Fig. 2.

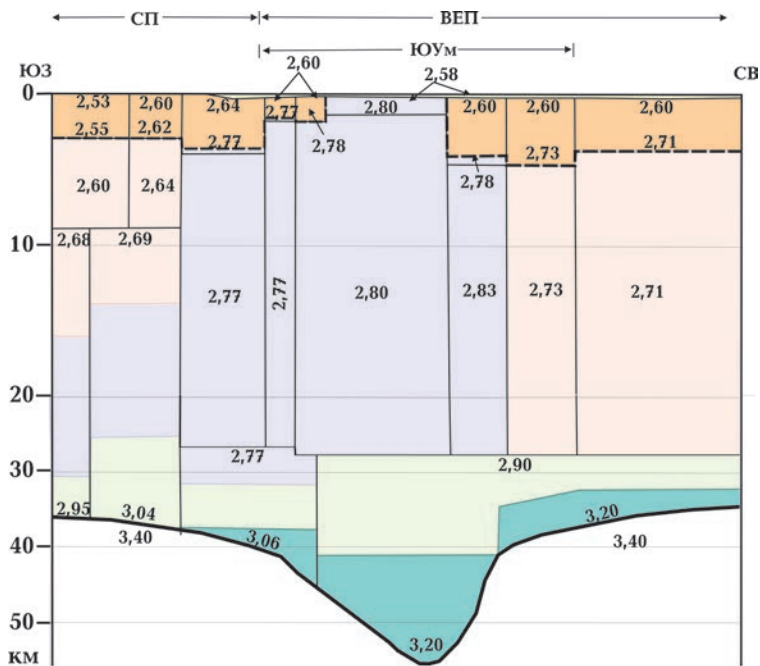


Рис. 5. Плотностной разрез в сечении профиля DOBRE-4. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 5. Density cross section of the profile DOBRE-4. For legends see Fig. 2.

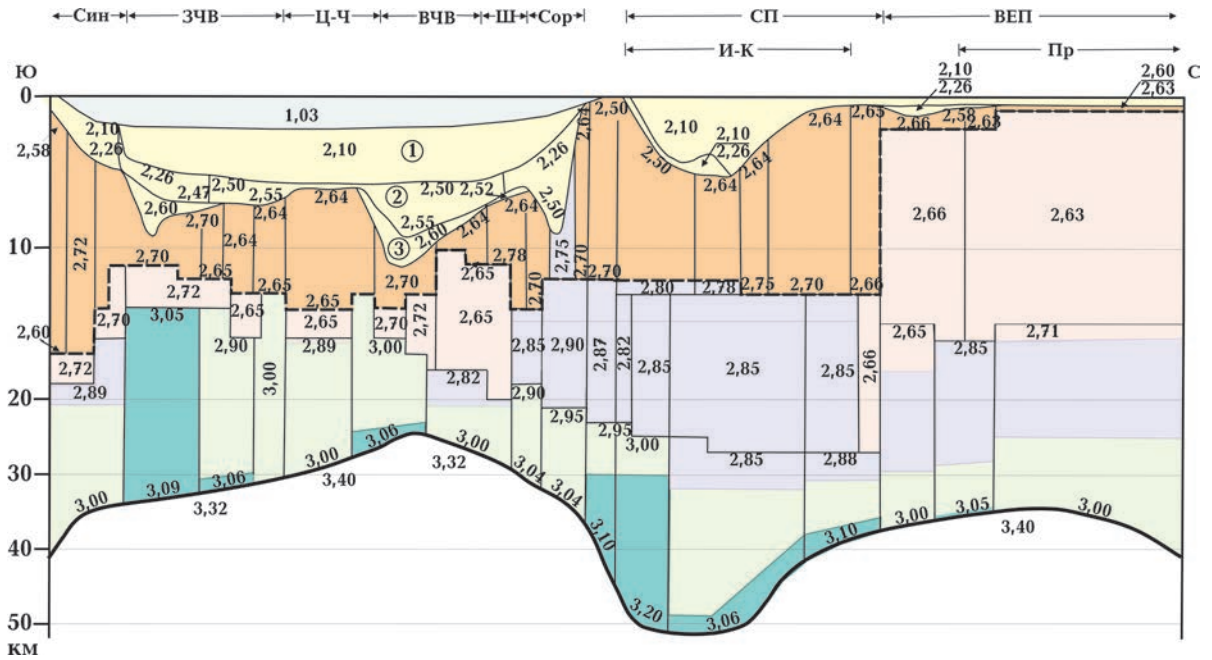


Рис. 6. Плотностной разрез в сечении профиля ГСЗ 28-29.  
Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

Fig. 6. Density cross section of the profile DSS 28-29.  
For legends see Fig. 2, 3.

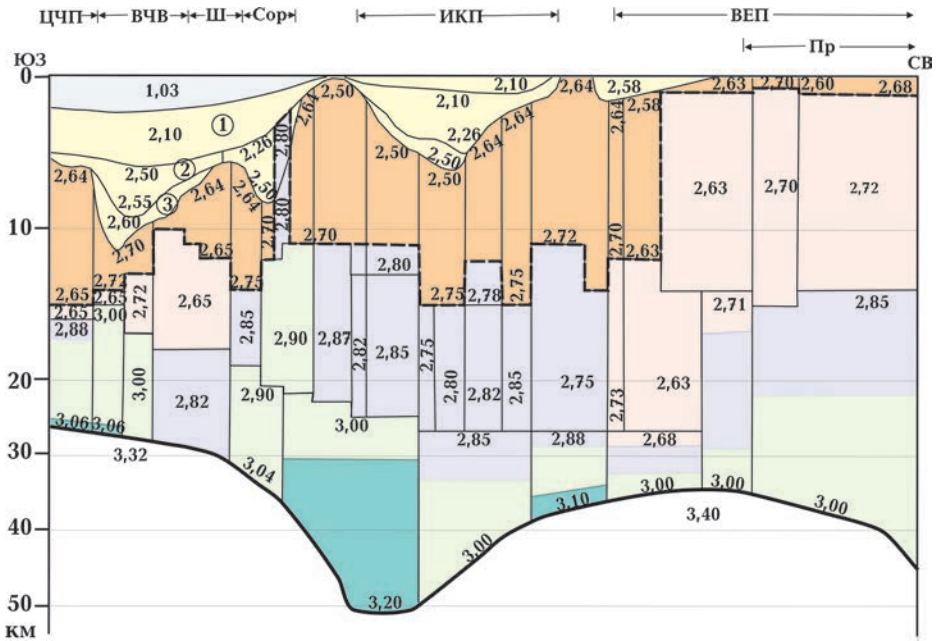


Рис. 7. Плотностной разрез в сечении профиля DOBRE-2.  
Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 7. Density cross section of the profile DOBRE-2.  
For legends see Fig. 2.

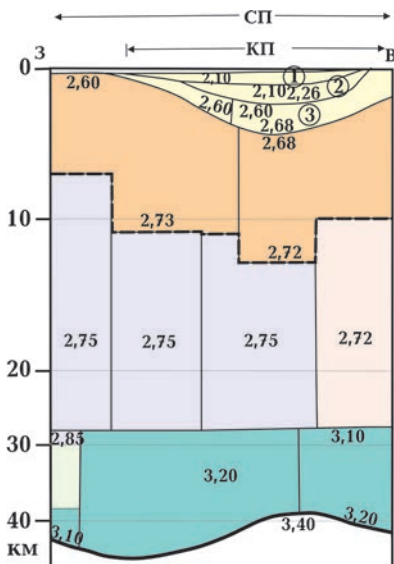


Рис. 8. Плотностной разрез в сечении профиля ГСЗ 26. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 8. Density cross section of the profile DSS 26. For legends see Fig. 2.

ными разрезами в сечении профилей ГСЗ 28-29 (см. рис. 6) и DOBRE-2 (см. рис. 7). В Крыму выделяется Центрально-Крымское поднятие и Северо-Крымский прогиб. Сам

Крым освещен плотностными разрезами вдоль профилей ГТ III и ГСЗ 18 с продолжением (см. рис. 1, 3, 4), а также профилем DOBRE-5 (см. рис. 1, 9).

*Преддобруджинский прогиб* вместе с фрагментом альпийско-герцинского складчатого пояса Северной Добруджи относится к западному сегменту СП [Тектонічна ..., 2007]. Он представляет собой инвертированный мезозойский бассейн глубиной до 10 км, который наложен на дотриасовые отложения [Seghedi, 2001, 2012]. Тектоническое происхождение прогиба является дискуссионным. Он может быть либо западным сегментом СП с фундаментом, который погребен под кайнозойскими осадочными толщами [Nikishin et al., 2003; Seghedi, 2001, 2012], либо прогибом Северной Добруджи [Хаин, 1977; Литосфера ..., 1994].

Фундамент ПП представлен сильно деформированными архей-протерозойскими комплексами, которые были подвержены магматизму еще в добайкальскую и байкальскую эпохи тектогенеза. Осадочный чехол характеризуется сложной литологией и стратиграфией и состоит из двух

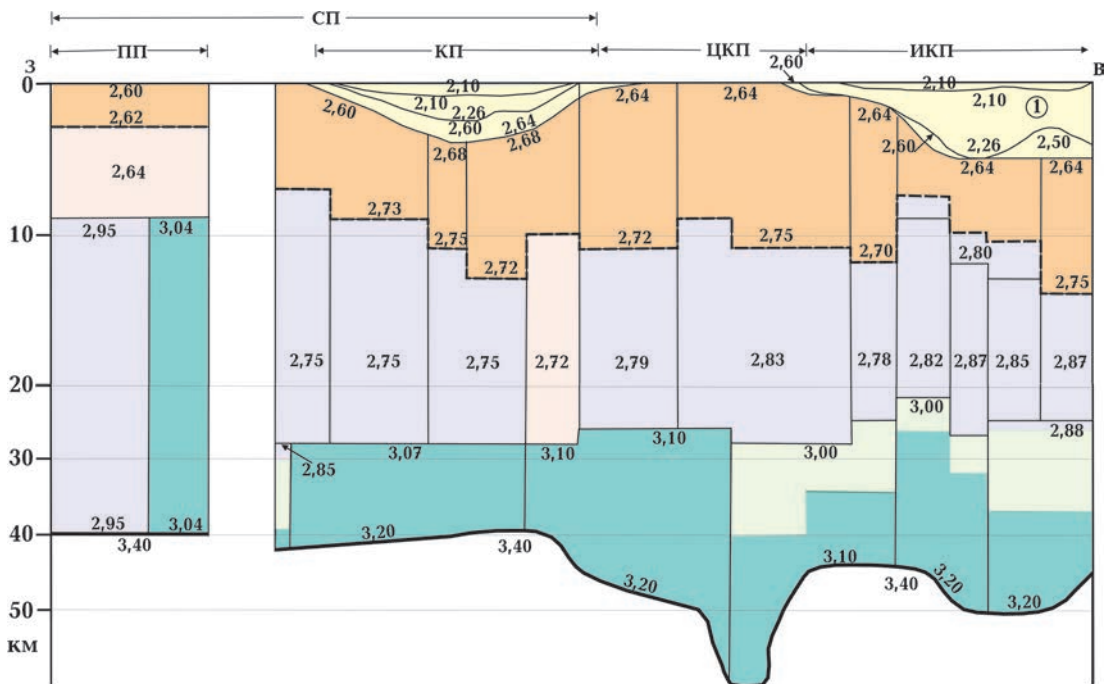


Рис. 9. Плотностной разрез в сечении профиля DOBRE-5. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 9. Density cross section of the profile DOBRE-5. For legends see Fig. 2.



частей. Верхняя изучена скважинами до глубины порядка 5 км [Patrut et al., 1983; Слюсарь, 1984; Papanikolaou et al., 2004] и представлена палеоген-неогеновыми отложениями небольшой мощности [Galetsky, 2007; Seghedi, 2012], мезозойскими отложениями, включая триасовый терригенно-глинистый комплекс и юрские черные сланцы и карбонаты [Газизова, 2009; Иванова 2011; Фарфуляк, 2015], пермскими вулканическими обломочными породами и среднедевонским карбонатным комплексом [Фарфуляк, 2015]. В трехмерной плотностной модели мощность верхнего слоя осадочных отложений составляет 4—5 км и отнесена нами к дислоцированным отложениям, поскольку палеоген-неогеновые отложения имеют малую мощность (до 500 м). Плотность в этом слое возрастает с глубиной от 2,60 до 2,62 г/см<sup>3</sup> по профилю DOBRE-5 (рис. 9) и от 2,53 до 2,55 г/см<sup>3</sup> вдоль профиля DOBRE-4 (см. рис. 5).

Нижняя часть осадочной толщи на глубине от 4—5 до 10—12 км не исследована скважинами и ее строение известно только по геофизическим данным [Фарфуляк, 2015]. Предполагается, что она представлена карбонатами и терригенными образованиями венда—нижнего девона, которые перекрыты мигматитами, плагиогранитами и сланцами рифейского фундамента [Слюсарь, 1984]. В плотностной модели по профилю DOBRE-5 на глубинах 4—9 км присутствует «гранитный» слой с плотностью 2,64 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 9). По профилю DOBRE-4 на глубинах от 4 до 9 км плотность несколько ниже и имеет постоянное значение 2,60 г/см<sup>3</sup>, а в пределах глубин 9—16 км нарастает от 2,69 до 2,75 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 5).

По профилю DOBRE-5 под ПП отсутствует «диоритовый» слой, здесь от 9 км до раздела Мохо выделен «базальтовый» слой с плотностью 2,95 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 9). Вдоль профиля DOBRE-4 прогиб разделяется на два блока: в северо-восточном плотность выше и изменяется от 2,69 г/см<sup>3</sup> на глубине 9 км до 3,04 г/см<sup>3</sup> на разделе Мохо, в юго-западном от 2,68 до 2,95 г/см<sup>3</sup> соответственно (см. рис. 5). Таким образом, ПП состоит из двух частей: более плотной, ко-

торая примыкает к Поднятию Змеиный, и менее плотной, примыкающей к северной Добрудже.

Следует отметить, что по профилю DOBRE-5 (см. рис. 9) по результатам плотностного моделирования под *поднятием Змеиный* с 9 км до раздела Мохо фиксируется блок с плотностью 3,04 г/см<sup>3</sup>, т. е. мощность КМ здесь около 30 км, а «диоритовый» и «базальтовый» слои отсутствуют. На поднятии Змеиный доюрские образования выходят на поверхность. Ранее считалось, что проявления магматизма здесь отсутствуют [Тектоника ..., 1981], однако к северу от поднятия на глубине 56 м от поверхности дна были вскрыты риолиты, которые образуются при быстром охлаждении вязкой лавы [Какаранза и др., 2011]. Возможно, их возраст близок к пермо-триасовым кератофирам Татарбунарского комплекса ПП и вулканитам зоны Тулча Добруджи [Шнюкова, 2016].

*Каркинитский прогиб* (КП) является частью системы рифтовых бассейнов в пределах СП и заполнен мощными меловыми и палеогеновыми осадочными отложениями [Khriachtchevskaia et al., 2010]. Северным ограничением КП является транскоровая разломная зона мантийного происхождения, которая отделяет СП от ВЕП [Козленко и др., 2009]. На юге КП заканчивается на Черноморско-Каламитском валу (см. рис. 1), который является выступом палеозойско-юрского фундамента, перекрытого маломощными меловыми и олигоценовыми осадочными толщами. КП прослежен вдоль плотностных разрезов по DOBRE-5 (см. рис. 9) и профилям ГСЗ 25, 26 (см. рис. 2, 8). По всем трем разрезам фиксируются плиоцен-четвертичные осадки, представленные мелководными морскими карбонатно-терригенными отложениями, глинами майкопского возраста и палеоцен-эоценовыми отложениями [Фарфуляк, 2015]. Плотность в двух последних нарастает с глубиной от 2,10 до 2,26 г/см<sup>3</sup> и от 2,60 до 2,68 г/см<sup>3</sup> соответственно. Дислоцированные отложения мощностью 6—8 км и плотностью от 2,68 до 2,72 г/см<sup>3</sup> представлены верхнемеловыми известняками и

мергелями, нижнемеловыми обломочными комплексами, а также вулканитами [Плахотный и др., 1971; Тектоника ..., 1981]. Они подстилают осадки и лежат на «диоритовом» слое по всей площади структуры, только на севере и востоке появляется «гранитный» слой с плотностью  $2,72 \text{ г/см}^3$ . В этих частях прогиба «диоритовый» слой отсутствует. «Базальтовый» слой по всем профилям представлен породами с большой плотностью, что обуславливает представление его КМ мощностью от 10 до 16,5 км, имеющей на разделе Мохо плотность  $3,20 \text{ г/см}^3$ .

КП разломами северо-западного простирания разделен на две примерно равные части, сдвинутые друг относительно друга [Старостенко и др., 2005]. По данным трехмерного плотностного моделирования на юге и западе он характеризуется уплотнением средней и нижней частей земной коры, что согласуется с выводом работы [Козленко и др., 2013] об активном воздействии на формирование КП тектонических действий, сопровождавшихся процессами рифтогенеза, а именно внедрением мантийного вещества в нижнюю и среднюю части коры.

*Черноморско-Каламитский вал* пересекается плотностным разрезом только в сечении профиля ГСЗ 25 (см. рис. 1, 2). Он характеризуется значительным подъемом поверхностей мезозойских отложений, малой мощностью (до 1 км) отложений майкопской серии и палеоцен-эоцена и значительной (до 10 км) дислоцированных отложений, в которых плотность увеличивается градиентно от  $2,68$  до  $2,74 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 4). Под Черноморско-Каламитским валом отсутствует «гранитный» слой, а «базальтовый», также как под южной и западной частью КП, представлен КМ мощностью около 10 км и плотностью, изменяющейся от  $3,07 \text{ г/см}^3$  на кровле слоя до  $3,20 \text{ г/см}^3$  на подошве. По результатам гравитационного моделирования [Козленко и др., 2009; Козленко, Козленко, 2013] между осадочным чехлом и складчатым основанием в пределах вала было выделено тело с плотностью  $2,59 \text{ г/см}^3$ , отнесенное к триа-

сово-юрским терригенным отложениям, наличие которого допускалось ранее [Геология ..., 1987]. По данным трехмерного моделирования такое тело не выявлено, что объясняется как его малыми размерами, так и масштабом исследований в настоящей статье.

*Индоло-Кубанский прогиб* (ИКП) расположен в восточной части СП, занимает южную часть Азовского моря, большую часть Керченского п-ова и следится дальше на восток (см. рис. 1). Он возник в олигоцене—миоцене, асимметричен и имеет юрское основание [Пашкевич и др., 2018]. Одни исследователи относят его к передовому прогибу Большого Кавказа, сформированному на фундаменте СП [Фарфуляк, 2015], другие считают его рифтогенным [Кутас, 2010; Пашкевич и др., 2018].

Через Индоло-Кубанский прогиб построено три плотностных разреза земной коры (профили DOBRE-5, DOBRE-2 и ГСЗ 28, 29) (см. рис. 6, 7, 9). Отложения майкопской серии доминируют в разрезах DOBRE-5 и DOBRE-2 и представлены главным образом глиной и молассовыми комплексами [Старостенко и др., 2005; Фарфуляк, 2015]. Здесь они имеют максимальную мощность до 5 км и плотность  $2,10—2,26 \text{ г/см}^3$  соответственно. Отложения были накоплены в прогибе благодаря эрозии и сносу материала со склонов горных хребтов на юге и с УЩ на севере [Nikishin et al., 2011]. По профилю ГСЗ 28-29, наоборот, увеличена мощность плиоцен-четвертичных отложений и отложений среднего и верхнего неогена с плотностью  $2,10 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 6). Мощность дислоцированных отложений колеблется в пределах 5 км (DOBRE-5, см. рис. 9) и 9—12 км (DOBRE-2 и профиль ГСЗ 28-29, см. рис. 6, 7). «Гранитный» слой отсутствует, хотя здесь плотность дислоцированных отложений равна  $2,72—2,75 \text{ г/см}^3$ , что вызывает неопределенность отнесения этих пород к «гранитному» слою или к дислоцированным отложениям. В центральной части этот слой подстилается «диоритовым» с максимальной мощностью 16—21 км и плотностью  $2,78—2,87 \text{ г/см}^3$  в сечении профиля DOBRE-5,  $2,75—2,85 \text{ г/см}^3$

в разрезе профиля DOBRE-2 и плотностью 2,85 и 2,89 г/см<sup>3</sup> по профилю ГСЗ 28-29 (см. рис. 6, 7, 9). КМ фиксируется во всех разрезах с максимальной мощностью на юго-западе, юге и западе Индоло-Кубанского прогиба. Лишь в северо-восточной части по профилю DOBRE-2 она отсутствует, а в северной части (профиль ГСЗ 28, 29) имеет малую мощность (до 2 км). Можно сделать вывод, что прогиб в глубинной части делится по оси на два блока: один утяжеленный (юг, запад и юго-запад), другой менее плотный (северо-восток, восток и север).

Строение Крыма в пределах СП прослежено по профилям ГТ III и ГСЗ 18 с продолжением (см. рис. 3, 4), а также по профилю DOBRE-5 (см. рис. 9). Первые два пересекают Центрально-Крымское поднятие (ЦКП) и Северо-Крымский прогиб (СКП), а профиль DOBRE-5 — большую часть ЦКП.

*Центрально-Крымское поднятие* состоит из цепочки локальных поднятий, которые разделены небольшими впадинами. Его фундамент сложен метаморфическими породами, которые представлены зелеными сланцами рифей-кембрийского возраста [Белов, 1981; Тектоника ..., 1988; Никишин и др., 2001], а также черными сланцами, известняками и песчаниками девона и карбона [Зоненшайн и др., 1990]. Позднепалеозойский магматизм на локальных поднятиях может быть связан с палеозойским орогенным магматизмом на Кавказе и в Добрудже [Белов, 1981]. Киммерийский (средний триас—средняя юра) комплекс включает в себя терригенные флишевые глины и вулканические формации, которые перекрывают фундамент Каркинитского и Северо-Крымского прогибов.

На плотностных разрезах осадочный чехол Центрально-Крымского поднятия имеет мощность 2—4 км. В сечении профиля ГТ III (см. рис. 3) это маломощные слои плиоцен-четвертичных отложений, среднего и верхнего неогена, майкопской серии и палеоцен-эоцена. Плотность в них изменяется от 2,10 до 2,64 г/см<sup>3</sup>. В разрезе профиля 18 с продолжением (см. рис. 4)

осадочные отложения мощностью до 2 км имеют плотность от 2,60 до 2,64 г/см<sup>3</sup>. По профилю DOBRE-5 (см. рис. 9) они маломощны и сложены эоцен-верхнемеловыми известняками и мергелями [Фарфуляк, 2015]. Дислоцированные отложения на всех профилях имеют большую мощность (до 10 км). Наименьшее значение плотности на подошве этих отложений наблюдается вдоль ГТ III (2,64 г/см<sup>3</sup>), а наибольшее (2,78 г/см<sup>3</sup>) — на профиле 18 с продолжением (см. рис. 3, 4). По профилю DOBRE-5 (см. рис. 9) нижний слой земной коры более уплотнен на западе структуры, где кровля КМ фиксируется с глубины 26 км. Аналогичная картина наблюдается и в южной части ЦКП по профилю ГСЗ 18 с продолжением (см. рис. 4).

*Северо-Крымский прогиб* пересечен двумя плотностными разрезами по профилям ГТ III и ГСЗ 18 с продолжением (см. рис. 3, 4). В южной части он представлен осадками мощностью до 2 км, мощным слоем дислоцированных отложений с плотностью от 2,60 до 2,64 г/см<sup>3</sup>, отсутствием «гранитного» и «диоритовым» слоем с плотностью 2,78, 2,81 и 2,85 г/см<sup>3</sup>. КМ по профилю ГТ III отсутствует, а по профилю 18 имеет небольшую мощность (см. рис. 4). В северной части СКП появляется «гранитный» слой с плотностью от 2,61 до 2,68 г/см<sup>3</sup>. По всей видимости, появление этого слоя связано с погружением дорифейского фундамента ВЕП к югу, где он сменяется более молодым складчатым основанием [Чекунов, 1972].

Таким образом, в разрезе земной коры Крыма в пределах СП присутствует мощный слой дислоцированных отложений, а кристаллическая часть характеризуется значительным уплотнением (особенно южной части), отсутствием «гранитного» слоя, залеганием близко к поверхности «базальтового» слоя и наличием мощной КМ.

**Горный Крым** традиционно включают в Альпийский складчатый пояс, а в структурно-геологическом отношении относят к северо-западной пассивной окраине восточной части Черноморской микроплиты [Nikishin et al., 2001; Шнюкова, 2016].

Формирование Горного Крыма связано с формированием Большого Кавказа, на северо-западном продолжении которого он находится [Очерки ..., 2018].

Главной и наиболее древней тектоно-стратиграфической единицей Горного Крыма является флишевая таврическая серия позднего триаса—ранней юры, которая, возможно, залегает непосредственно на байкальском фундаменте. Более молодые осадочные мезокайнозойские комплексы развиты в Горном Крыму прерывистыми полосами с постепенным омоложением по направлению к Равнинному Крыму [Шнюкова, 2016].

Горный Крым пересечен плотностными разрезами вдоль профилей ГТ III и ГСЗ 18 с продолжением (см. рис. 1, 3, 4). По профилю ГТ III вся толща земной коры Горного Крыма более уплотнена в южной части, где плотность дислоцированных отложений изменяется от 2,64 г/см<sup>3</sup> на кровле слоя до 2,75 г/см<sup>3</sup> на подошве, «диоритовый» слой характеризуется плотностью 2,88 г/см<sup>3</sup>, а «базальтовый» представлен мощной КМ с плотностью от 3,05 г/см<sup>3</sup> на кровле до 3,11 г/см<sup>3</sup> на подошве. Такая же характеристика свойственна структуре и вдоль профиля 18 с продолжением (см. рис. 4), где в южной части «диоритовый» слой с плотностью от 2,85 г/см<sup>3</sup> на кровле слоя и до 2,91 г/см<sup>3</sup> на подошве поднимается до глубины 1 км, а в нижней части фиксируется мощная (в пределах 20 км) КМ с плотностью от 3,10 г/см<sup>3</sup> на кровле слоя до 3,20 г/см<sup>3</sup> на подошве.

Значительное уплотнение земной коры южной части Крыма, которое объясняет Крымскую положительную аномалию поля силы тяжести, подтверждено многими исследователями. Так, по данным работы [Оровецкий, 1966] под Крымской аномалией выделен крупный магматический массив на глубине 8,5—9,0 км, а в работе [Ковалевский, 1966] высказано предположение о существовании под всем Горным Крымом единого гарполита основного состава. В верхней части коры Крымских гор выявлено высокоскоростное и высокоплотностное тело мощностью около 15 км, ниже которого наблюдается относительное

понижение скорости и плотности [Бурьянов, Павленкова, 1974]. Также сделано предположение о наличии под Горным Крымом тела аномально высокой плотности (2,90—3,00 г/см<sup>3</sup>), которое занимает практически весь разрез земной коры и сложено изверженными породами основного состава [Гобаренко и др., 1991]. По данным работы [Гордиенко, Стадниченко, 1994] в Горном Крыму на глубинах 5—20 км обнаружено аномальное тело со средней плотностью 3,15 г/см<sup>3</sup>, что соответствует породам основного—ультраосновного состава. Авторами работы [Бурьянов и др., 1998] высказано предположение о том, что гравитирующим объектом для Крымской положительной аномалии силы тяжести является коровый плутон основного—ультраосновного состава. К аналогичному выводу пришли авторы работы [Ентин и др., 2010], которые по данным количественной интерпретации в земной коре южной части Крымского п-ова выявили аномально плотное тело — корово-мантийный диапир, состоящий на глубинах 30—50 км из КМ (3,10 г/см<sup>3</sup>). Над ним находится тело пород основного состава с плотностью 2,90 г/см<sup>3</sup> достаточно сложной формы. Его основная масса располагается в северной части Горного Крыма, полого выклиниваясь в сторону предгорной и равнинной частей и круто обрываясь в сторону моря. Интрузивное тело прорывает гранитный слой и может внедряться в отложения герцинского яруса, достигая в отдельных случаях глубины 3—8 км от дневной поверхности. По данным трехмерного гравитационного моделирования наблюдается подобная картина — присутствует уплотнение всех слоев земной коры, конфигурация области уплотнения и величина значений плотности практически идентична, а КМ занимает всю область «базальтового» слоя с соответствующей ей плотностью.

Присутствие крупного массива пород основного—ультраосновного состава в земной коре Горного Крыма подтверждается и геотермическими данными, в частности низкими значениями теплового потока [Гобаренко и др., 1991; Кутас, 2010],

которые свидетельствуют о более основном составе нижней и средней коры.

В работе [Очерки ..., 2018] сделан вывод о том, что Горный Крым представляет собой верхнекоровую призму вулканогенно-осадочных пород, поднятую более чем на 1,5 км при образовании выступов коромантийного диапира. Породы призмы претерпели две фазы складчатости — раннекимерийскую и альпийскую. Начало образования диапира связано с заложением Западно- и Восточно-Черноморской плит в позднем мелу—позднем палеоцене, в то время в низах коры образовалась КМ. Подъем базальтового тела произошел на позднеальпийском этапе в олигоцен-квартере как результат давления этих плит с юга и юго-востока. Разрыв во времени между фазами образования КМ и подъема диапира согласуется с тем, что в первую фазу процесс изостатической компенсации уже состоялся, а во вторую — еще нет.

К югу от СП расположена глубоководная часть Черного моря, состоящая из двух суббассейнов — ЗЧВ и ВЧВ, которые отличаются размерами, формой, общим направлением структур, а также мощностью осадочной толщи и строением кристаллической части коры. ЗЧВ широкая, вытянута в субширотном направлении в виде треугольника. ВЧВ значительно уже, имеет северо-западное направление и параллельна Центрально-Черноморскому поднятию [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Старостенко и др., 2010; Егорова и др., 2012; Starostenko et al., 2015b; Nikishin et al., 2015 a, b; Очерки ..., 2018].

**Западно-Черноморская впадина** (см. рис. 1) освещена плотностными разрезами в сечении профилей ГСЗ 25, 27, а также иллюстрационным профилем 1, который пересекает основные структуры Черного моря (см. рис. 2, 10, 11). Плотностные разрезы вдоль профилей ГТ III, ГСЗ18, 28-29 характеризуют ее восточное окончание (см. рис. 3, 4, 6). В разрезе земной коры впадины присутствуют плиоцен-четвертичные отложения с плотностью  $2,10 \text{ г/см}^3$  и мощностью, которая колеблется от 3 до 5,5 км. Подстилают этот слой отложения майкоп-

ской серии, плотность которых изменяется градиентно с глубиной от  $2,50$  до  $2,55 \text{ г/см}^3$  за исключением западного склона Западно-Черноморской впадины, крайней западной части профиля ГСЗ 27 (см. рис. 10) и крайней южной части профиля ГСЗ 25 (см. рис. 2), где значения плотности несколько ниже ( $2,26 \text{ г/см}^3$  на кровле и  $2,47 \text{ г/см}^3$  на подошве слоя).

Мощность слоя майкопских отложений колеблется от 1 до 7 км в северо-восточной части ЗЧВ. Они залегают на слое палеоцен-эоцена, мощность которого (до 7 км) значительна по широтному профилю и ГСЗ 25 (см. рис. 2). Этот слой разбит на блоки с меньшей и большей плотностью, которая изменяется от  $2,54$ — $2,70 \text{ г/см}^3$  на кровле до  $2,56$ — $2,75 \text{ г/см}^3$  на подошве слоя. По профилям ГСЗ 17, 18 отложения палеоцен-эоцена отсутствуют, а вдоль профиля 28-29 присутствуют незначительной мощностью и постоянной плотностью  $2,60 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 3, 4, 6). Вдоль иллюстрационного профиля 1 слой дислоцированных отложений характеризуется волнообразным контактом с отложениями палеоцен-эоцена, имеет плотность  $2,65$ — $2,70 \text{ г/см}^3$  и постепенно выклинивается к наиболее погруженной части ЗЧВ (см. рис. 11). Здесь отложения палеоцен-эоцена залегают на «базальтовом» слое, плотность которого  $2,90$  и  $2,91 \text{ г/см}^3$ . В процессе моделирования было просчитано несколько вариантов, при которых глубина залегания палеоцен-эоцена принималась равной 16 и 19 км по данным работ [Туголесов и др., 1985] и [Вольвовский и др., 1989] соответственно. Расчеты показали, что оптимальным значением глубины залегания этих отложений является 18 км, что подтверждается данными работы [Nikishin et al., 2015 a].

Для кристаллической части земной коры впадины вдоль профиля ГСЗ 18 характерно отсутствие «гранитного» слоя (см. рис. 4). Дислоцированные отложения имеют плотность, которая нарастает градиентно от  $2,62$  до  $2,74 \text{ г/см}^3$ , и залегают на «базальтовом» слое (плотность  $2,91 \text{ г/см}^3$ ), а вдоль профиля 25 палеоцен-эоценовые и дислоцированные отложения небольшой мощ-

ности подстилаются «базальтовым» слоем с плотностью на его кровле 2,85—2,90 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 2). По профилю ГСЗ 28-29 для ЗЧВ характерно появление слоя незначительной мощности со средней плотностью 2,72 г/см<sup>3</sup>, отсутствие «диоритового» и увеличение «базальтового». Особенно необходимо отметить уплотнение нижнего слоя в южной части этого профиля, где КМ достигает мощности около 20 км и имеет плотность 3,05—3,09 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 6). Вдоль профиля ГСЗ 27 также присутствует «гранитный» слой небольшой мощности с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup>, который залегает на «базальтовом» слое с плотностью 2,85—2,89 г/см<sup>3</sup>. На западном склоне ЗЧВ мощность слоя с плотностью 2,72 г/см<sup>3</sup> больше, и также присутствует слой небольшой мощности с плотностью 2,87 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 10). Слой с плотностью 2,72 г/см<sup>3</sup> входит в состав растянутой во время рифтинга континентальной коры, которая выделена по данным сейсмических исследований в рамках международного проекта «Geology Without Limits» [Nikishin et al., 2015a].

**Восточно-Черноморская впадина** (см. рис. 1) изучена по профилям DOBRE-2, ГСЗ 13, 28-29, иллюстрационным профилям 1 и 2 (см. рис. 6, 7, 11—13). Для нее характерно наличие мощного осадочного слоя (9,0—9,5 км), который включает плиоцен-четвертичные, майкопские и палеоцен-эоценовые отложения. Первые два типа отложений характеризуются плотностными характеристиками 2,10 и от 2,50 до 2,55 г/см<sup>3</sup> соответственно. В сечении профилей 1 и 2 (см. рис. 11, 3) слой палеоцен-эоценовых отложений, также как и в ЗЧВ, представлен блоками с большей (2,70—2,72 г/см<sup>3</sup>) и меньшей плотностью (2,65—2,70 г/см<sup>3</sup>). По профилю DOBRE-2 и профилям ГСЗ 28-29, 13 плотность палеоцен-эоценовых отложений постоянна и равна 2,60 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 6, 7).

Подстилаются осадки дислоцированными отложениями, мощность которых колеблется в пределах впадины от 1 км (в центральной части) до 5—6 км на периферии с постоянной плотностью вдоль иллюстрационных профилей и профиля ГСЗ

28-29 (2,60; 2,68; 2,70; 2,72 г/см<sup>3</sup>, см. рис. 5, 12, 13) и изменяется с глубиной с разным градиентом по профилям DOBRE-2 и ГСЗ 13: от 2,64 до 2,65 г/см<sup>3</sup>; от 2,65 до 2,70 г/см<sup>3</sup> от 2,70 до 2,72 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 7, 12).

В северо-западной части впадины «гранитный» слой присутствует повсеместно и имеет плотность 2,65; 2,70 и 2,72 г/см<sup>3</sup>, а в центральной (профили 1 и 2, см. рис. 11, 13) он отсутствует. Здесь, а также на юго-западе вдоль профиля DOBRE-2 (см. рис. 7) отсутствует «диоритовый» слой. Характеристика глубинной части структуры очень дифференцирована. В центральной части ВЧВ вдоль профилей 1 и 2 дислоцированные отложения имеют небольшую мощность (1—4 км) и лежат на «базальтовом» слое с плотностью (3,00—3,02 г/см<sup>3</sup>), мощность которого вдоль профиля 1 (см. рис. 11) увеличивается от 8 км на юго-западе до 21 км на северо-востоке, т. е. слой погружается в сторону поднятия Шатского (см. рис. 13). Вдоль профиля DOBRE-2 происходит деление кристаллической части коры на юго-западную часть, представленную «базальтовым» слоем, и северо-восточную, где «базальтовый» слой отсутствует, а с поверхностью Мохо контактирует «диоритовый» слой (см. рис. 7). В разрезе профиля ГСЗ 13 наблюдается подобная картина. Кора разделена на две части — южную и северную (см. рис. 12). Первая значительно уплотнена, «диоритовый» слой имеет малую мощность (до 1 км), а КМ представляет весь «базальтовый» слой. Во второй «диоритовый» слой отсутствует, «базальтовый» имеет мощность около 8 км, а КМ около 4 км. По профилю ГСЗ 28-29 более плотные породы также расположены в южной части впадины, а северная менее плотная и в ней отсутствует КМ (см. рис. 6).

Западно- и Восточно-Черноморская впадины разделены **Центрально-Черноморским поднятием**, которое в своей северной части представлено хребтом Андрусова, а к югу сменяется хребтом Архангельского. Хребты существенно различаются строением верхней части. Хребет Андрусова имеет осадочный чехол мезозойского возраста (что подтверждено бурением) с

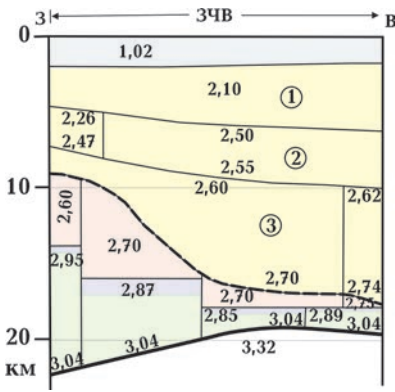


Рис. 10. Плотностной разрез вдоль линии профиля ГСЗ 27. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 10. Density cross section along the line of the DSS 27 profile. For legends see Fig. 2.

вулканическими породами мелового возраста. На хребте Архангельского мезозойский чехол либо отсутствует, либо сильно сокращен. До последнего времени граница хребтов Андрусова и Архангельского была практически не известна. Новые сейсмические данные показали, что между ними проходит грабенообразная депрессия, которая интерпретирована как грабен растяжения [Nikishin et al., 2015a].

Однако ее ромбовидная форма, образованная разломами кристаллической коры, свидетельствует о воздействии более сложного механизма пулл-апарта [Rusakov, Pashkevich, 2017]. Хребты располагаются в дифференцированных по интенсивности минимумов наблюдаемого гравитационного поля: хребет Андрусова расположен в области отрицательных значений от  $-10$  до  $-20$  мГал. Хребет Архангельского проявляется отрицательной аномалией интенсивностью более  $-50$  мГал [Starostenko et al., 2015b].

Хребет Андрусова (см. рис. 1) прослежен в сечении профилей ГСЗ 28-29 и иллюстрационного профиля 3 (см. рис. 6, 14). В разрезе рис. 6 он перекрыт осадочным чехлом, который включает 3-километровую толщу плиоцен-четвертичных отложений со средней плотностью  $2,10$  г/см<sup>3</sup> и мало мощные отложения майкопской серии с плотностью, которая градиентно нарастает с глубиной от  $2,50$  до  $2,55$  г/см<sup>3</sup>. Отложения палеоцен-эоцена в разрезе отсутствуют. Осадки подстилают дислоцированные отложения мощностью около 7 км и

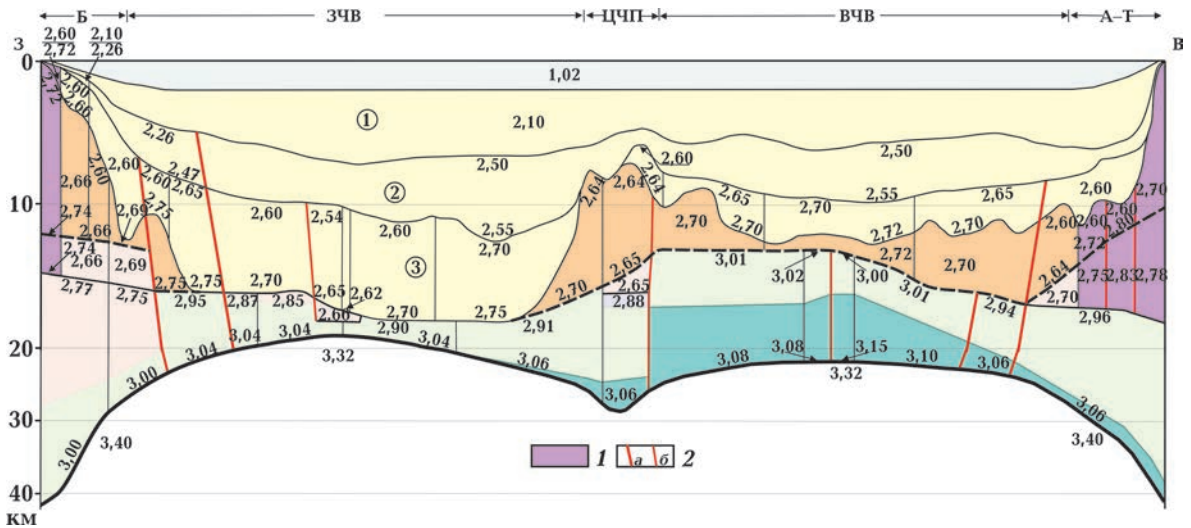


Рис. 11. Иллюстрационный плотностной разрез вдоль профиля 1, пересекающего основные тектонические структуры Черного моря: 1 — интрузии периферии Черного моря; 2 — разломы, выделенные по гравитационным данным (a — ограничивающие ЗЧВ и ВЧВ, б — прочие). Другие условные обозначения см. на рис. 2, 3.

Fig. 11. Illustrative density cross section along the profile 1, crossing the principal tectonic structures of the Black Sea: 1 — intrusions of the Black Sea periphery; 2 — fractures, selected according to gravity data (a — limiting ЗЧВ and ВЧВ, b — other). For other legends see Fig. 2, 3.





19—22 км до раздела Мохо присутствует уплотненная линза со средней плотностью  $3,18 \text{ г/см}^3$ , которая выделена на основании данных широкоугольного сейсмического глубинного профилирования. О присутствии под основанием коры магматического тела мощностью 8 км основного—ультраосновного состава говорится в работе [Scott, 2009]. По аналогии в нашей модели допустима возможность существования такой же области, но плотность в ней несколько ниже и составляет  $3,10 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 14).

Как видно, хребет Андрусова в северо-западной своей части представлен породами с меньшей плотностью по всему разрезу земной коры по сравнению с центральной частью, где «базальтовый» слой значительно уплотнен.

Хребет Архангельского изучен вдоль иллюстрационных профилей 2, 4, 5 (см. рис. 13, 15, 16) и является уникальной структурой по данным трехмерного гравитационного моделирования, поскольку характеризуется резким разуплотнением пород по всей мощности земной коры. По всем трем профилям, освещающим строение структуры, плотность до глубины 28 км нарастает от  $2,43$  до  $2,47 \text{ г/см}^3$ . Плотность на разделе Мохо составляет  $2,90 \text{ г/см}^3$ , что ниже, чем плотности в рядом расположенных Синопской впадине и ВЧВ —  $3,00$  и  $3,09 \text{ г/см}^3$  соответственно. По профилю 5 на глубине 20 км фиксируется поддвиг пород с плотностью  $2,60 \text{ г/см}^3$  в юго-восточном направлении под более плотные породы ( $2,70$ — $2,75 \text{ г/см}^3$ ) (см. рис. 16).

По данным работы [Starostenko et al., 2015 b], средняя плотность кристаллической коры под хребтом Архангельского составляет  $2,93 \text{ г/см}^3$ , что характерно для базальтов. В работе [Бурьянов и др., 1997] минимальная плотность пород составляет  $2,52 \text{ г/см}^3$ . В модели на рис. 15 плотности в верхней части коры меньше  $2,50 \text{ г/см}^3$ . Эта величина согласуется с диапазоном значений плотности предрифтовой карбонатной платформы, что не позволяет по значению скорости (следовательно, и плотности) отличить ее от кристаллического фундамента [Shillington et al., 2017]. Породы понижен-

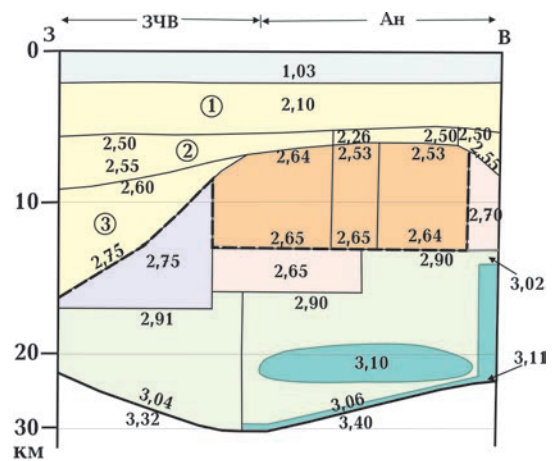


Рис. 14. Плотностной разрез вдоль иллюстрационного профиля 3, который пересекает хребет Андрусова.

Fig. 14. Density cross section along illustrative profile 3 crossing the Andrusov ridge. For legends see Fig. 2.

ной плотности подстилаются базальтовым слоем, плотность которого в океанической коре изменяется в пределах  $2,2$ — $2,9 \text{ г/см}^3$  [Bartetzko et al., 2005].

Таким образом, глубинное строение хребтов различно, что проявляется в ре-

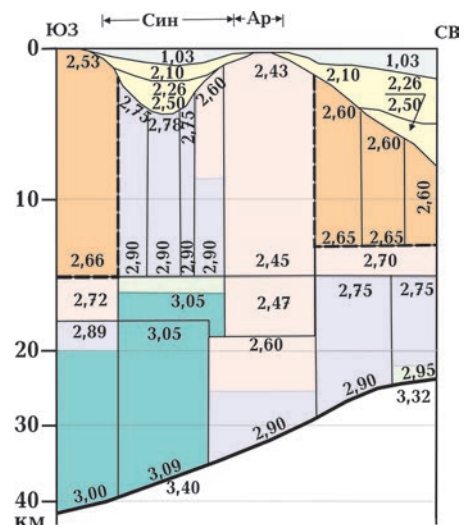


Рис. 15. Плотностной разрез вдоль иллюстрационного профиля 4, который пересекает хребет Архангельского вкрест. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

Fig. 15. Density cross section along illustrative profile 4 crossing the Arkhangelsky ridge. For legends see Fig. 2, 3.

льефе раздела Мохо и плотностной характеристике консолидированной коры [Старостенко и др., 2019]. Хребет Андрусова сложен утоненной континентальной корой, а хребет Архангельского — утолщенной океанической.

**Синопская впадина** представляет собой грабен неогенового возраста [Rangin et al., 2002], расположена юго-западнее хребта Архангельского и имеет протяженность на Турецком шельфе около 150 км. Ее северное окончание сопряжено с южным окончанием Центрально-Черноморского поднятия и продолжается к ЗЧВ.

Впадина характеризуется двумя профилями 2 и 4 (см. рис. 13, 15). Профиль 4 пересекает Синопскую впадину практически в центральной части, где осадки имеют наибольшую мощность (3 км) и выклиниваются в юго-западном и северо-восточном направлении. Представлены они плиоцен-четвертичными отложениями с плотностью  $2,10 \text{ г/см}^3$  и майкопской серией, плотность которой изменяется с глубиной от  $2,26$  до  $2,50 \text{ г/см}^3$ . Подстилаются осадки «диоритовым» слоем, который распространен до глубины 15 км, за исключением северо-восточной границы с хребтом Архангельского, на которой появляется «гранитный» слой с плот-

ностью  $2,60—2,75 \text{ г/см}^3$ , и юго-западного склона, где дислоцированные отложения распространены до глубины 16 км и подстилаются «гранитным» слоем, мощность которого 2,5 км с плотностью  $2,72 \text{ г/см}^3$ . Под «диоритовым» слоем расположен тонкий «базальтовый» слой (около 1 км), который переходит в мощную КМ (до 22 км).

По профилю 2 (см. рис. 13), секущему край юго-восточной части Синопской впадины, присутствуют слой осадков (до 2—3 км) и мощный слой дислоцированных отложений с плотностью от  $2,60$  до  $2,75 \text{ г/см}^3$ . С глубины 18 км земная кора под впадиной разделена на два блока. Первый, северо-восточный, более плотный примыкает к хребту Архангельского и представлен только КМ с плотностью от  $3,05$  до  $3,09 \text{ г/см}^3$ . Второй — юго-западный, в котором КМ занимает одну вторую мощности слоя и имеет плотность  $3,04—3,09 \text{ г/см}^3$ .

**Впадина Сорокина** определяется как передовой прогиб Крымских гор [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988] или окраинный прогиб главной Крымско-Кавказской инверсионной зоны [Sydorenko et al., 2017], который расположен южнее Крыма и занимает 150 км в длину и 50 км в ширину. Глубинное строение впадины освещено плот-

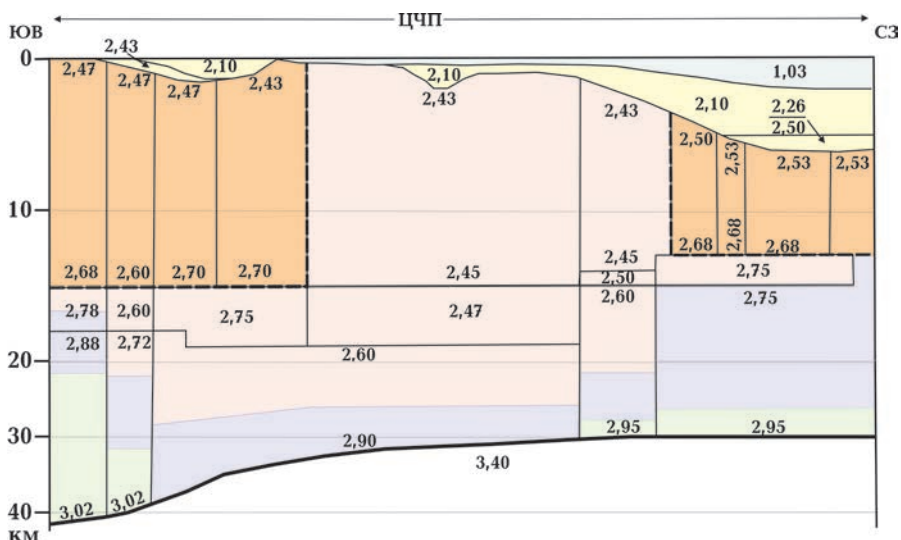


Рис. 16. Плотностной разрез вдоль иллюстрационного профиля 5, который проходит вдоль хребта Архангельского. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

Fig. 16. Density cross section along illustrative profile 5, passing along the Arkhangelsky ridge. For legends see Fig. 2, 3.

ностными разрезами вдоль профилей ГТ III, 28-29 и DOBRE-2 (см. рис. 3, 6, 7). Она четко делится по оси на уплотненные северную и северо-восточную части, в которых осадки подстилаются «диоритовым» слоем с плотностью пород 2,75, 2,80 и 2,88 г/см<sup>3</sup>. «Гранитный» слой под впадиной Сорокина в этих частях не фиксируется ни на одном профиле, а «базальтовый» характеризуется увеличенной мощностью. На юге и юго-западе структуры осадки подстилаются дислоцированными отложениями, которые по профилю ГТ III залегают на «гранитном» слое с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup>, а по профилям 28-29 и DOBRE-2 — на «диоритовом» слое с плотностью 2,85 г/см<sup>3</sup>, т. е. эта часть структуры характеризуется менее плотными породами по всему разрезу земной коры, вплоть до раздела Мохо.

**Поднятие Шатского** имеет ровный свод, плавное и очень медленное сужение и погружение с востока к западу [Туголесов и др., 1985], а также более крутой склон к впадине Сорокина и более пологий — к ВЧВ. По уточненным сейсмическим данным, полученным в рамках Международного проекта «Geology Without Limits», в раннем эоцене (56—47,8 млн лет) он подвергся деформациям сжатия и испытал вертикальные движения [Nikishin et al., 2017].

Его строение изучено по плотностным разрезам вдоль профилей ГСЗ DOBRE-2, 28-29 и 13, а также вдоль иллюстрационного профиля 2 (см. рис. 6, 7, 12, 13). По профилям DOBRE-2 и ГСЗ 28-29 поднятие Шатского в южной и юго-западных частях разуплотнено по всему разрезу кристаллической части земной коры (см. рис. 6, 7). Под осадками, которые представлены плиоцен-четвертичными отложениями с постоянной плотностью 2,10 г/см<sup>3</sup> и мощностью 3,5 км, а также километровой толщей майкопских отложений с плотностью, нарастающей с глубиной от 2,50 до 2,55 г/см<sup>3</sup>, присутствуют дислоцированные отложения, которые выклиниваются в южном и юго-западном направлении до мощности 1 км. Эти отложения граничат с «гранитным» слоем со средней плотностью

2,65 г/см<sup>3</sup> и мощностью 6—7 км. «Диоритовый» слой распространен до раздела Мохо и имеет плотность 2,82 г/см<sup>3</sup>. Резкое увеличение плотности по всему разрезу земной коры приурочено к северной и северо-восточным частям по направлению к границе с впадиной Сорокина.

По профилю ГСЗ 13 (см. рис. 12), ориентированному юг—север, поднятие Шатского в верхней части земной коры характеризуется дислоцированными отложениями, «гранитным» и «диоритовым» слоями, которые отдельными блоками подстилают плиоцен-четвертичные и майкопские осадки. Центральная часть представлена крупным блоком дислоцированных отложений с плотностью 2,64—2,65 г/см<sup>3</sup> и блоками «диоритового» слоя с плотностью 2,80 и 2,90 г/см<sup>3</sup>. Южнее и севернее на глубинах 5—10 км присутствует «гранитный» слой с плотностью 2,64 г/см<sup>3</sup>. Северная часть поднятия в низах коры представлена КМ мощностью 9—10 км, а в южной она отсутствует. На севере структуры выделен блок аномально повышенной плотности по всему разрезу земной коры — осадки подстилаются «диоритовым» слоем, который уплотнен по всей мощности, а «базальтовый» осложнен КМ с плотностью на разделе Мохо 3,20 г/см<sup>3</sup>.

По профилю 2 (см. рис. 12) поднятие Шатского можно разделить на юго-западную и северо-восточную части. Первая представлена плиоцен-четвертичными осадками с плотностью 2,10 г/см<sup>3</sup>, которые лежат на дислоцированных отложениях с плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>. Майкопская серия незначительной мощности появляется на периферии структуры. На юго-западе «гранитный» и «диоритовый» слои отсутствуют, дислоцированные отложения контактируют с «базальтовым» слоем мощностью 20 км. Северо-восточная часть поднятия включает дислоцированные отложения, «диоритовый» (около 12 км) и «базальтовый» (мощность 17 км) слои. В центральной части присутствует небольшая область «гранитного» слоя с плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>, однако ее можно отнести и к дислоцированным отложениям, поскольку критериев отнесения области к тому или иному слою нет.

**Туапсинская впадина** пересечена профилем 2 лишь в крайней юго-восточной части (см. рис. 13). Она представлена в разрезе 2-километровой толщей плиоцен-четвертичных отложений, которые подстилаются на северо-востоке «диоритовым» слоем с плотностью 2,80 и 2,90 г/см<sup>3</sup>, а на юго-западе — дислоцированными отложениями, мощность которых резко возрастает к поднятию Шатского. Для впадины характерно наличие мощного «базальтового» слоя на северо-востоке (21—22 км), который утоняется на юго-запад до 16—17 км. По всему разрезу уплотнение присутствует на северо-востоке, породы с плотностью 2,90 г/см<sup>3</sup> залегают с глубины 2 км. Для Туапсинской впадины аномальным является поднятие «диоритового» слоя на северо-востоке до глубины 2 км.

#### **Выводы.**

- Скифская плита имеет блоковое строение, более сложное, чем Восточно-Европейская платформа, характеризуется мощным слоем дислоцированных отложений и уплотнением земной коры в западной и южной частях.
- Кристаллическая кора Индоло-Кубанского прогиба делится по оси на два блока повышенной (юг, запад и юго-запад) и пониженной плотности (северо-восток, восток и север).
- Подтверждено наличие под Горным Крымом интрузивного тела с глубины 3 км и аномальной плотностью по всему разрезу.
- В центральных частях Западно- и Восточно-Черноморской впадин залегает растянутая утоненная континентальная кора, где отсутствуют породы кислого состава.
- Хребет Андрусова в северо-западной своей части представлен породами с меньшей плотностью по всему разрезу земной коры по сравнению с центральной частью, где «базальтовый» слой значительно уплотнен. Хребет Архангельского является уникальной структурой по результатам 3D гравитационного моделирования, поскольку характеризуется резким разуплотнением пород всей земной коры.
- Синопская впадина представляет собой грабен неогенового возраста, где развит мощный слой (около 15 км) дислоцированных отложений и КМ, залегающей с глубины 17—18 км.
- Для юго-восточного окончания Туапсинской впадины характерно залегание «диоритового» слоя с глубины 2 км.
- Северо-западная часть поднятия Шатского разуплотнена по всему разрезу по сравнению с океанической корой.

#### **Список литературы**

- Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой зоны в палеозое. Москва: Наука, 1981. 212 с.
- Белокуров В.С. Комплексное геофизическое районирование и некоторые проблемы тектоники Черноморской впадины. В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. Ред. Ю.Д. Буланже. Москва: Наука, 1976. С. 11—21.
- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старостенко В.И. Геологическая природа Синопского тектонического узла Южного Черноморья. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 17. № 4. С. 37—48.
- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старостенко В.И. Геологическая природа Крымско-Кавказской аномальной зоны. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 6. С. 45—53.
- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старостенко В.И., Павленкова Н.И. О строении

- земной коры Горного Крыма. *Советская геология*. 1974. № 7. С. 112—119.
- Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Исмагилов Д.Ф., Коган Л.И., Москаленко В.Н., Шлезингер А.Е. Структура основания Черноморского глубоководного бассейна. *Геотектоника*. 1989. № 2. С. 57—66.
- Газизова С.А. К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогиб. *Геологический сборник*. 2009. № 8. С. 88—93.
- Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. 1 : 500 000. Ред. Н.П. Щербак. Киев: Изд. Мингео УССР, 1983.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Гл. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1987. 151 с.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Е., Островной А.М., Бубняк И.Н., Фарфуляк Л.В., Амашукели Т.А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 22—49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101>.
- 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. Т. 13. № 6. С. 29—38.
- Гордиенко В.В., Стадниченко В.Н. Плотностные неоднородности. В кн.: Литосфера центральной и восточной Европы: молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Киев: Наук. думка, 1994. С. 248—250.
- Егорова Т.П., Гобаренко В.С., Яновская Т.Б., Баранова К.П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662>.
- Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 119—134. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117452>.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. Отв. ред. Ю.Д. Буланже. Москва: Наука, 1975, 358 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2-х томах. Москва: Недра, 1990.
- Иванова А.В. Катагенез пород фанерозоя Днестровско-Прутского междуречья как следствие особенностей его геологического развития. *Доповіди НАН України*. 2011. № 1. С. 91—97.
- Какаранза М.Д., Кадурич С.В., Ларченков Е.П., Кадурич В.Н., Усенко В.П., Ищенко Л.В. Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2011. № 1. С. 83—92.
- Ковалевский С.А. Корни Горного Крыма. *Докл. АН СССР*. 1966. Т. 113. № 3. С. 945—947.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В. Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля II КМПВ). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35.

- № 4. С. 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420>.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 6. С. 77—91.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 142—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116345>.
- Кутас Р.И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453>.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна. *Бюл. МОИП. Отг. геол.* 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—18.
- Оровецкий Ю.П. О давлении внутри сателитной магматической камеры (на примере интрузии м. Плака в Горном Крыму). *Геофиз. сб. АН УССР.* 1966. Вып. 17. С. 17—21.
- Очерки геодинамики Украины. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. 465 с.
- Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д.Н., Старостенко В.И., Яник Т. Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREFraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа—Восточно-Черноморская впадина). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476>.
- Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г., Гордиевич В.А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1971. Т. 48. Вып. 4. С. 102—112.
- Слюсарь В.С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье. *Гео-тектоника.* 1984. № 4. С. 90—105.
- 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.* 2010. Т. 32. № 5. С. 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. I. Региональное распределение плотности на разных глубинах. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 4. С. 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363>.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 2. С. 195—207.
- Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. Отв. ред. В.Е. Хаин. Москва: Наука, 1981. 244 с.
- Тектоника Украины. Под ред. С.С. Круглова, А.К. Цыпко. Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Гол. ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007.

- 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.
- Фарфуляк Л.В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 64—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111172>.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внутренняя Альпийская Европа и западная Азия. Москва: Недра, 1977. 359 с.
- Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972, 176 с.
- Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 2016, 237 с.
- Bartetzko, A., Delius, H., & Pechinig, R. (2005). Effect of compositional and structural variation on log responses of igneous and metamorphic rocks. I: mafic rocks. In: P.K. Harvey, T.S. Brewer, R.A. Pezard, & V.A. Petrov (Eds.), *Petrophysical properties of crystalline rocks* (Vol. 240, pp. 256—272). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.240.01.19>.
- Chalot-Prat, F., Tikhomirov, P., & Saintot, A. (2007). Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of a single, heterogeneous lithospheric mantle source. *Journal of Earth System Science*, 116 (6), 469—495. <https://doi.org/10.1007/s12040-007-0045-z>.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 30(117-118), 197—324.
- Galetsky, L.S. (Ed.). (2007). *An Atlas of the Geology and Mineral Deposits of Ukraine*. University of Toronto Press, 168 p.
- Khriachtchevskaia, O., Stovba, S., & Stephenson, R. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137—157). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Nikishin, A.M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., & Ershov, A.V. (1998). Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics. In: S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (Eds.), *Pery-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Pery-Tethyan platforms* (Vol. 177, pp. 163—176). Memoires du Musie National d'Histoire Naturelle.
- Nikishin, A. M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., & Brunet, M. F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015 a). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015 b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin, A. M., Wannier, M., Alekseev, A. S., Almendinger, O.A., Fokin, P.A., Gardullin, R.R.,

- Khudoley, A.K., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and Eastern Black Sea region. In: M. Sosson, R. Stephenson, & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
- Nikishin, A., Ziegler, P., Bolotov, S., & Fokin, P. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(5), 571—634.
- 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. (2001). Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In *Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 296—346). Memoires du Musie National d'Histoire Naturelle.
- Okay, A.I., Celal Şengör, A.M., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267—270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2).
- Papanikolaou, D., Barghathi, H., Dabovski, Ch., Dimitriu, R., El-Hawat, A., Ioane, D., Seghedi, A., & Zagorchev, I. (2004). Transect VII: East European Craton—Scythian Platform—Dobrogea—Balkanides—Rhodope Massif—Hellenides—East Mediterranean—Cyrenaica. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- Patrut, I., Paraschiv, C., & Danet, T. (1983). The geological constitution of the Danube Delta. *Conference Paper. Annuaire de l'Institut de géologie et de géophysique*, LIX, 55—62.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitöğlü, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) image by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195—223. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00042-9).
- Rusakov, O.M., & Pashkevich, I.K. (2017). The role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Геофиз. журн.*, 39(1), 3—16. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.93998>.
- Saintot, A., Stephenson, R., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D. Gee, R. Stephenson (Eds.), *The European Lithosphere Dynamics* (pp. 481—505). Geological Society, London, Memoirs, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Seghedi, A. (2012). Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721.
- Seghedi, A. (2001). The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. In *Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 237—257). Memoires du Museum national d'Histoire Naturelle.
- Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A.,



- & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In: M.D. Simmons, G.C. Tari, & A.I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 264, pp. 19—32). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.6>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C., & Stephenson, R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Šroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Šroda P., Grad M., Guterch A., Flüh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., & Shulgin A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R.A. Stephenson, & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geological Society, London. Special Publications.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Šroda, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015 a). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- 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 b). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Stephenson, R.A., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Saintot, A., Stovba, S.M., & Khriachtcevskaia, O. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton—Crimea—Black Sea—Anatolia—Cyprus—Levant Sea—Sinai—Red Sea. In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, & P.A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (pp. 1—141). Springer, Berlin.
- Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O., & Omelchenko, V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: M. Sosson, R. Stephenson, & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 307—321). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.15>.

# **Density inhomogeneity of the Earth's crust of the Black Sea megadepression and adjacent territories from three dimensional gravity modelling.**

## **Part II. Density cross sections**

*V.I. Starostenko, I.B. Makarenko, O.M. Rusakov,  
P.Ya. Kuprienko, A.S. Savchenko, O.V. Legostaeva, 2020*

To obtain a more complete picture of the deep structure and density heterogeneity of the main tectonic structures of the Black Sea megadepression and adjacent territories, density sections were constructed that intersect structures along geotraverses, DPS profiles and illustration profiles. Based on the results of three-dimensional gravity modelling, the Scythian plate has a block structure, more complex than the East European platform. It is also characterized by a thick layer of deformed sediments, with the largest compaction of the crust is being in its western and southern parts. The pre-Dobrudzha Trough consists of two parts: the denser one, which adjoins the Serpentine Rise, and the less dense one, adjacent to Zmeiny Uplift. The Karkinitzky Trough is characterized by compaction of the middle and lower parts of the Earth's crust in the south and west, that is associated with tectonic processes during riftogenesis, namely, the introduction of mantle matter into the lower and middle parts of the Earth's crust. There is no «granite» layer under the Black Sea-Kalamitsky Swell, the «basalt» layer is represented by a crust-mantle mixture. The deep domain of the Indolo-Kuban Trough is divided into two blocks along the axis: denser (south, west and southwest) and less dense (northeast, east and north). In Crimea, in all density sections a thick layer of dislocated sediments is observed, the crystalline crust is characterized by significant compaction (especially the southern part), the absence of a «granite» layer, the occurrence of the subsurface «basalt» layer and the presence of the thick crust-mantle mixture. The West Black Sea Depression is characterized by the absence of a granite layer in the central part, the occurrence of sediments on the «basalt» (and sometimes on the «diorite») layer. In this case, the crust is of the oceanic type. In the East Black Sea basin there is a thin layer of dislocated deposits with a density close to the density of crystalline rocks. According to the density value, this layer can be attributed to very compact dislocated deposits that suggests the oceanic or rifted continental crust. The crystalline crust of the Central Black Sea Rise is heterogeneous in composition and structure. The Andrusov and Arkhangelsk Ridges, which echelonedly displaced to each other, have different density characteristics of the crystalline crust, the depth of its bottom and density on it. Collectively, these features give evidence of the heterogeneous history of the formation and development of these structures. The Sinop Depression is a large Neogene graben which is underlain by a crust-mantle mixture of different thickness. The Sorokin Basin is characterized by an increased thickness of the sedimentary cover, the absence of a «granite» layer and a rise in the roof of the «diorite» layer to a depth of 2—3 km in the eastern part, as well as the presence of a «granite» layer with a thickness of over 10 km in the western. The northwestern part of the Shatsky Ridge is characterized by decompression of the entire Earth's crust, and in the southeastern part, decompression is observed only in the middle part of the section.

**Key words:** Black Sea region, sedimentary cover, crystalline crust, «granite», «diorite», «basalt» layers, density sections, tectonic structures.

References

- Belov, A.A. (1981). *Tectonic development of the alpine folded zone in the Paleozoic*. Moscow: Nauka, 212 p. (in Russian).
- Belokurov, V.S. (1976). Integrated geophysical zoning and some problems of tectonics of the Black Sea Depression. In: Yu.D. Boulanger (Ed.), *Comprehensive Study of the Black Sea Depression* (pp. 11—21). Moscow: Nauka (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetskiy, Yu. P., & Starostenko, V.I. (1998). The geological nature of the Crimean Caucasian anomalous zone. *Geofizicheskiy zhurnal*, 20(6), 45—53 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetskiy, Yu. P., & Starostenko, V.I. (1997). Geological nature of the Sinop tectonic node of the Southern Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 17(4), 37—48 (in Russian).
- Buryanov, V.B., & Pavlenkova, N.I. (1974). On the structure of the Earth's crust of the Mountain Crimea. *Sovetskaya geologiya*, (7), 112—119 (in Russian).
- Volvovsky, B.S., Volvovsky, I.S., Ismagilov, D.F., Kogan, L.I., Moskalenko, V.N., & Schlesinger, A.E. (1989). The structure of the base of the Black Sea deepwater basin. *Geotectonika*, (2), 57—66 (in Russian).
- Gazizova, S.A. (2009). To a comparative analysis of the deflections framing the East European platform. Pre-Dobrudzha Trough. *Geologicheskiy sbornik*, (8), 88—93 (in Russian).
- Scherbak, N.P. (Ed.). (1983). *Geological map of the crystalline base of the Ukrainian Shield. 1 : 500,000*. Kiev: Edition of the Mingeo USSR (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F. (Ed.). (1987). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Tectonics*. Kiev: Naukova Dumka, 151 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Yegorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Murovskaya, A.V. (2014). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian Plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(5), 26—63 <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Gintov, O.B., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Wolfman, Yu.M., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., Kolesnikova, E.E., Ostrovnoy, A.M., Bubnyak, I.N., Farfulyak, L.V., & Amashukeli, T.A. (2015). Deep seismogenic zone Vrancea as an indicator of geodynamic processes. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(3), 22—49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101> (in Russian).
- Gobarenko, V.S., Gordienko, V.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kulik S.N., Logvinov, I.M., Nestorov, A.N., Stadnichenko, V.N., & Yacobi N.M. (1991). Anomalous body in the Earth's crust of the Southern Crimea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 13(6), 29—38 (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Stadnichenko, V.N. (1994). Density Inhomogeneities. In *Lithosphere of Central and Eastern Europe: Young Platforms and the Alpine Folded Belt* (pp. 248—250). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Yegorova, T.P., Gobarenko, V.S., Yanovskaya, T.B., & Baranova, K.P. (2012). The structure of the lithosphere of the Black Sea by the results of 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geofizicheskiy zhurnal*, 34(5), 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662> (in Russian).
- Entin, V.A., Gintov, O.B., & Guskov, S.I. (2010). Once again about the nature of the Crimean gravity anomaly. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32(6), 119—134. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117452> (in Russian).
- Boulanger, Yu. D. (Ed.). (1975). *The crust and the history of the Black Sea basin*. Moscow: Nauka, 358 p. (in Russian).
- Zonenshayn, L.P., Kuzmin, M.I., & Natapov, L.M. (1990). *Tectonics of lithospheric plates of the USSR: in 2 volumes*. Moscow: Nedra (in Russian).
- Ivanova, A.V. (2011). Catagenesis of the Phanerozoic rocks of the Dniester-Prut interfluvium as

- a consequence of the peculiarities of its geological development. *Dopovidi NAN Ukrayiny*, (1), 91—97 (in Russian).
- Kakaranza, M.D., Kadurin, S.V., Larchenkov, E.P., Kadurin, V.N., Usenko, V.P., & Ischenko, L.V. (2011). Finding effusive rocks on the north-western shelf of the Black Sea. *Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (1), 83—92 (in Russian).
- Kovalevskiy, S.A. (1966). The roots of the Crimean Mountains. *Doklady AN SSSR*, 113(3), 945—947 (in Russian).
- Kozlenko, M.V., & Kozlenko, Yu.V. (2013). Structure and development of the eastern part of north-western shelf of the Black Sea (according to the results of geophysical data interpretation along II profile of CMRW). *Geofizicheskij zhurnal*, 35(4), 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420> (in Russian).
- Kozlenko, M.V., Kozlenko, Yu.V., & Lysynchuk D.V. (2009). The deep structure of the Earth's crust in the western part of the Black Sea according to the results of a comprehensive reinterpretation of geophysical data along the DSS profile 25. *Geofizicheskij zhurnal*, 31(6), 77—91 (in Russian).
- Kozlenko, M.V., Kozlenko, Yu.V., & Lysynchuk D.V. (2013). The structure of the Earth's crust of the northwestern shelf of the Black Sea along the DSS profile 26. *Geofizicheskij zhurnal*, 35(1), 142—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116345> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2010). Geothermal conditions of the Black Sea basin and its surroundings. *Geofizicheskij zhurnal*, 32(6), 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453> (in Russian).
- Chekunov, A. V. (Ed.). (1994). *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms and alpine fold belt*. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Nikishin, A. M., Korotaev, M. V., Bolotov, S. N., Ershov, A. V. (2001) Tectonic history of the Black Sea basin. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologicheskij*, 76(3), 3—18 (in Russian).
- Orovetskiy, Yu. P. (1966). On the pressure inside the satellite magma chamber (as exemplified by the intrusion of Cape Plaka in the Crimean Mountains). *Geofizicheskij sbornik AN USSR*, (17), 17—21 (in Russian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2018). *Essays geodynamics Ukraine*. Kiev: Publ. VI EN EY, 465 p. (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Rusakov, O.M., Kutas, R.I., Grin, D.N., Starostenko, V.I., & Yanik, T. (2018). Lithospheric structure based on integrated analysis of geological and geophysical data along the profile DOBREfraction'99/DOBRE-2 (the East European Platform—the East Black Sea Basin). *Geofizicheskij zhurnal*, 40(5), 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476> (in Russian).
- Plahotnyy, L. G., Apostolova, M. Ya., Bondarenko, V. G., & Gordievich, V. A. (1971). Cretaceous volcanism of the Plain Crimea. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologicheskij*, 48(4), 102—112 (in Russian).
- Slyusar, V.S. (1984). Horizontal compression structures in the northern Pre-Dobrogea. *Geotektonika*, (4), 90—105 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., & Legostaeva, O.V. (2010). Geophysical heterogeneity of the lithosphere of the megabasin of the Black Sea. *Geofizicheskij zhurnal*, 32(5), 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., & Legostaeva, O.V. (2019). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Black Sea megadepression and adjacent territories from three-dimensional gravity modeling. I. Regional density distribution at different depths. *Geofizicheskij zhurnal*, 41(4), 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Kutas, R.I., Legostaeva, O.V. (2005). Fault tectonics of the crust of the northwestern shelf of the Black Sea. *Geofizicheskij zhurnal*, 27(2), 195—207 (in Russian).

- Khain, V.E. (Ed.). (1981). *Tectonics and the history of the development of the northwestern shelf of the Black Sea*. Moscow: Nauka, 244 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsytko, A.K. (Ed.). (1988). *Tectonics of Ukraine*. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Gurskiy, D.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine. 1 : 1,000,000*. Kiev: Publ. of the Ukrainian State Geological Survey Institute (in Ukrainian).
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Soloviev, V.V., & Khakhalev, E.M. (1985). *Tectonics of the Meso-Cenozoic deposits of the Black Sea Basin*. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Farfulyak, L.V. (2015). The nature of inclined seismic boundary in the Earth's crust of the Scythian Plate along the DOBRE-5 profile. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(6), 64—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111172> (in Russian).
- Khain, V.E. (1977). Regional geotectonics. *Extra-Alpine Europe and Western Asia*. Moscow: Nedra, 335 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (1972). *The crustal structure and tectonics of the south of the European part of the USSR*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Shnyukova, E.E. (2016). *Magmatism of the junction zone of the West Black Sea depression, the Mountain Crimea and the Scythian plate*. Kiev: Naukova Dumka, 237 p. (in Russian).
- Bartetzko, A., Delius, H., & Pechinig, R. (2005). Effect of compositional and structural variation on log responses of igneous and metamorphic rocks. I: mafic rocks. In: P.K. Harvey, T.S. Brewer, R.A. Pezard, & V.A. Petrov (Eds.), *Petrophysical properties of crystalline rocks* (Vol. 240, pp. 256—272). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.240.01.19>.
- Chalot-Prat, F., Tikhomirov, P., & Saintot, A. (2007). Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of a single, heterogeneous lithospheric mantle source. *Journal of Earth System Science*, 116 (6), 469—495. <https://doi.org/10.1007/s12040-007-0045-z>.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 30(117-118), 197—324.
- Galetsky, L.S. (Ed.). (2007). *An Atlas of the Geology and Mineral Deposits of Ukraine*. University of Toronto Press, 168 p.
- Khriachtchevskaia, O., Stovba, S., & Stephenson, R. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137—157). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Nikishin, A.M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., & Ershov, A.V. (1998). Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics. In: S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (Eds.), *Pery-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Pery-Tethyan platforms* (Vol. 177, pp. 163—176). Memoires du Musie National d'Histoire Naturelle.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., & Brunet, M.F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149—168. [https://doi.org/10.1016/S037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015 a). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015 b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.

- Nikishin, A. M., Wannier, M., Alekseev, A. S., Almendinger, O. A., Fokin, P. A., Gardullin, R. R., Khudoley, A. K., Petrov, E. I., Rubtsova, E. V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and Eastern Black Sea region. In: M. Sosson, R. Stephenson, & S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
- Nikishin, A., Ziegler, P., Bolotov, S., & Fokin, P. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(5), 571—634.
- 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. (2001). Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In *Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 296—346). Memoires du Musie National d'Histoire Naturelle.
- Okay, A. I., Celal Şengör, A. M., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267—270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2).
- Papanikolaou, D., Barghathi, H., Dabovski, Ch., Dimitriu, R., El-Hawat, A., Ioane, D., Seghedi, A., & Zagorchev, I. (2004). Transect VII: East European Craton—Scythian Platform—Dobrogea—Balkanides—Rhodope Massif—Hellenides—East Mediterranean—Cyrenaica. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- Patrut, I., Paraschiv, C., & Danet, T. (1983). The geological constitution of the Danube Delta. *Conference Paper. Annuaire de l'Institut de géologie et de géophysique*, LIX, 55—62.
- Rangin, C., Bader, A. G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) image by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., & Wiles, R. L. F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195—223. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00042-9).
- Rusakov, O. M., & Pashkevich, I. K. (2017). The role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Геофиз. журн.*, 39(1), 3—16. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.93998>.
- Saintot, A., Stephenson, R., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D. Gee, R. Stephenson (Eds.), *The European Lithosphere Dynamics* (pp. 481—505). Geological Society, London, Memoirs, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Scott, C. L., Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., Brown, P. J., & White, N. J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Seghedi, A. (2012). Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721.
- Seghedi, A. (2001). The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. In *Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 237—257). Memoires du Museum national d'Histoire naturelle.
- Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In: M. D. Simmons, G. C. Tari, & A. I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 264, pp. 19—32). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.6>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C., & Stephenson, R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*,

- 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Šroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Šroda P., Grad M., Guterch A., Flüh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., & Shulgín A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R.A. Stephenson, & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geological Society, London. Special Publications.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Šroda, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015 a). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- 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 b). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Stephenson, R.A., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Saintot, A., Stovba, S.M., & Khriachtcevskaia, O. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton—Crimea—Black Sea—Anatolia—Cyprus—Levant Sea—Sinai—Red Sea. In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, & P.A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (pp. 1—141). Springer, Berlin.
- Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O., & Omelchenko, V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: M. Sosson, R. Stephenson, & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 307—321). Geol. Soc. London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.15>.