

Плотностная неоднородность земной коры Украины и смежных регионов по данным трехмерного гравитационного моделирования

И. Б. Макаренко, 2021

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

Поступила 26 января 2021 г.

Работа выполнена с целью изучения плотностной неоднородности земной коры Украины и сопредельных регионов на основе детальных трехмерных гравитационных моделей земной коры разного масштаба следующих тектонических регионов и отдельных структур: Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса, Украинского щита (Ингульский мегаблок, Голованевская шовная зона, широтные зоны разломов), Черноморской мегавпадины и прилегающих структур. Модели построены с использованием комплекса геологических, петрофизических и сейсмических данных вдоль геотраверсов, профилей ГСЗ, современных сейсмических исследований методами WARR и рассчитаны при использовании комплекса автоматизированной интерпретации потенциальных полей GMT-Auto. В результате получены новые сведения о плотностной неоднородности земной коры. Построены схемы распределения плотности в объеме земной коры Украины и сопредельных регионов на определенных глубинах (поверхность фундамента, поверхности 10, 20, 30 км, раздел Мохо). Вычислены мощности условно выделенных «гранитного», «диоритового», «базальтового» слоев земной коры и коромантийной смеси для всего региона исследования, в графическом виде представленные изолиниями на соответствующих схемах. Полученная плотностная неоднородность стала основой для построения (впервые в трехмерном варианте) схемы прогнозного состава земной коры с типизацией по соотношению мощностей составляющих ее слоев. Неоднородность современной консолидированной коры региона в целом охарактеризована схемой распространения областей гранитного, гранитно-диоритового, диоритового и базальтоидного типов коры. Для четкого фиксирования расчленения нижнего слоя коры, который по классификации методом ГСЗ считается нераздельным, базальтоидный тип расчленен на 3 подтипа: подтип 1 с содержанием базальта 40—70 %; подтип 2 — 70—90 %; подтип 3 — полностью базальтовый. Установлено, что основность земной коры Украинского щита изменяется с запада на восток, соответственно от базальтоидного к диоритовому типу. В Днепровско-Донецкой впадине основность коры увеличивается с северо-запада на юго-восток, подчиняясь сегментации структуры. В Черноморской мегавпадине и прилегающих структурах преобладает базальтоидный тип коры. Впервые выделен тип коры, который не совпадает с известными и характеризуется наличием в разрезе «базальтового» и «гранитного» слоев (при нулевой или очень малой мощности «диоритового» слоя). Подобный тип коры присутствует в Ингульском мегаблоке Украинского щита, в северной бортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины, а также в Черноморской мегавпадине.

Ключевые слова: трехмерное гравитационное моделирование, плотность, «гранитный», «диоритовый» и «базальтовый» слои, типы консолидированной земной коры, Украина и сопредельные регионы.

Введение. Территория Украины и сопредельных регионов характеризуется разнообразными геологическими структурами и включает Восточно-Европейскую платформу (ВЕП); Скифскую плиту (СП);

зону сочленения разновозрастных платформ, к которой приурочены Преддобруджинский прогиб, Причерноморская система грабен и Южно-Украинская моноклиналь (Причерноморская впадина);

Альпийскую складчатую систему, к которой относится складчатая система Горного Крыма; Черноморскую мегавпадину, примыкающую с севера к Горному Крыму и СП (рис. 1, см. с. 7).

Большую площадь исследуемой территории занимает платформенная часть ВЕП, где выделяются самостоятельные регионы: Украинский щит (УЩ), Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донбасс, а также Волыно-Подольская плита (ВПП).

Украинский щит представляет собой выходы дорифейского фундамента на земную поверхность в юго-западной части ВЕП. Фундамент щита ограничен глубинными разломами, по которым он погружается в сторону ДДВ и Южно-Украинской моноклинали на глубину 10 км и более [Соллогуб, 1986]. В строении щита выделяется кристаллическое основание, представленное докембрийскими метаморфическими и магматическими породами, и осадочный чехол мезо-кайнозойского возраста мощностью 0,1—0,5 км.

Современная мегаблоковая структура УЩ сформировалась на рубеже палео- и мезопротерозоя [Гинтов, 2005], когда щит уже выступал единой структурой как часть юго-западного сегмента Восточно-Европейского кратона — Сарматии. Образование блоковой структуры щита в современном виде произошло позже в результате коллизии Сарматии и Фенноскандии (см. рис. 1, врезка) [Bogdanova et al., 2006], формирования трансрегиональных тектонических швов Херсон—Смоленск и Донецк—Брянск, а также крупных гранитоидных массивов — Новоукраинского, Корсунь-Новомиргородского, Коростенского и Восточно-Приазовского. В это же время активизировались сдвиги (со значительной вертикальной составляющей) по глубинным зонам разломов, что и привело в конечном итоге к формированию современной мегаблоковой структуры УЩ [Кировоградский ..., 2013].

Мегаблоки УЩ — Волинский, Подольский, Росинский, Бугский, Ингульский, Среднеприднепровский и Приазовский отличаются друг от друга ассоциациями по-

род, их стратиграфической последовательностью в возрасте процессов магматизма, метаморфизма, гранитообразования, параметрами физических полей. Они состоят из многочисленных блоков разного порядка и отделены друг от друга шовными зонами (Голованевской, Ингулецко-Криворожской, Орехово-Павлоградской) и зонами глубинных разломов первого порядка (см. рис. 1).

Структуры УЩ прослеживаются на севере под ДДВ и на юг под Южно-Украинскую моноклинали. Тектоника дорифейского фундамента в значительной мере влияет на тектонику осадочного чехла в этих впадинах [Соллогуб, 1986].

Характерной особенностью ВЕП является наличие авлакогенов, которые определены как большие вытянутые структуры преимущественно позднедокембрийского и палеозойского возрастов с осадочным заполнением. Считается, что они образовались в результате процессов рифтогенеза, имеют плоскую поверхность раздела Мохо и высокоскоростной слой в нижней коре. Очень высокая скорость распространения сейсмических волн в этом слое может быть связана с магматической активностью. К таким авлакогенам принадлежит **Днепровско-Донецкая впадина**, расположенная к северо-востоку от УЩ. Она представляет собой вторичную несогласно наложенную большую негативную структуру, вытянутую в северо-западном направлении и ограниченную с юга и севера УЩ и Воронежским кристаллическим массивом (ВКМ) соответственно, в пределах которых обнажаются кристаллические породы, формирующие большие поднятия фундамента. В Донбасс входят собственно складчатая область, ее северные (южное погружение ВКМ) и северо-западные окраины [Стовба, 2008].

Как и большинство внутриплатформенных авлакогенов, ДДВ сформирована путем активизации фрагментов докембрийских систем разломов земной коры в фанерозойское время. Заложение ДДВ происходило на неоднородном докембрийском фундаменте юго-западного сегмента Восточно-

Европейского кратона — Сарматии (см. рис. 1), которая представлена к северу от ДДВ блоками первого порядка ВКМ, а на юге — мегаблоками УЩ. Южные мегаблоки образуют две микроплиты — Западную (метабазит-гранулитовую) и Восточную (метабазит-амфибол-гнейсовую), разделенные в пределах УЩ трансрегиональным тектоническим швом Херсон—Смоленск [Старостенко и др., 2017а].

В основе ДДВ и Донбасса находится сложный грабен (рифт) шириной от 60—70 км на северо-западе ДДВ до 160—170 км в Донбассе, который заполнен девонскими осадочными и вулканогенными породами мощностью более 5 км, перекрытыми пострифтовыми отложениями каменноугольного, мезозойского и кайнозойского возрастов [Chekunov et al., 1992; Стовба, 2008].

Дискуссионными являются вопросы возраста рифтинга ДДВ: существовал ли рифт на месте нынешней структуры, было два этапа рифтогенеза и существовал ли только верхнедевонский рифт. В настоящее время большинство тектонистов пришли к выводу, что рифтовая стадия развития состоялась в верхнем девоне. В формировании современной структуры Донбасса определяющее значение имела также инверсия тектонического режима в конце палеозоя, которая проявилась в высокоамплитудном подъеме Донбасса, глубокой эрозии составляющих его осадочных толщ и формировании протяженных линейных складок, сбросов и надвигов [Стовба, 2008; Старостенко и др., 2017в].

На основе ранее полученных данных о плотностной и магнитной неоднородности консолидированной коры и ее разломной тектоники [Куприенко и др., 2010; Пашкевич и др., 2014; Старостенко и др., 2015а] выделено четыре сегмента консолидированной коры ДДВ (Черниговский, Лохвицкий, Изюмский и Донбасский), которые различаются по таким ведущим признакам, как средняя мощность коры, ее состав, структурный план, дифференцированность рельефа раздела Мохо, особенности разломной тектоники и намагниченность консолидированной коры. Межсегмент-

ные разломы (шовные зоны) консолидированной коры прослеживаются и за пределами впадины, но они не совпадают с субмеридиональными межмегаблоковыми разломами УЩ и склона ВКМ [Старостенко и др., 2017а]. Межсегментные разломы ДДВ изменяют простирание с северо-запада на юго-восток, причем западная граница Донбасса отождествляется с глубинным трансрегиональным тектоническим швом Донецк—Брянск [Схема ..., 1992; Кутас, Пашкевич, 2000].

Южнее УЩ расположена **Скифская плита**, которая вытянута с запада на восток в виде полосы от складчатой зоны Добруджи в пределах исследуемой территории, охватывает часть шельфа между устьем Дуная и Тарханкутским полуостровом, Равнинный Крым, Азовское море и западную часть Предкавказья [Соллогуб, 1986]. СП является областью герцинской складчатости между южным окончанием ВЕП и складчатой системой Горного Крыма. Имеется мнение, что СП является южным продолжением ВЕП с докембрийским фундаментом, который был переработан на неопротерозойском и раннепалеозойском этапах тектонической активности [Okay et al., 1994; Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006; Гинтов и др., 2014]. В зоне сочленения древней ВЕП и молодой СП расположены Преддобруджинский прогиб, Причерноморская система рифтовых бассейнов (Каркинитский, Северо-Крымский, Северо-Азовский прогибы) и мезо-кайнозойская Южно-Украинская моноклиналь.

Горный Крым, несмотря на небольшие размеры, представляет собой очень сложную структуру, существенно отличающуюся как по возрасту, так и по стилю строения и эволюции от других регионов Альпийского складчатого пояса [Соллогуб, 1986; Милеев и др., 2009]. Он является северной частью последнего и в структурно-геологическом отношении относится к северо-западной пассивной окраине восточной части Черноморской микроплиты [Nikishin et al., 2001].

Считается, что **Черноморская мега-**

впадина образовалась в нижнемеловое время как задуговой бассейн в тылу Понтийской дуги при закрытии мезозойского океана Неотетис и его субдукции под понтийскую магматическую дугу [Nikishin et al., 2001, 2003]. Заложение впадины произошло, вероятно, на континентальной литосфере, которая представляла собой коллаж микроплит и террейнов различного происхождения, спаянных вместе аккреционными процессами [Stephenson, Shellart, 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010; Русаков, Пашкевич, 2018].

Основными элементами Черноморской мегавпадины является Западно-Черноморская (ЗЧВ) и Восточно-Черноморская (ВЧВ) впадины, которые четко фиксируются по поверхности консолидированной коры в фундаменте их центральных частей и отделены друг от друга хребтами Андрусова и Архангельского, входящими в состав Центрально-Черноморского поднятия. По имеющимся данным ЗЧВ и ВЧВ отличаются практически по всем геолого-геофизическим параметрам — размером, мощностью и строением осадочной толщи, концентрацией и преобладающим направлением основных структурно-тек-

тонических элементов, характером геофизических полей, сейсмичностью и строением коры и верхней мантии [Yegorova, Gobarenko, 2010; Старостенко и др., 2010; Starostenko et al., 2015a; Коболев, 2016]. Другие структурные элементы — это поднятие Шатского, которое простирается вдоль северо-восточного склона ВЧВ и олигоцен-неогеновые впадины Сорокина, Туапсинская и Синопская.

На сегодняшний день для территории Украины и смежных регионов по разной методике, индивидуальному выбору параметров геологической среды, масштаба и способов расчетов построен ряд локальных и региональных 2D и 3D гравитационных моделей земной коры. Для Украинского щита это [Гинтов, 1972; Бурьянов и др., 1985; Купрієнко та ін., 1984; Красовский, Куприенко, 1988; Куприенко и др., 2007а, б; Старостенко и др., 2008, 2012, 2015б, 2018; Макаренко и др., 2003; Bogdanova et al., 2004], для Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса [Красовський та ін., 1973; Козленко, 1989; Старостенко и др., 1986, 2015а; Бурьянов и др., 1999а; Егорова, 2000; Егорова, Козленко, 2003; Козленко, Коз-

Рис. 1. Основные тектонические единицы Украины и смежных регионов, по [Тектоника ..., 1981; Туголесов и др., 1985; Rangin et al., 2002; Федченко и др., 2015; Nikishin et al., 2015; Старостенко и др., 2017а; Орлюк и др., 2018]: 1 — граница ДДВ; 2 — контур УЩ; 3 — плутоны габбро-анортозит-рапакиви (Кр — Коростенский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский; Ну — Новоукраинский массив); 4 — межмегаблоковые разломы УЩ; 5 — проекции на земную поверхность зон резкого смещения раздела Мохо; 6 — основные структуры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий; 7 — оси хребтов Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар); 8 — граница Синопской (Син) впадины; 9 — южная граница Скифской плиты (СП); 10 — южная граница Восточно-Европейской платформы (ВЕП); 11 — зеленокаменные структуры. *Тектоническое районирование территории Украины*: 12 — Украинский щит; 13 — склоны Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и УЩ; 14 — ДДВ, СП и ВПП; 15 — юго-восточная окраина Западно-Европейской платформы; 16 — Южно-Украинская моноклинал (ЮУм) Воыно-Подольской плиты; 17 — Донецкая складчатая область (Донбасс); 18 — складчатые системы Добруджи, Крыма, Карпат; 19 — Преддобруджинский и Предкарпатский прогибы; 20 — Черноморская мегавпадина и сопредельные территории. *Мегаблоки УЩ*: В — Воынский; Пд — Подольский; Р — Росинский; Бг — Бугский; Ин — Ингульский; СПд — Среднеприднепровский; Пр — Приазовский. *Шовные зоны*: Гшз — Голованевская; И-Кшз — Ингулецкого-Криворожская; О-Пшз — Орехово-Павлоградская; В-ОР — Воыно-Оршанский рифт. *Сегменты ДДВ*: Чн — Черниговский, Лх — Лохвицкий, Из — Изюмский, Дб — Донбасский. *Структуры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий*: МП — Мизийская плита, Д — Добруджа; *прогибы СП*: ПП — Преддобруджинский, КП — Каркинитский, СКП — Северокрымский, И-К — Индоло-Кубанский; *впадины*: ЗЧВ — Западно-Черноморская, ВЧВ — Восточно-Черноморская, Сор — Сорокина, Т — Туапсинская; *поднятия*: Ш — Шацкого, Ц-Ч — Центрально-Черноморское. К-Т — Керченско-Таманский прогиб, П — Понтиды. *Трансрегиональные тектонические швы*: Х-См — Херсон—Смоленск, Д-Бр — Донецк—Брянск. *Сегменты Восточно-Европейского кратона* (вставка вверху справа, буквы в двойных кружках): А — Фенноскандия, Б — Сарматия, В — Волго-Уралия. ПДДА — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; ТТЗ — зона Тейссейра—Торнквиста.

ленко, 2007; Гордиенко и др., 2006, 2015], для Вольно-Подольской плиты [Куприенко и др., 2005; Гордиенко и др., 2012], для Черноморской мегавпадины и прилегаю-

щих территорий [Бурьянов, Павленкова, 1974; Гордиенко, 1999; Ентин и др., 2010; Козленко и др., 2009, 2013; Козленко, Козленко, 2013а, б, 2014, 2016; Коболев и др.,

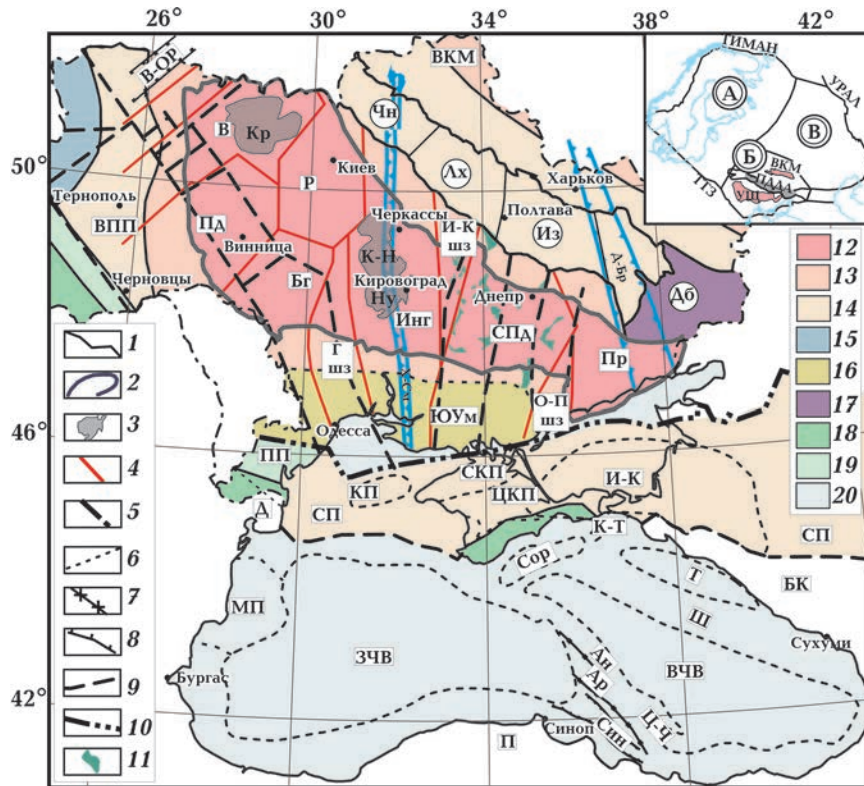


Fig. 1. Major tectonic units of the Ukraine and adjacent areas [after Tectonics ..., 1981; Tugolesov et al., 1985; Rangin et al., 2002; Fedchenko et al., 2015; Nikishin et al., 2015; Starostenko et al., 2017a; Orlyuk et al., 2018]: 1 — DDB border; 2 — Ush circuit; 3 — gabbro-anorthosite-rapakivi plutons (Кр — Korostensky, К-Н — Korsun-Novomirgorodsky; Ну — Novoukrainsky massif; 4 — intermegablock faults of the USh; 5 — surface projections of zones with drastic displacement of the Moho discontinuity; 6 — the principal structures of the Black Sea megadepression and adjacent territories; 7 — axes of the Ridges of Andrusov (Ан) and Arkhangel'skiy (Ап); 8 — a border of the Synop (Син) depression; 9 — the southern border of the Scythian plate (СП); 10 — a border of the East-European platform (ВЕП); 11 — greenstone structures. *Tectonic zoning of the territory of Ukraine:* 12 — Ukrainian Shield; 13 — slopes of the Voronezh crystalline massif (ВКМ) and USh; 14 — DDB, Ush and Volyn-Podolsk plate (ВПП); 15 — southeastern edge of the West European Platform; 16 — South Ukrainian monocline (ЮУМ); 17 — Donetsk folded region (Donbass); 18 — folded systems of Dobrudja, Crimea, Carpathians; 19 — Pre-Dobrogea and Pre-Carpathian troughs; 20 — Black Sea megadepression and adjacent territories. *Megablocks USh:* В — Volynsky; Пд — Podolsk; Р — Rosinsky; Бг — Bugsky; Ин — Ingulsky; СПд — Middle Pridneprovsky; Пр — Priazovsky. *Suture zones:* Гшз — Golovanev; И-Кшз — Inguletsk-Kryvyi Rih, О-Пшз — Orekhovo-Pavlograd; В-ОР — Volyno-Orsha rift. *DDB segments:* Чн — Chernihiv, Лх — Lkhivitsky, Из — Izium, Дб — Donbass. *Structures of the Black Sea megadepression and adjacent territories:* МП — Moesian plate, Д — Dobrogea; *troughs of the Scythian plate:* ПП — Pre-Dobrogea, КП — Karkinite, СКП — North-Crimean, И-К — Indolo-Kuban. *Depressions:* ЗЧВ — West-Black-Sea, ВЧВ — East-Black-Sea, Сор — Sorokina, Т — Tuapse. *Highs:* Ш — Shatsky, Ц-Ч — Central Black Sea. К-Т — Kerch-Taman troughs, П — Pontides. *Transregional tectonic sutures:* X-См — Kherson—Smolensk, Д-Бр — Donetsk—Bryansk. *Segments of the East European Craton* (inset top right, letters in double circles): А — Fennoscandia, Б — Sarmatia, В — Volgo-Uralia. Пддд — Pripyat-Dnieper-Donetsk aulacogen; ТТЗ — Teisseira—Tornquist zone.

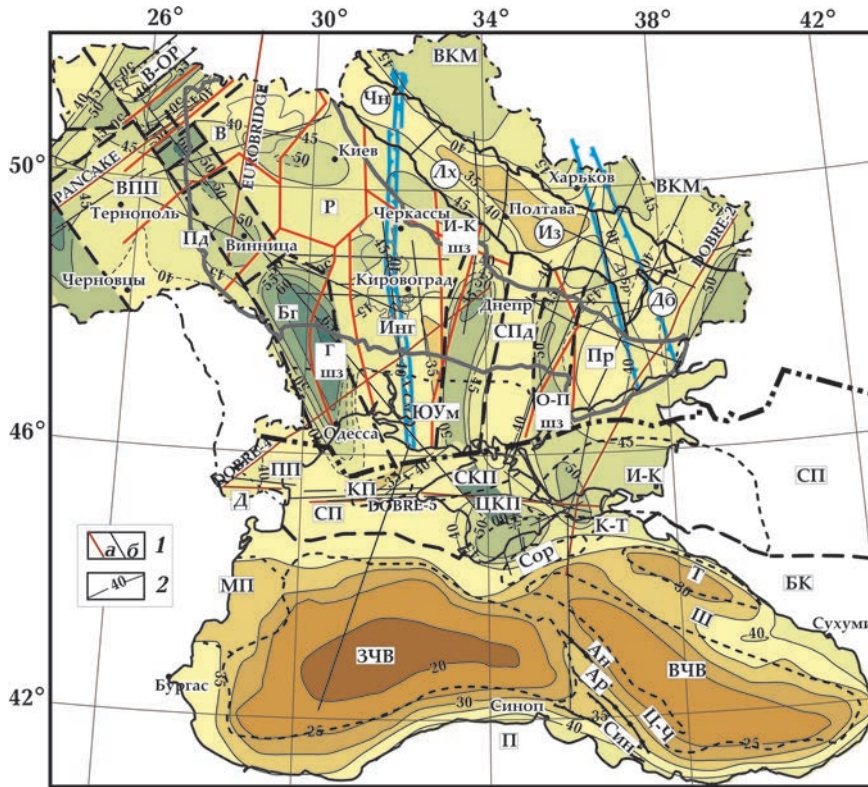


Рис. 2. Схема рельефа раздела Мохо, км: 1 — сейсмические профили: международные геотраверсы (а) и ГСЗ (б); 2 — глубины залегания раздела Мохо, км (пунктиром показаны предполагаемые). Другие условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 2. Scheme of the Moho discontinuity relief, km: 1 — seismic profiles: international geotraverse (a) and DSS (b); 2 — the depths of the Moho discontinuity, km (the dotted line shows the assumed ones). For other legends see Fig. 1.

1999; Баранова и др., 2008, 2011; Егорова и др., 1996, 2012; Бурьянов и др., 1987, 1996, 1997, 1998, 1999б; Гобаренко, Егорова, 2010; Старостенко и др., 2005, 2010, 2019, 2020; Yegorova, Gobarenko, 2010; Starostenko et al., 2004, 2015a].

В работе [Гордиенко, 1999] представлена региональная трехмерная плотностная модель тектоносферы Украины. Автором было получено распределение плотности основных этажей коры (10, 20 и 35 км), за исключением верхнего (во многих случаях — осадочного) и нижнего слоя — коромантийной смеси, который лишь изредка встречается на глубине 35 км. «При построении модели распределения плотности в земной коре Украины значения плотности снимались непосредственно с профилей без их предварительной увяз-

ки» [Гордиенко, 1999, с. 60]. Поскольку часто не согласовывались и скоростные разрезы по профилям, возникали разногласия между плотностью на одинаковой глубине, объясняемые обычными различиями скоростных разрезов, которые не приводят к расхождениям в расчетном гравитационном эффекте коры в целом. При больших различиях строились дополнительные модели по профилям меридионального и широтного простирания. Расчетные эффекты сопоставлялись с наблюдаемым полем, что на качественном уровне позволило продемонстрировать реальность того или иного варианта значения плотности на рассматриваемой глубине в определенной точке. Полученная плотностная модель тектоносферы Украины, которая фрагментарно описана данными,

полученными вдоль профилей ГСЗ, была сравнена с наблюдаемым полем. Для этого были выполнены расчеты полного гравитационного эффекта (для коры и верхней мантии) вдоль 12 меридиональных и 6 широтных профилей с расстоянием между ними 100 км. Согласованность расчетного и наблюдаемого полей составила ± 11 мГал.

Однако несогласованность в подходах к моделированию исключает возможность количественно оценивать различия полученных значений плотности отдельных регионов и геологических структур. Поэтому насущной необходимостью стало построение целостной объемной плотностной модели структур земной коры Украины и смежных регионов с унифицированной параметризацией, единым уровнем привязки расчетных полей и применением уникального программного комплекса [Старостенко и др., 2015в; Макаренко, 2019]. Такой подход позволил построить объединенные схемы распределения плотности на различных глубинах (поверхности фундамента, 10, 20, 30 км и разделе Мохо), схемы мощности условно выделенных «гранитного», «диоритового», «базальтового» слоев, коромантийной смеси и типов коры, обоснованно провести анализ глубинного строения и выявить ведущие закономерности. При этом были использованы результаты трехмерного гравитационного моделирования отдельных регионов (УЩ, ДДВ и Донбасса, Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий, ВПП) [Куприенко и др., 2005, 2007а, б, 2010; Старостенко и др., 2015а, б, 2017а—в, 2018, 2019; Орлюк и др., 2018; Пашкевич и др., 2018].

Мощность земной коры (раздел Мохо). Данные ГСЗ лежат в основе общей характеристики коры в целом и отдельных ее слоев. С их помощью прежде всего изучают один из наиболее характерных параметров земной коры — ее мощность, которая определяется глубиной залегания раздела Мохо и устанавливается достаточно надежно независимо от класса используемых волн [Соллогуб, Чекунов, 1985].

В настоящее время существуют различ-

ные варианты схем рельефа раздела Мохо как для всей территории Украины, так и для отдельных тектонических структур, которые опубликованы и используются при тектонических исследованиях, решении прикладных задач и т. п. (например, [Литосфера ..., 1987, 1988, 1989, 1993; Соллогуб, 1986, 1987; Чекунов, 1972 и др.]). Однако, несмотря на достаточно густую сеть профилей ГСЗ и точечных зондирований, каждая схема является своеобразной авторской интерпретацией используемых данных.

Приведенная схема рельефа подошвы коры (рис. 2) построена по Схеме глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы [Схема ..., 1992] с обобщением сейсмических данных вдоль профилей ГСЗ, в том числе международных геотраверсов EUROBRIDGE-97, DOBRE-99, DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5, PANCAKE, GEORIFT 2013 [Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1987, 1988, 1993; Ильченко, Степаненко, 1998; Ильченко, 2001, 2002; Ильченко, Бухарев, 2001; Кировоградский ..., 2013; Кендзера та ін., 2019; Thybo et al., 2003; Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al., 2013a, b, 2015b, 2017, 2018], отдельных точечных зондирований, а также данных о мощности земной коры в соответствии с работами [Starostenko et al., 2004; Schleder et al., 2015; Кутас и др., 2018].

Глубина залегания раздела Мохо варьирует в широком интервале: от 19—20 км в пределах Черноморской мегавпадины до 67 км в юго-западной части УЩ. В целом в платформенной части Украины, за исключением ДДВ как наложенной структуры и шовных зон УЩ с аномально большими прогибами раздела Мохо, средняя мощность земной коры характеризуется небольшими колебаниями (40—45 км) (см. рис. 2).

Формы рельефа подошвы коры имеют различные соотношения со структурами верхней части коры, а их сочленение происходит по зонам резкого смещения раздела Мохо. Трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск, который расположен в центре Ингульского

мегаблока, делит УЩ и его южный склон на западную и восточную части. Для первой характерна серия прогибов раздела Мохо северо-западного простирания с максимальной глубиной, превышающей 65 км. В восточной части УЩ рельеф раздела Мохо дифференцирован, а его формы согласуются с простиранием субмеридиональных докембрийских структур. Мощность коры здесь колеблется от 30 до 55 км и в среднем меньше, чем в западной части. В целом земная кора под УЩ толще, чем под окружающими его впадинами и ВПП. Это подтверждает вывод А.В. Чекунова о подъеме раздела Мохо к северу, югу, западу и востоку от УЩ [Чекунов, 1972].

Для ДДВ характерно северо-западное простирание раздела Мохо, согласованное с простиранием впадины, резким уменьшением мощности коры до 35 км в ее центральной части, в районе Лохвицкого и Изюмского сегментов. В сторону ВКМ и при переходе к Донбассу мощность коры увеличивается до 45 и 50 км соответственно. Сам Донбасс характеризуется невыразительными формами рельефа раздела Мохо с тенденцией к увеличению мощности коры на самом востоке этой структуры. Некоторые слабо выраженные формы рельефа подошвы коры имеют север—северо-западное простирание, что согласуется с простиранием докембрийских структур ВКМ, Приазовского мегаблока УЩ и трансрегионального тектонического шва Донецк—Брянск.

К югу от УЩ мощность земной коры уменьшается до 35—40 км под Южно-Украинской моноклиной. Утолщение коры наблюдается в Добрудже (до 45 км) и под северной частью Азовского моря. Под Мизийской плитой и на северо-западном шельфе Черного моря кора истончена до 30—35 км.

В молодом складчатом сооружении Крыма простирание форм рельефа раздела Мохо согласуется с простиранием этой тектонической структуры. В Крымском регионе минимальная мощность коры фиксирует южную окраину ВЕП. Специфическим элементом рельефа раздела Мохо

в Крыму является структура типа грабен северо-западного простирания, зафиксированная на геотраверсе V и ограниченная ступенями в этом разделе [Литосфера ..., 1987]. В ее пределах раздел Мохо залегает глубже 60 км и только на юго-востоке поднимается до 50 км. В Черноморской мегавпадине мощность коры невелика и составляет 20—30 км. Кора особенно тонкая под глубоководной ее частью.

Анализ схемы (см. рис. 1) показывает, что все основные структуры платформенной части Украины и сопредельных регионов находят отражение в строении раздела Мохо. Под ДДВ, Черноморской мегавпадиной и ВПП земная кора тоньше, а под УЩ толще.

Данные о структуре раздела Мохо в пределах исследуемой территории свидетельствуют о достаточно сложном глубинном строении коры и сильно дифференцированном рельефе ее основания. Но все же существуют некоторые общие закономерности. Прежде всего, это различия в общей мощности коры, которые согласно типизации по [Галецкий та ін., 1985] дают возможность условно разделить территорию Украины и сопредельных регионов на два больших по площади сегмента толстой (более 45 км) и относительно тонкой (менее 40 км) коры. «Нормальная» кора, которая соответствует средней мощности коры платформенных областей, имеет мощность 40—45 км. Сегмент с толстой корой, *Восточно-Европейский*, охватывает УЩ, Южно-Украинскую моноклину, восточную часть Донбасса и СП, склон ВКМ, Карпаты, Предкарпатский прогиб и северо-западную часть ВПП. Сегмент с тонкой корой, *Черноморский*, более однороден, и охватывает всю Черноморскую мегавпадину и западную часть СП. Мощность коры в сегменте не превышает 30—35 км. Граница между двумя сегментами проходит по глубинным разломам. В районе северо-западного шельфа Черного моря она совпадает с границей древней платформы, затем удаляется от нее в сторону северного борта Черноморской мегавпадины, который отделяет ее от склад-

чатых сооружений Крыма и Большого Кавказа. В рамках Восточно-Европейского сегмента кора имеет сложное строение и переменную мощность. Это многообразие не хаотично, а подчиняется в целом следующей закономерности: под горными сооружениями и тектонически приподнятыми участками кора обычно утолщена, а под прогибами истончена. Связь между приповерхностными и глубинными структурами проявляется как в указанных особенностях изменения мощности коры, так и в совпадении простирания [Соллогуб, Чекунов, 1980].

Области толстой коры в основном имеют тектонические контакты с другими типами в виде ступеней в рельефе раздела Мохо различной амплитуды (см. рис. 1), что было неоднократно подчеркнуто ранее в работах В.Б. Соллогуба (см., например, [Соллогуб, 1986]). Наиболее интенсивные прогибы раздела Мохо относятся к межмегаблоковым шовным зонам, но они, как правило, смещены относительно границ этих зон на докембрийском фундаменте и соединены с пологими внутрикоровыми разломами [Створення ..., 2006].

Структурный план этих прогибов раздела Мохо резко различается в разных частях УЩ. В восточной части он субмеридиональный и согласован с направлением Ингулецко-Криворожской и Орехово-Павлоградской шовных зон. В западной части УЩ (к западу от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск) такой согласованности приповерхностных и глубинных структур коры не фиксируется. Исключением является субмеридиональная полоса толстой коры в западной части Голованевской шовной зоны. В пределах Вольнского, Росинского и Подольского мегаблоков УЩ участки толстой коры северо-западного простирания занимают секущее положение относительно межмегаблоковых разломов, но субпараллельны юго-

западной границе ВЕП. На северном склоне УЩ зафиксирован согласованный с простиранием ДДВ локальный прогиб раздела Мохо (до 45—50 км), который может быть связан с рифтогенным этапом формирования впадины [Створення ..., 2006; Старостенко и др., 2007; Кутас и др., 2018].

Распределение тонкой коры также имеет свои закономерности. Наиболее распространена она в восточной (к востоку от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск) части УЩ, западной части СП и в Черноморской мегавпадине. Области ее развития имеют преимущественно субмеридиональную зональность. Полоса тонкой коры, сопряженная с упомянутым выше прогибом раздела Мохо северо-западного простирания, который фиксируется вдоль ДДВ, имеет такое же направление.

В западной части УЩ тонкая кора фиксируется под Коростенским плутоном. По средней мощности кора УЩ делится на западную, с более мощной, и восточную, с менее мощной корой, части. Эти части УЩ также различаются средними скоростями V_p во всем разрезе земной коры, которые больше в западной части щита по сравнению с восточной [Створення ..., 2006; Орлюк и др., 2018].

Таким образом, рельеф раздела Мохо и, соответственно, мощность коры фиксируют тектонические единицы территории Украины и прилегающих территорий — юго-западную часть ВЕП, молодое сооружение Крыма, Черноморскую мегавпадину, с одной стороны. С другой, в пределах платформенной территории отмечаются три структурных плана рельефа этого раздела, соответствующие различным этапам развития коры: субмеридиональный, северо-восточный и северо-западный.

Региональное распределение плотности на разных глубинах. Поверхность фундамента¹. В пределах Украины и смеж-

¹ В данном контексте «фундамент» представляет собой нижний, более древний этаж земной коры, который сформировался в результате геосинклинальных циклов ее развития, состоит из сильно дислоцированных, метаморфизованных, интродуцированных пород, выходит на земную поверхность в пределах щитов и массивов, перекрыт осадочными породами во впадинах, где погружается иногда на глубину нескольких тысяч метров [Соллогуб, 1986; Горная ..., 1991].

ных регионов выделяются несколько фундаментов разного возраста. В рамках ВЕП к фундаменту отнесены дорифейские кристаллические образования, в пределах молодой СП — дислоцированные отложения байкальского, герцинского и киммерийского возраста, а в районе складчатой зоны Добруджи — дислоцированные отложения герцинского и байкальского возрастов. Каждый из перечисленных фундаментов характеризуется своими свойствами [Соллогуб, 1986].

Дорифейский (архей — протерозой) фундамент в пределах УЩ на многих участках выходит на земную поверхность и представлен древними глубоко метаморфизованными породами. Мощность осадочных отложений изменяется на щите в среднем от 0 до 100—500 м.

На западном склоне УЩ развиты древние дорифейские породы, которые представлены метаморфизованным комплексом различных гнейсов, сланцев и гранитоидов [Соллогуб, 1986]. К западу и юго-западу от УЩ поверхность дорифейского фундамента имеет сложное строение и погружается от нулевых отметок до 4—5 км вблизи границы ВЕП.

Плотность на поверхности кристаллического фундамента УЩ изменяется от 2,60 до 2,85 г/см³ (рис. 3). Максимальные значения (2,75—2,80 г/см³) наблюдаются в областях прогибов раздела Мохо северо-западного простирания в Подольском, Бутском мегаблоках УЩ и Головановской шовной зоне. Минимальное значение (2,60 г/см³) обусловлено гранитами рапакиви, составляющими Коростенский плутон. Подольский и Росинский мегаблоки УЩ характеризуются повышенными значениями плотности (2,70—2,75 г/см³). Среднеприднепровскому, Приазовскому мегаблокам, восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинскому массиву соответствует плотность 2,65 г/см³. На крайнем западе Ингульского мегаблока УЩ ее значения увеличиваются по направлению к Голованивской шовной зоне. В общем западная часть УЩ на поверхности фундамента уплотнена, за исключением

Коростенского плутона, а восточная — разуплотнена.

Докембрийский фундамент в пределах ВПП находится на глубине 2,0—2,5 км, погружается к северу от нее до 3,0—7,0 км и состоит из магматических и метаморфических горных пород архейского и раннепротерозойского возраста, расчлененных на отдельные блоки. Согласно сведениям о дорифейских комплексах ВПП, которые базируются в основном на данных бурения, это преимущественно гранитоиды — граниты, гранодиориты, граносиениты, различающиеся количественными соотношениями минералов, реже амфиболиты, сланцы, гнейсы [Геотектоника ..., 1990]. На неровной поверхности фундамента, нарушенной тектоническими разломами, залегают отложения палеозоя. Породы кембрия, ордовика, силура и девона на отдельных участках выходят на поверхность и представлены карбонатными песчаниками, известняками, сланцами и доломитами. ВПП на поверхности фундамента характеризуется значениями плотности 2,65—2,70 г/см³.

Кристаллический фундамент ДДВ состоит из архейско-протерозойских метаосадочно-вулканогенных, ультраметаморфических и интрузивно-метасоматических образований, сформированных в различных структурно-тектонических режимах [Чебаненко и др., 2002]. В нем выделяют два структурных этажа: нижний, представленный гнейсами и амфиболитами архея, и верхний, образованный железисто-кремнистыми и сланцево-карбонатными породами.

В рельефе поверхности бортовых зон фундамента выделяются многочисленные выступы и впадины, границами которых являются тектонические нарушения с амплитудой до 3 км [Стовба и др., 2006]. Поверхность фундамента погружается в сторону грабена, где ряд блоков и депрессий обусловили резкое расчленение его рельефа. Глубина поверхности кристаллического фундамента увеличивается от 2 км на окраине северо-западной части ДДВ до 22 в Донбассе. Плотность на поверхности



Рис. 3. Схема распределения плотности (г/см^3) на поверхности фундамента. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 3. Density distribution scheme on the basement surface (g/cm^3). For other legends see Fig. 1.

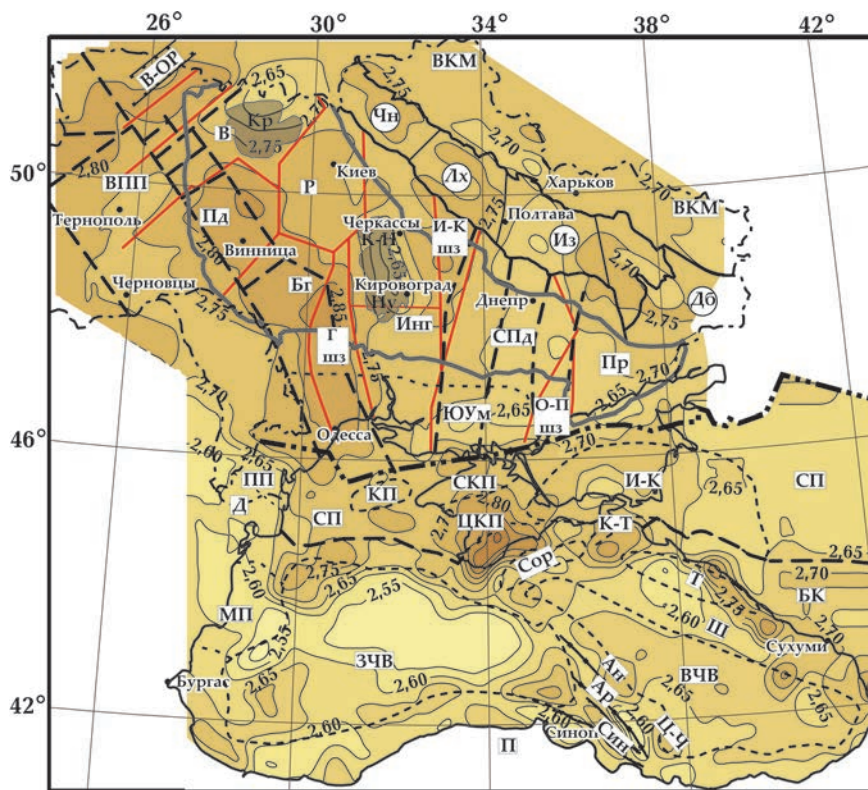


Рис. 4. Схема распределения плотности (г/см^3) на глубине 10 км. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 4. Density distribution scheme at a depth of 10 km (g/cm^3). For other legends see Fig. 1.

фундамента постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток от 2,65 в Черниговском сегменте до 2,70 в Лохвицком, 2,80—2,85 в Изюмском и 2,90 г/см³ в районе Донбасса, где дорифейского фундамента как такового нет. Здесь осадочные отложения залегают непосредственно на сейсмической границе с $V_r = 7,0$ км/с, т. е. на породах основного состава [Соллогуб, 1986].

Южно-Украинская моноклиналь, в которой мезозойско-кайнозойские отложения залегают на складчатом фундаменте СП или на платформенных палеозойских отложениях, состоит из двух частей. Западная, более плотная, на поверхности фундамента имеет плотность 2,70—2,75 г/см³, восточная представлена породами с пониженной плотностью (2,65 г/см³).

Глубина залегания молодого фундамента СП, который характеризуется большими колебаниями глубин и резким структурным расчленением, изменяется от максимальных значений в пределах Каркинитского прогиба (до 12 км) до минимальных в районе Симферопольского выступа (0,2—0,3 км) [Соллогуб, 1986].

По мнению многих авторов, фундамент СП гетерогенный и представлен метаморфизованными дислоцированными породами палеозоя и Байкальским комплексом. Выше расположен не везде развитый, менее дислоцированный триас-юрский комплекс [Чекунов, 1972; Земная ..., 1975; Соллогуб, 1986; Nikishin et al., 2011].

Для западной части СП (северо-западный шельф Черного моря) характерна плотность 2,70 г/см³. В центральной части Крыма и западной части Индоло-Кубанского прогиба плотность на поверхности фундамента повышена и составляет 2,75 г/см³. Восточная часть прогиба разуплотнена до 2,65 г/см³.

В ЗЧВ, в области распространения океанической коры, отсутствует «гранитный» слой и отложения палеоцен-эоцена залегают на «базальтовом» слое, поэтому подошва эоцена в этой области является поверхностью фундамента. Слой дислоцированных отложений, который по составу

аналогичный прилегающим районам суши [Геология ..., 1987], здесь выклинивается, а на остальной площади Черноморской мегавпадины присутствует и является поверхностью фундамента (или кровлей «гранитного» слоя), за исключением областей, в которых домеловые отложения выходят на поверхность. Например, в северной части Добруджи это палеозойские и триас-среднеюрского складчатые комплексы [Геология ..., 1987], в Западных Понтидах это палеозойские терригенно-карбонатные породы, перекрывающие докембрийские метаморфические серии, в Восточных Понтидах преобладают мезозойские и кайнозойские отложения [Горная ..., 1991].

Наибольшие значения плотности на поверхности фундамента (2,80—2,90 г/см³) наблюдаются на периферии Черного моря, в областях интенсивных положительных аномалий гравитационного поля. Высокими значениями плотности (2,90 г/см³) характеризуется Синопская впадина и ее продолжение в сторону ЗЧВ (2,85 г/см³), ее безграничная область характеризуется плотностью 2,75 г/см³. В ВЧВ плотность ниже и составляет 2,65—2,70 г/см³. Поднятие Шацкого и хребты Андрусова и Архангельского характеризуются низкими значениями плотности на поверхности фундамента: 2,60—2,65 в первых двух и менее 2,50 г/см³ в последнем соответственно.

Глубина 10 км (рис. 4, см. с. 55) в ДДВ, Донбассе, Каркинитском и Индоло-Кубанском прогибах, а также в глубоководной части Черноморской мегавпадины соответствует осадочной толще, на остальной территории — кристаллической части коры.

Наибольшие значения плотности на глубине 10 км наблюдаются в Крыму (2,85—2,90 г/см³), на периферии Черноморской мегавпадины (2,75—2,80 г/см³), в областях прогибов раздела Мохо северо-западного простирания на УЩ и в Головановской шовной зоне (2,80—2,85 г/см³), на ВПП (2,75—2,80 г/см³), а также в Черниговском, Лохвицком и восточной части Изюмского сегмента ДДВ (2,75 г/см³). Минимальными

значениями плотности отмечается северная часть Коростенского и центральная часть Корсунь-Новомиргородского плутонов ($2,65 \text{ г/см}^3$), восточная часть Южно-Украинской моноклинали ($2,65 \text{ г/см}^3$), локальные области на востоке и северо-востоке ЗЧВ, хребет Архангельского ($2,55 \text{ г/см}^3$), а также северо-западная часть Туапсинской впадины ($2,60 \text{ г/см}^3$).

Росинский мегаблок УЩ на глубине 10 км представлен плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$. В западной части Изюмского и в области на границе Изюмского и Донбасского сегментов ДДВ, западной части Среднеприднепровского и на севере Приазовского мегаблоков УЩ плотность снижается до $2,70 \text{ г/см}^3$, а в восточной части Среднеприднепровского и большей части Приазовского мегаблоков — до $2,65 \text{ г/см}^3$. Западная часть Индоло-Кубанского прогиба уплотнена до $2,70 \text{ г/см}^3$, а восточная разуплотнена до $2,60\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$. В юго-западной части ЗЧВ присутствует область повышенных значений плотности до $2,70 \text{ г/см}^3$. ВЧВ характеризуется значениями $2,65\text{—}2,70 \text{ г/см}^3$, которые выдержаны по всей площади впадины.

Глубина 20 км (рис. 5, см. с. 56) в Донбасском сегменте ДДВ соответствует осадочной толще. Область в центральной части ЗЧВ является верхней мантией, поскольку раздел Мохо залегает здесь на глубине менее 20 км. На остальной территории глубина 20 км соответствует кристаллической части коры.

Максимальные значения плотности относятся к Черноморской мегавпадине. В ВЧВ они составляют 3,05, в ЗЧВ — от 2,95 до 3,00, в Синопской впадине — $3,00 \text{ г/см}^3$. Северо-западная и юго-восточная части Туапсинской впадины уплотнены до $2,95 \text{ г/см}^3$, ее центральная часть менее плотная. В Горном Крыму плотность на 20 км повышена до $3,00 \text{ г/см}^3$, а на остальной территории Крыма изменяется от $2,75$ до $2,80 \text{ г/см}^3$. Южная граница восточной части СП расположена в градиентной зоне между областью повышенных значений плотности в ЗЧВ и областью пониженных значений ($2,75\text{—}2,80 \text{ г/см}^3$), которая со СП следует

на территорию Южно-Украинской моноклинали. В последней восточная и западная части характеризуются повышенными значениями плотности $3,05$ и $2,90 \text{ г/см}^3$ соответственно. Индоло-Кубанский прогиб уплотнен в западной и восточной частях до $2,90 \text{ г/см}^3$, а в его центральной части плотность уменьшается до $2,70\text{—}2,75$. Минимальные значения плотности характерны для хребта Архангельского ($2,65\text{—}2,70 \text{ г/см}^3$).

Центральная часть ДДВ характеризуется изометрическими или несколько вытянутыми вдоль ее оси областями повышенной плотности ($2,90 \text{ г/см}^3$) на фоне $2,85 \text{ г/см}^3$. В Донбассе на глубине 20 км плотность пород достигает значений $2,85\text{—}2,90 \text{ г/см}^3$. Исключением является область, в которой на этой глубине присутствуют осадки с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$ и аномальная область, расположенная в юго-восточной части впадины, с плотностью $3,05 \text{ г/см}^3$.

Большая часть ВПП на глубине 20 км характеризуется плотностью $2,80 \text{ г/см}^3$, за исключением северной части, где ее значения увеличиваются до $2,85\text{—}2,90$.

На УЩ Бугский, Подольский мегаблоки, западная часть Волынского, северо-западная часть Росинского, южная часть Среднеприднепровского и самая восточная часть Приазовского мегаблока на глубине 20 км уплотнены до $2,85 \text{ г/см}^3$. Максимальные значения плотности ($2,90 \text{ г/см}^3$) приурочены к Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовным зонам. В Орехово-Павлоградской шовной зоне значение плотности понижено до $2,85 \text{ г/см}^3$. Минимальные значения ($2,80 \text{ г/см}^3$) присущи северной части Коростенского плутона и северо-восточной части Приднепровского мегаблока.

Глубина 30 км (рис. 6, см. с. 56) характерна для кристаллической части земной коры, за исключением тех областей Черноморской мегавпадины, в которых раздел Мохо залегает на глубинах менее 30 км. Это ЗЧВ, ВЧВ, Туапсинская впадина и Центрально-Черноморское поднятие. Под этими структурами на глубине 30 км находится верхняя мантия.

В пределах ДДВ и Донбасса на глубине

30 км наблюдается увеличение плотности с северо-запада на юго-восток от минимальных значений ($2,95\text{—}3,00\text{ г/см}^3$) в Черниговском сегменте до аномально высоких ($3,15\text{ г/см}^3$) в центральной части Донбасса. Южная прибортовая зона Лохвицкого и восточная часть Изюмского сегментов осложнена вытянутыми замкнутыми неоднородностями, плотность которых снижена до $2,90\text{ г/см}^3$ на фоне $2,95$.

ВПП на 30 км характеризуется плотностью $2,90\text{ г/см}^3$, которая лишь на крайнем севере структуры увеличивается до $3,00$. На юге, к северу от г. Черновцы, присутствует замкнутая неоднородность с плотностью менее $2,90\text{ г/см}^3$.

Западная и центральная части УЩ уплотнены до $2,90\text{—}2,95\text{ г/см}^3$. В юго-восточной части Приднепровского и в Приазовском мегаблоках значения плотности снижены до $2,75\text{—}2,80\text{ г/см}^3$. Голованевская и Ингулецкого-Криворожская шовные зоны уплотнены на глубине 30 км до $2,95\text{ г/см}^3$, а Орехово-Павлоградская, наоборот, характеризуется пониженной плотностью $2,80\text{—}2,85\text{ г/см}^3$.

В восточной части Южно-Украинской моноклинали на 30 км присутствует замкнутая область пониженных значений плотности ($2,75\text{ г/см}^3$). Остальная часть этой структуры уплотнена до $2,90\text{ г/см}^3$. Высокими значениями плотности ($3,00\text{ г/см}^3$) характеризуется восточная часть СП в районе северо-западного шельфа Черного моря, а также восточная и южная части Крыма, где плотность еще выше ($3,05\text{ г/см}^3$). Западная часть Индоло-Кубанского прогиба уплотнена до $2,90\text{ г/см}^3$, восточная, наоборот, разуплотнена до $2,70\text{—}2,75\text{ г/см}^3$.

На **разделе Мохо** (рис. 7, см. с. 61) плотность изменяется от $2,95\text{ г/см}^3$ на Мизийской плите, в Добрудже и юго-западной части ЗЧВ, до $3,20\text{—}3,25\text{ г/см}^3$ в районе Голованевской шовной зоны УЩ, на южном продолжении в сторону Азовского моря Орехово-Павлоградской шовной зоны, в восточной части Среднеприднепровского мегаблока УЩ, а также в Донбасском сегменте ДДВ. В юго-восточной части последнего наблюдается аномальная область

с плотностью $3,35\text{—}3,40\text{ г/см}^3$. В 2D гравитационной модели вдоль профиля DOBRE'99 плотность на подошве неоднородности составляет $2,39\text{ г/см}^3$ [Старостенко и др., 2008].

В ДДВ повышенные значения плотности на разделе Мохо ($3,10\text{—}3,15\text{ г/см}^3$) наблюдаются в Лохвицком, в северной части Изюмского и северо-западной Черниговского сегмента. Минимальные значения ($3,00\text{ г/см}^3$) зафиксированы в южной части Изюмского сегмента. На УЩ пониженные значения плотности ($3,00\text{ г/см}^3$) на разделе Мохо приурочены к Приазовскому мегаблоку, северо-восточной части Коростенского плутона и крайней северо-западной части Росинского мегаблока УЩ. На остальной территории щита, за исключением областей повышенных значений, плотность равна $3,05\text{ г/см}^3$. Следует отметить, что область низкой плотности в пределах Коростенского плутона, которая присутствует на всех срезах земной коры, подтверждена результатами ранее выполненных работ [Макаренко и др., 2003; Bogdanova et al., 2004], согласно которым на севере плутона выделен блок аномально низкой плотности ($2,61\text{—}2,63\text{ г/см}^3$), в котором плотность, характерная для гранитов, наблюдается по всему разрезу, вплоть до раздела Мохо.

На ВПП плотность на разделе Мохо плавно увеличивается с юга на север от $3,05$ до $3,15\text{ г/см}^3$. Пониженные значения плотности ($3,05\text{ г/см}^3$) наблюдаются в восточной части Южно-Украинской моноклинали. Остальная территория структуры уплотнена до $3,10\text{—}3,15\text{ г/см}^3$.

В ЗЧВ плотность увеличивается с юго-запада на северо-восток от $3,00$ до $3,05\text{ г/см}^3$. ВЧВ более уплотнена: на фоне плотности $3,05\text{ г/см}^3$ в ее центральной части расположена область с плотностью $3,10\text{—}3,15\text{ г/см}^3$. Повышенными значениями характеризуется западная часть Индоло-Кубанского прогиба ($3,05\text{—}3,15\text{ г/см}^3$), южная и западная части Крыма ($3,15\text{—}3,20\text{ г/см}^3$) и западная часть СП в пределах северо-западного шельфа Черного моря ($3,20\text{ г/см}^3$). В Черноморской мегавпадине области пониженной

плотности ($2,95\text{—}3,00\text{ г/см}^3$) расположены в юго-западной части (на болгарском шельфе и на границе Западных Понтид) и к западу от Синопской впадины. На хребте Архангельского плотность понижена до $2,90\text{—}2,95\text{ г/см}^3$.

Мощность условно выделенных «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев земной коры и коромантийной смеси. Ранее состав и структура коры на территории Украины были изучены вдоль геотраверсов VI и VIII, часть из которых пересекает все тектонические регионы. Комплексные геофизические модели были построены на основе данных ГСЗ вдоль этих геотраверсов [Литосфера ..., 1988] и были дополнены результатами магнитного и гравитационного моделирования [Очерки ..., 2018]. Это позволило создать структурные разрезы и спрогнозировать вещественный состав «диоритового» и «базальтового» слоев в коре и коромантийной смеси (КМ). Что касается состава коры, то можно фиксировать общую ее основность, которая оценивается по соотношению мощностей слоев, с одной стороны [Схема ..., 1992], и присутствием конкретных разновидностей пород в отдельных слоях различных блоков, прогнозируемых в соответствии с полученными в процессе моделирования скоростью, плотностью, намагниченностью и использованием петрофизических данных [Старостенко и др., 2002], с другой. Основные слои коры были выделены по скоростным параметрам [Чекун и др., 1990] и условно названы «гранитным» ($V_p < 6,3\text{ км/с}$), «диоритовым» ($6,3 < V_p < 6,8\text{ км/с}$), «базальтовым» ($V_p > 6,8\text{ км/с}$). Расчленение разреза земной коры по скоростным параметрам согласовано с плотностной характеристикой [Красовский, 1989] соответственно: $\rho_{\text{гран}} < 2,75\text{ г/см}^3$, $2,75 < \rho_{\text{диор}} < 2,9\text{ г/см}^3$, $\rho_{\text{баз}} > 2,9\text{ г/см}^3$. В состав «базальтового» слоя входит и коромантийная смесь. Она является важной характеристикой не только с точки зрения вещественного состава, но и с позиции развития земной коры.

В целом выделяемые по геофизическим данным слои земной коры усредненно кис-

лого, среднего и основного состава имеют в действительности достаточно сложную структуру и представлены различными перемежающимися комплексами пород.

Методика выделения «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев по результатам трехмерного гравитационного моделирования подробно описана в работах [Старостенко и др., 2017г; Макаренко, 2019]. Схемы мощностей условно выделенных слоев отдельных регионов (УЩ, ДДВ и Донбасса, Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий) по данным трехмерного гравитационного моделирования освещены в работах [Куприенко и др., 2007а, б; 2010; Старостенко и др., 2012, 2017б, в, 2019, 2020; Орлюк и др., 2018; Пашкевич и др., 2018]. В настоящей статье представлены объединенные схемы условно выделенных слоев и коромантийной смеси для территории Украины и сопредельных регионов.

Мощность «**гранитного**» (верхняя кора) слоя изменяется от 0 до 25 км (рис. 8). Наибольшие значения отмечаются в северной части Азовского моря, центральной и восточной частях Южно-Украинской моноклинали, а также в структурах, смежных с западной частью Черноморской мегавпадины. Естественно, что в тех блоках, где значение плотности на поверхности кристаллического фундамента равно $2,75\text{ г/см}^3$ и выше, мощность «гранитного» слоя равна нулю.

На *Украинском щите* «гранитный» слой характеризуется мозаичностью расположения областей различной мощности, которая колеблется от нулевых значений до 20 км. В центре Волынского мегаблока слой имеет мощность более 15 км, которая уменьшается до нулевых значений на юго-западе. В Подольском и Бугском мегаблоках «гранитный» слой отсутствует практически на всей территории. Росинский мегаблок характеризуется колебаниями мощности слоя от 10 км в юго-восточной части до нулевых значений юго-западнее г. Киева. В Ингульском мегаблоке «гранитный» слой мощностью около 10 км распространен на всей территории, причем в

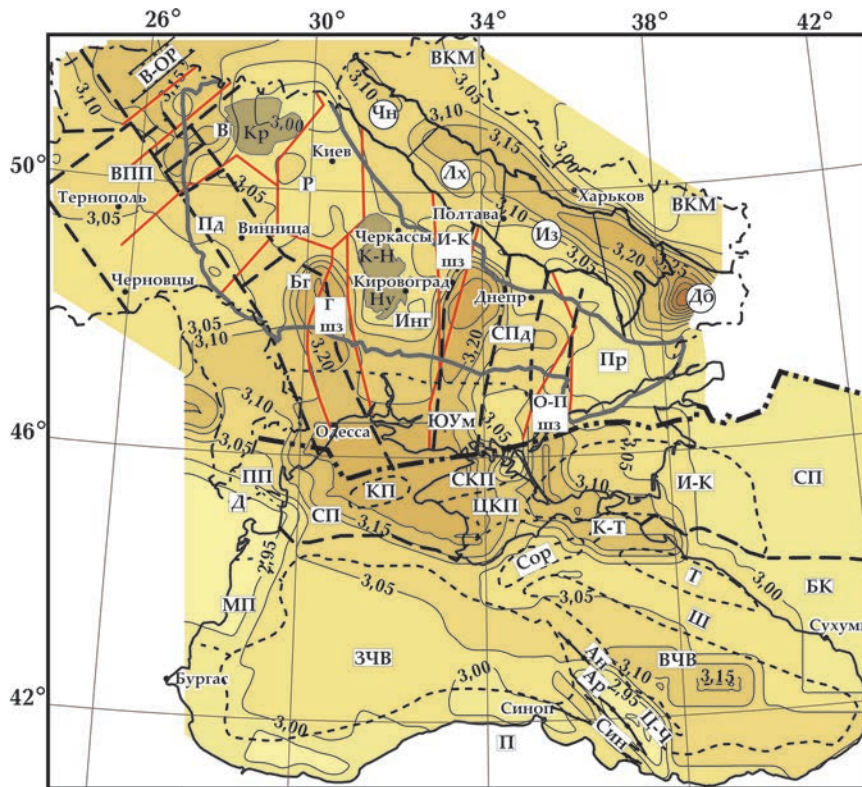


Рис. 7. Схема распределения плотности (г/см^3) на разделе Мохо. Другие условные обозначения и сокращения см. на рис. 1.

Fig. 7. Density distribution scheme at the Moho discontinuity (g/cm^3). For other legends see Fig. 1.

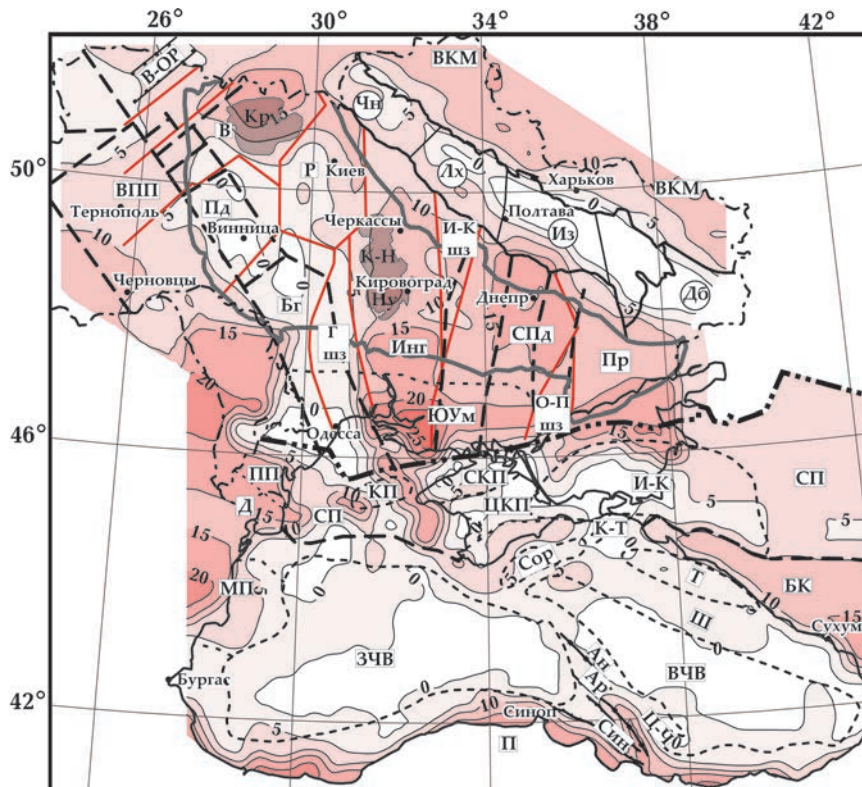


Рис. 8. Схема мощности «гранитного» (верхняя кора) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 8. Thickness scheme of the «granite» (upper crust) layer of the Earth's crust, km. For other legends see Fig. 1.

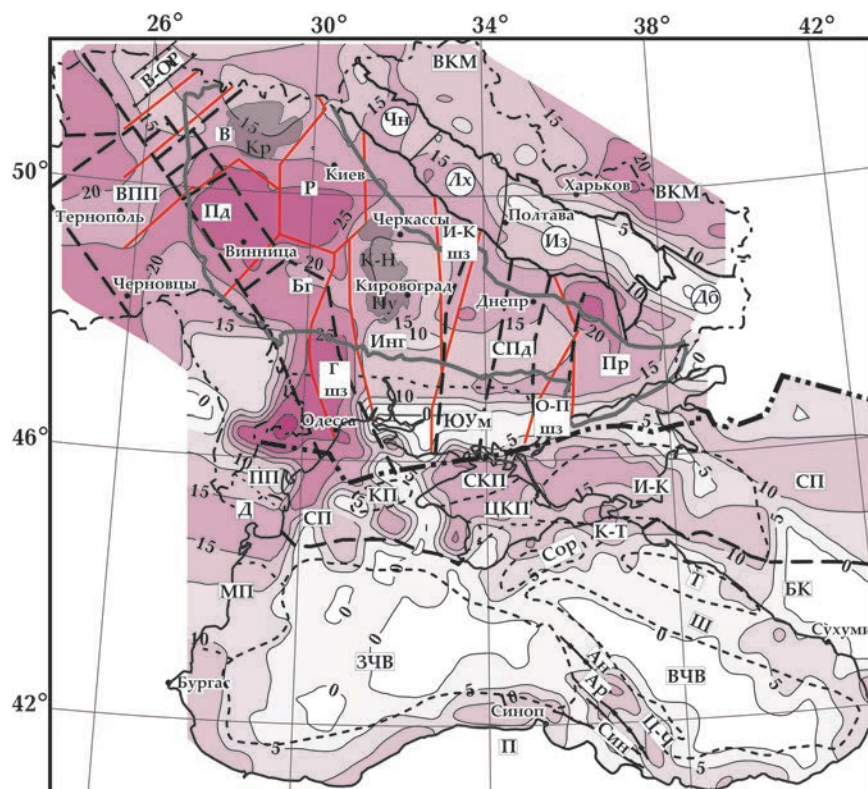


Рис. 9. Схема мощности «диоритового» (средняя кора) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 9. Thickness scheme of the «diorite» (middle crust) layer of the Earth's crust, km. For other legends see Fig. 1.

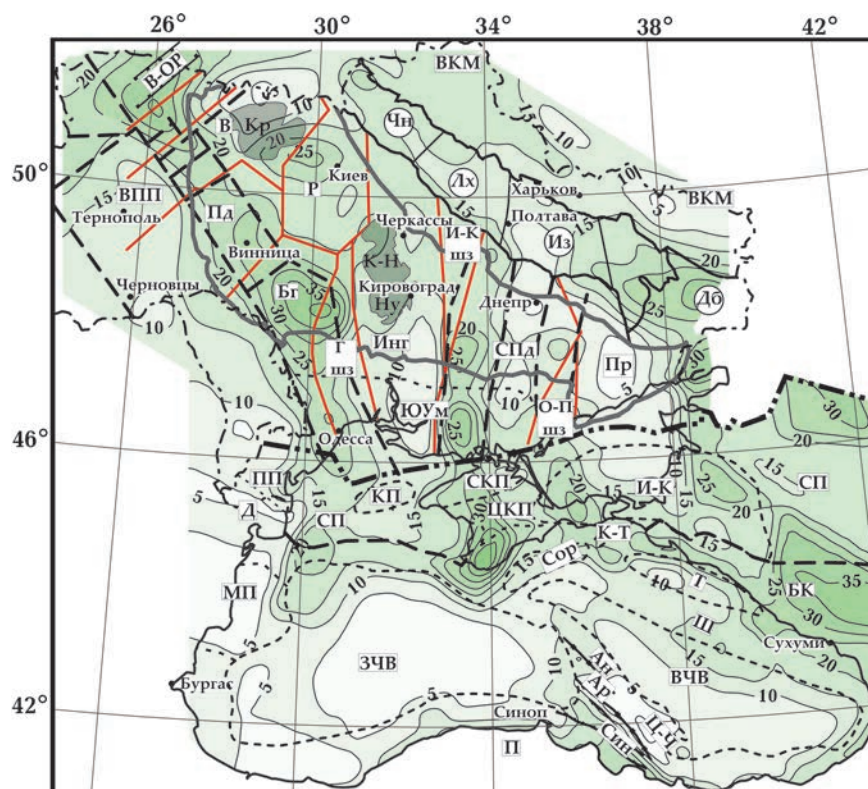


Рис. 10. Схема мощности «базальтового» (нижняя кора) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 10. Thickness scheme of the «basalt» (lower crust) layer of the Earth's crust, km. For other legends see Fig. 1.

южной части его толщина увеличивается до 15 км. В Среднеприднепровском мегаблоке мощность варьирует в пределах от 10 до 15 км с повышенными значениями в его центральной и восточной частях. В Приазовском мегаблоке толщина «гранитного» слоя возрастает с севера (10 км) на юг (более 15 км). В Голованевской шовной зоне «гранитный» слой отсутствует или имеет небольшие значения, за исключением юго-восточной части структуры, где мощность его постепенно увеличивается в сторону Ингульского мегаблока. В Ингулецко-Криворожской и Орехово-Павлоградской шовных зонах мощность слоя составляет около 10 км.

В центральной части всех сегментов *Днепровско-Донецкой впадины* и в Донбассе «гранитный» слой отсутствует или его мощность составляет всего несколько километров. Южный склон ВКМ характеризуется мощностью слоя 10 км с повышением до 15 км в локальных областях. В южной прибортовой зоне Лохвицкого и Изюмского сегментов присутствуют области, где мощность «гранитного» слоя выше 10 км. В прибортовых зонах Черниговского сегмента распространен «гранитный» слой с мощностью 5—10 км, а в центральной зоне — от 0 до 5 км. В северной прибортовой зоне ДДВ мощность увеличивается с юга на север от 5 до 10 км. На севере Донбасса мощность «гранитного» слоя преимущественно 5 км, на юге 5—10 км. Зона отсутствия «гранитного» слоя в Донбассе соответствует открытому Донбассу, где непосредственно на поверхности древнего фундамента залегают рифейские отложения [Соллогуб, Чекунов, 1985].

В *Черноморской мегавпадине* и прилегающих территориях мощность «гранитного» слоя колеблется от 0 до 25 км. На большей части впадины Сорокина и поднятия Шатского толщина слоя изменяется от 0 до 5 км. Мизийской плите, восточной части СП и хребту Архангельского присущи значения 5—10 км.

В Индоло-Кубанском прогибе мощность «гранитного» слоя колеблется от нулевых значений на юге и западе до 5 км на северо-

востоке и 15 км на севере. В пределах ВЕП наблюдается увеличение толщины слоя до 15—20 км. Западная часть СП представлена тремя областями с мощностью до 15 км, которые разделены «безграницными» участками. Максимальная толщина слоя (до 25 км) наблюдается в центральной части Южно-Украинской моноклинали.

«**Диоритовый**» (средняя кора) слой (рис. 9) на территории *Украинского щита* имеет мощность в интервале 10—30 км. На западе и в центре щита он представлен значительными областями с постоянной толщиной. Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки характеризуются изменением мощности слоя от 10 до 20 км. В Волынском мегаблоке «диоритовый» слой имеет толщину 15 км, которая увеличивается к югу до 20—25 км. Подольский мегаблок характеризуется постоянной толщиной слоя (25 км). На территории Бугского мегаблока, исключая локальную область в северо-восточной части, ее значения колеблются в пределах 20 км. Росинскому мегаблоку присуще увеличение толщины «диоритового» слоя с севера на юг от 15 до 25 км соответственно. В Ингульском мегаблоке максимальная мощность слоя достигает 15 км. В пределах северного склона УЩ мощность слоя составляет около 15 км, а на южном склоне ВКМ колеблется в пределах 10—15 км.

В Головановской шовной зоне «диоритовый» слой представлен повышенной толщиной 20—25 км. В Ингулецко-Криворожской и Орехово-Павлоградской шовных зонах мощность слоя меньше и равна 15 км.

Общей закономерностью распределения мощности «диоритового» слоя на УЩ является его меньшая дифференцированность относительно «гранитного» и существенное увеличение мощности слоя в юго-западной, южной и восточной краевых частях щита.

Мощность «диоритового» слоя в *Днепровско-Донецкой впадине* варьирует в широком диапазоне: от первых километров до 15—20 км. Наибольшей толщиной (15—25 км) характеризуется Черниговский сег-

мент и большая часть Лохвицкого (15 км), южная часть Донбасса (более 15 км) и юго-восточная часть южного склона ВКМ, в котором мощность увеличивается до 20—25 км. В южных прибортовых зонах Черниговского, Лохвицкого сегментов и западной части Изюмского толщина слоя около 15 км. Локальное увеличение (до 20 км) наблюдается в восточной части последнего. Увеличение мощности «диоритового» слоя в осевом рифте ДДВ при отсутствии «гранитного» слоя в Черниговском и в Лохвицком сегментах за счет увеличения плотности «гранитного» слоя в результате базификации коры и проработки его до параметров «диоритового» можно объяснить преобразованием коры при активном рифтогенезе. Это проявляется в виде подъема границы астеносфера—литосфера (или расплава астеносферы в виде диапира), плавления на границе кора—мантия (эрозия коры снизу) и находит отражение в изменении рельефа раздела Мохо, уменьшении мощности консолидированной коры и появлении в разрезе КМ [Старостенко и др., 2017в]. В западной части Изюмского сегмента мощность «диоритового» слоя составляет преимущественно 10 км, в восточной до 5 с увеличением до 20 км к югу.

В Донбассе, за исключением области минимальных значений, толщина слоя возрастает от 5 до 15 км. На ВПП толщина «диоритового» слоя составляет 15—20 км.

В *Черноморской мегавпадине* и прилегающих территориях мощность «диоритового» слоя изменяется от 0 до 25 км (см. рис. 8). В пределах ВЕП она уменьшается от максимальных значений (20—25 км) на западе Южно-Украинской моноклинали до нулевых в центральной и восточной частях структуры. На остальной территории платформы толщина слоя 5—10 км.

В западной части СП мощность слоя изменяется хаотично от 0 до 20 км, в восточной части составляет около 10 км, а на юго-востоке «диоритовый» слой выклинивается. В Крыму толщина слоя увеличивается в северном направлении от нулевых значений на юге до 15—20 км на остальной территории, а в Индоло-Кубанском прогибе

—в северо-западном направлении до 20 км. Для Керченско-Таманского прогиба при-суще резкое увеличение мощности слоя до 15 км, во впадине Сорокина она также увеличивается в северном направлении до 10 км. В центральной части поднятия Шатского и Туапсинский впадине «диоритовый» слой отсутствует, а в периферийных частях увеличивается фрагментарно до 10 км. В юго-восточной части Центрально-Черноморского поднятия и центральной части Синопской впадины наблюдаются локальные области с толщиной слоя более 15 км. На Мизийский плите слой имеет мощность от 5 до 10 км, а в Динаридах утолщен до 15 км.

«Базальтовый» (нижняя кора) слой (рис. 10, см. с. 62) существенно утолщен (до 30—35 км) в отдельных зонах *Украинского щита* преимущественно субмеридионального простирания, которые тяготеют в основном к районам проекции на земную поверхность зон резкого смещения раздела Мохо. В Волынской мегаблоке большие значения мощности (20—25 км) наблюдаются в юго-восточной части, а значительно меньшие (5—10 км) охватывают большую часть Коростенского плутона и северную окраину щита. Подольский мегаблок характеризуется наибольшей мощностью слоя (25 км) в районе г. Винница. К периферии мегаблока слой истончается до 20 км. В Росинском мегаблоке преобладает толщина 15—20 км. Исключением является территория к западу от г. Киева, характеризующаяся ее увеличением до 25 км. Бугский мегаблок выделяется среди структур щита большой мощностью «базальтового» слоя, которая достигает в его пределах 30—35 км. Максимальная толщина слоя наблюдается на юго-востоке структуры и составляет более 40 км, а минимальная (20 км) — на севере. Для Ингульского мегаблока характерно деление на две части: западную, где толщина «базальтового» слоя значительно больше (15—20 км), и восточную, утоненную до 10—15 км. Для Среднеприднепровского мегаблока характерны три области, различаемые по мощности «базальтового» слоя: западная (20—25 км), восточная

(10—15 км) и центральная с наименьшими значениями толщины слоя от 5 до 10 км. Приазовский мегаблок характеризуется минимальной мощностью «базальтового» слоя (до 5 км), за исключением восточной части, где она постепенно увеличивается до 20 км.

В Головановской шовной зоне «базальтовый» слой на северо-западе имеет наибольшую мощность (20—40 км), севернее до границы с Росинская мегаблоком он истончается до 20 км. В Ингулецко-Криворожской зоне толщина слоя составляет 15 км по всей территории, а в Орехово-Павлоградской увеличивается с севера на юг от 10 до 20 км.

Вдоль геотраверса VIII наблюдается несогласованность сейсмических данных с результатами трехмерной плотностной модели в глубинной части земной коры. По расчетам плотностной модели мощность «базальтового» слоя увеличена, т. е. основность пород больше, чем это определяется в сейсмической модели. Возможными причинами несогласованности обеих моделей может быть следующее [Красовский, 1981]:

- при полной физико-химической переработке «гранитного» слоя земной коры и превращения его в «базальтовый» (базификация) происходит обогащение горных пород фемическими элементами (Fe, Mg и Ca) с одновременным выносом силикатных (Si, Na и др.), что приводит к повышению плотности;
- гидротермально-метасоматическое образование эпидота (эпидотизация) и процесс высокотемпературного метасоматического изменения горных пород в основном кислого состава под действием газов и растворов, обогащенных летучими компонентами (F, Cl и др.), ведут к увеличению плотности. В процессе превращения магматических, метасоматических и осадочных пород в амфиболиты под воздействием процессов регионального метаморфизма (амфиболитизации) и хлоритизации серпентинизированных пород также возрастает плотность, но незначительно;
- появление гранатов в минеральных ас-

социациях литосферы ведет к увеличению плотности независимо от того, какой главный второй компонент — пироксен или оливин;

- наличие Fe в решетках породообразующих минералов приводит к увеличению плотности при понижении скорости в формациях габбро-диабазов и особенно гипербазитов;
- при высоких *PT*-условиях преобразование кальцита в арагонит приводит к увеличению плотности, но при этом скорость уменьшается.

В *Днепровско-Донецкой впадине* «базальтовый» слой присутствует на всей территории с мощностью от 5 до 15—20 км, а в Донбассе более 30 км. В пределах Черниговского, северо-западной части Лохвицкого и Донбасского сегментов мощность «базальтового» слоя составляет преимущественно 15—20 км. На остальной территории впадины мощность немного меньше и колеблется от 5 до 10—15 км. На большей части южного склона ВКМ мощность слоя 15 км. На остальной территории склона слой еще тоньше — от 5 до 10 км, причем уменьшение толщины наблюдается в восточном направлении. Утонченный «базальтовый» слой в центральной части Среднеприднепровского мегаблока УЩ (5—10 км) распространяется на западную часть Изюмского сегмента, а утолщенный слой Ингульского и Росинского мегаблоки в УЩ (15—20 км) продолжается в пределах юга Черниговского и Лохвицкого сегментов ДДВ.

Черноморская мегавпадина и прилегающие территории характеризуются интервалом изменения мощности «базальтового» слоя от нуля до 45 км. ЗЧВ (кроме ее центральной части), западное Причерноморье, западный шельф характеризуются 5-километровой толщиной «базальтового» слоя. В ВЧВ мощность слоя больше и составляет 10 км.

Максимальная мощность «базальтового» слоя наблюдается в Крыму (около 45 км), в восточной и центральной части ВЕП (20—30 км) на юго-востоке и северо-западе поднятия Шатского (20—25 км), к югу от

Крыма (около 30 км). Во впадине Сорочкина мощность увеличивается в северо-западном направлении от 10 до 20 км. Стабильная мощность слоя наблюдается вдоль восточного и северного шельфов Черного моря, где области повышенной мощности (свыше 30 км) расположены на фоне 20—25 км. В других структурах мощность колеблется в пределах 10—15 км.

В платформенной части территории Украины в целом, за исключением наложенных структур, сохраняется корреляционная зависимость мощностей основных слоев от мощности консолидированной коры, установленной для УЩ [Ильченко та ін., 1988]. Наиболее тесная прямая связь зафиксирована для мощности «базальтового» слоя и мощности коры. Обратная — для «диоритового» и «гранитного» слоев, но наименее выразительна она для «гранитного» слоя.

Наличие слоя *коромантийной смеси* в разрезе земной коры является важной составляющей ее строения. Этот слой был назван по аналогии с районом Скалистых гор в работе К.Л. Кука [Кук, 1970] и является комплексным геологическим феноменом, который объединяет сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры, мантии и переходной зоны, а также о структурных особенностях границы между корой и мантией [Минц, 2016]. Слой КМ характерен для районов современной или недавней активной тектонической деятельности, особенно рифтовых структур, залегает в низах коры и обусловлен процессами, которые происходили или происходят на контакте кора—мантия. В пределах различных тектонических провинций существует взаимосвязь морфологических и структурных особенностей этого контакта, наблюдаемых на картинах сейсмических отражений, с геодинамическими обстановками и тектоническими событиями в истории корообразования.

По мнению Н.И. Павленковой [Павленкова, 2019], область перехода кора—мантия (граница раздела Мохо) является вещественной границей, отделяющей земную

кору от ультраосновных пород верхней мантии. Это — мощная расслоенная пачка со значительным изменением скоростей в отдельных прослоях, что хорошо показано методом миграции преломленных и закритических отраженных волн для различных регионов мира [Пилипенко и др., 1999, 2006]. Природу расслоенности можно объяснить либо чередованием слоев корового и мантийного вещества, образовавшегося в процессе формирования земной коры, либо чередованием малопроницаемых и флюидонасыщенных слоев.

По мнению М.В. Минца [Минц, 2016], переход кора—мантия отличается многообразием: от резкой границы до области рассредоточенного многокилометрового «диффузного» перехода. Выделяется три группы структурно-морфологических типов границы между корой и мантией:

- более или менее резкие и гладкие субгоризонтальные границы, которые подстилают кору, сформированную или преобразованную в результате явлений мантийно-плюмового типа;
- границы зубчатого начертания, которые формируются в обстановке латеральных перемещений тектонических блоков коры и мантии различного происхождения. Для этого типа характерно возникновение структурного ансамбля типа «крокодил», при котором последовательно погружающиеся тектонические блоки нижней коры или блоки, образованные породами аккреционных комплексов, постепенно «растворяются» в мантии. В качестве вероятной причины можно назвать процесс эклогитизации коровых пород, однако возможны и другие объяснения, которые требуют дальнейших исследований;
- диффузные границы, которые, вероятнее всего, связаны с мантийно-плюмовыми процессами. Расплавы более или менее беспрепятственно передвигаются к поверхности, и преобразование коры определяется исключительно интенсивным высокотемпературным метаморфизмом, в результате которого в обстановке относительно слабых деформа-

ций породы нижней коры становятся акустически прозрачными, подобными породам мантии. Аналогичные изменения акустических характеристик коры, которые подстилают древние рифты и депрессии, были установлены и при исследовании молодых структур того же типа (см., например, [Collier et al., 1994; Krawczyk et al., 1999]).

Авторы работ [Чекунов, Соллогуб, 1979; Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1989] выделяют пять типов перехода кора—мантия. *Первый* характеризуется одной границей раздела Мохо, где скорость скачкообразно изменяется до 8,0—8,4 км/с. Этот тип наблюдается редко в спокойных тектонических регионах и на участках очень тонкой коры. *Второй* преобладает на древних платформах, в том числе щитах, и имеет две разновидности: для первой характерно наличие четкого сейсмического горизонта со скоростью 8,1 км/с и мощного слоя с множеством отражающих площадок; вторая состоит исключительно из «облака» таких площадок, затрудняющих возможность однозначного проведения границы кора—мантия. Коровый и мантийный материал здесь перемешан, а роль мантийной компоненты возрастает с увеличением глубины. Поэтому в трехмерной гравитационной модели КМ всегда принимается с градиентным нарастанием плотности с глубиной. *Третий* тип отличается наличием границы кора—мантия в низах коры, что присуще рифтовым структурам. Для *четвертого* типа характерно наличие двух и более границ раздела Мохо (разница в глубине достигает 8—10 км), так называемое «двойное Мохо», «Double Moho» [Pavlenkova, 1996]. Такое название означает не просто существование двух границ в зоне перехода кора—мантия, а формирование границ, которые можно назвать «древним» и «молодым Мохо» [Павленкова, 2019]. Возникновение дубликатов раздела Мохо отмечается в регионах, подвергшихся перестройке тектонических планов, и на участках, где ранее существовали геосинклинальные области [Чекунов, Соллогуб, 1979]. Формирование двух границ Мохо

можно объяснить также процессом эклогитизации пород нижней коры. Например, при формировании глубоких впадин, когда породы нижней коры приобретают скорости 8,0 км/с, образуя «молодое Мохо», но «древнее Мохо» с более высокой скоростью сохраняется [Павленкова, 2019]. *Пятый* тип перехода связан с действием механических причин, которые привели к латеральному перемещению блоков с перекрытием сейсмических горизонтов. Этот тип территориально развит мало и наблюдается на участках контрастного сочленения разновозрастных структур.

В работе [Чекунов, Соллогуб, 1979] ДДВ относят к четвертому типу перехода кора—мантия, имеющему более одной резкой границы Мохо с соответствующими значениями скоростных параметров. Однако по результатам трехмерного гравитационного моделирования [Куприенко и др., 2007а, 2010; Старостенко и др., 2012], для УЩ и ДДВ наиболее подходит третий тип, для которого характерно появление в низах коры мощного слоя КМ со скоростями 7,4—7,7 км/с, ограниченного снизу горизонтом со скоростью 8,1 км/с. Вероятно, наличие КМ связано с процессами преобразования вещества и соответствует формированию нового раздела Мохо, становление которого еще не закончено. Верхний предел слоя коромантийной смеси, по мнению авторов [Чекунов, Соллогуб, 1979], — «диффузия». Для закрепления этого предела в трехмерной гравитационной модели весьма условно ей присвоено значение 3,04 г/см³, что соответствует скорости 7,2 км/с.

Результаты трехмерного гравитационного моделирования отдельных тектонических структур и регионов [Куприенко и др., 2007а, 2010; Старостенко и др., 2019] дополнили существующие двумерные данные ГСЗ и дали возможность построить объединенную схему распространения КМ по площади для Украины и смежных регионов (рис. 11, см. с. 69).

На *Украинском щите* КМ наиболее распространена в западной части, где присутствуют некоторые различия в картировании ее по скоростным ($V_p > 7,2$ км/с) и

гравитационным ($\rho > 3,04 \text{ г/см}^3$) данным. На участках с толстой корой (мощностью более 45 км) в разрезе коры фиксируются сейсмические скорости $V_p > 7,2 \text{ км/с}$. По результатам гравитационного моделирования КМ наблюдается на некоторых участках «нормальной» по мощности коры (40—45 км) и, наоборот, не везде высокоскоростные части разреза в толстой коре имеют плотность больше чем $3,04 \text{ г/см}^3$. КМ в пределах «нормальной» коры фиксируется в северо-западной части Волинского мегаблока, где установлены наклонные внутрикоровые и мантийные разломы, которые являются составной частью долгоживущей и сложнопостроенной зоны сочленения (коллизии) Фенноскандии и Сарматии [Bogdanova et al., 2006; Thybo et al., 2003]. С ней связано формирование Волыно-Подольского (Осницко-Микашевичского) вулканического пояса и Волыно-Оршанского рифа северо-восточного простираения [Створення ..., 2006; Очерки ..., 2018]. Другим регионом с КМ в пределах «нормальной» коры является южная часть Ингульского мегаблока УЩ, где зафиксированы аналогичные, но внутрикоровые пологие разломы. Впервые эти структуры были выделены В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986]. По данным ГСЗ вдоль геотраверсов IV, VI и VIII глубинная часть Тальновской зоны разломов фиксируется как пластина, которая погружается на восток до раздела Мохо в пределах трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск. Навстречу этой структуре до этого же шва прослеживается Криворожско-Кременчугская и Западно-Ингулецкая зоны разломов [Очерки ..., 2018].

Значительная площадь распространения КМ наблюдается в пределах западной части Волинского мегаблока и к северо-западу от него (плотность на подошве слоя $3,18 \text{ г/см}^3$), в западной части Голованевской шовной зоны, в юго-восточной части Бугского мегаблока УЩ и на западе Среднеприднепровского (плотность на подошве слоя $3,20 \text{ г/см}^3$). К западу от Орехово-Павлоградской шовной зоны, между Девладовской и Конкской зонами разломов, присут-

ствие КМ установлено по геотраверсу III [Литосфера ..., 1993]. Ее кровля с глубины 41 км на северо-востоке погружается в юго-западном направлении до 43 км. Подошва залегает на глубине 45 км и имеет плотность $3,07 \text{ г/см}^3$. КМ распространена на территории Восточно-Приазовского блока [Омельченко, 2005]. Глубина залегания кровли смеси колеблется в пределах 38—40 км, а подошва погружается в восточном направлении от 40,5 до 47 км, плотность на подошве $3,17 \text{ г/см}^3$.

В пределах *Днепровско-Донецкой впадины* и Донбасса КМ распространена повсеместно с разной мощностью. Слой отсутствует на большей части южного склона ВКМ, а также в юго-западной части Изюмского сегмента, в области разуплотнения, которая следится по всему разрезу земной коры. В центральной зоне Черниговского сегмента присутствуют две области КМ, в которых мощность достигает 10 км, а в его юго-западной части смесь отсутствует. На остальной территории этого сегмента ее мощность составляет 3—5 км. В южной и юго-восточной частях Лохвицкого сегмента КМ значительно истончена (до 4 км). На севере и северо-западе этого сегмента КМ распространена за пределы впадины. Ее мощность увеличивается в северном направлении от 5 до 15 км, а в пределах северного борта уменьшается от 7 км до нулевых значений. На южном борту Черниговского и Лохвицкого сегментов мощность КМ не превышает нескольких километров.

На южном и западном склонах УЩ, а также в Южно-Украинской моноклинали КМ приурочена к ступеням на разделе Мохо. Далее она распространяется на юг в район СП, южная граница которой ограничивает ее распространение в пределы *Черноморской мегавпадины*, где смесь присутствует только в Синопской впадине и центральной части ВЧВ.

Типизация коры. Данные о мощности слоев были использованы для оценки обобщенного состава коры, отображающего степень ее основности. Для этого по соотношению мощности каждого слоя к общей мощности консолидированной коры,

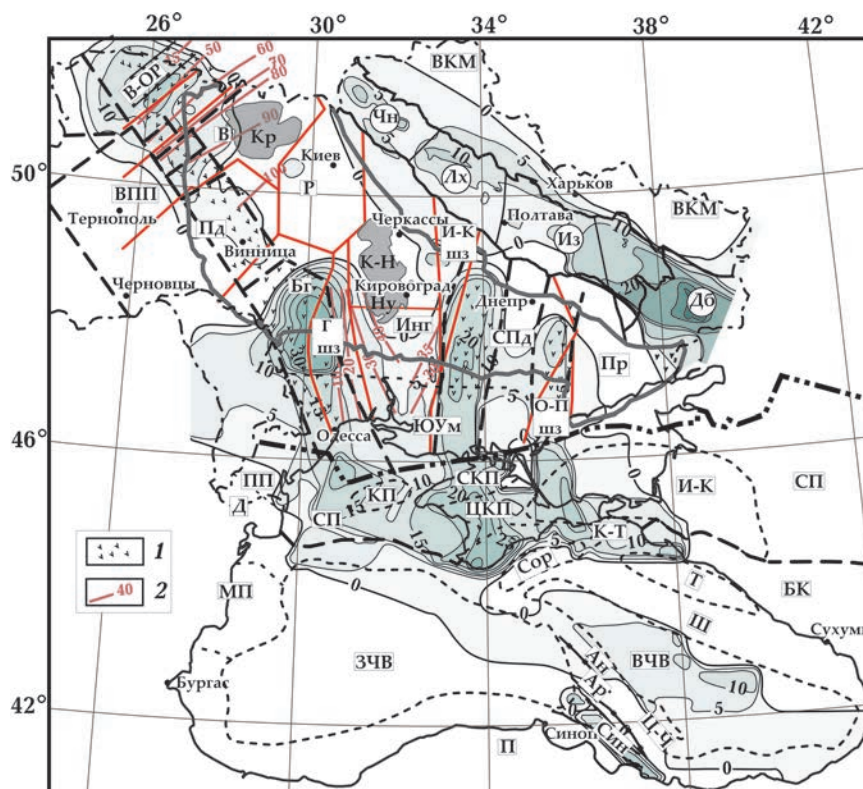


Рис. 11. Схема распространения и мощности коромантийной смеси, км: 1 — области распространения КМ на УЩ по данным ГСЗ; 2 — изолинии глубин залегания поверхности полого наклонных глубинных разломов, км, по [Старостенко и др., 2007]. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 11. Scheme of distribution and thickness of the crust-mantle mixture, km: 1 — areas of distribution of the crust-mantle mixture at the USH according to the DSS data; 2 — isolines of the depths of the surface of gently inclined deep faults, km after [Старостенко и др., 2007]. For other legends see Fig. 1.

выраженному в процентах, выполнена ее типизация.

По результатам трехмерного гравитационного моделирования схемы типов коры были построены ранее для отдельных регионов: для УЩ, ДДВ и Донбасса в соавторстве с П.Я. Куприенко и И.К. Пашкевич [Старостенко и др., 2007; Старостенко и др., 2017в]; для Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий в соавторстве с О.М. Русаковым [Старостенко и др., 2019].

В обобщенной схеме типов коры для Украины и сопредельных территорий (рис. 12) выделено четыре основных типа коры, которые характеризуют неоднородность современной консолидированной коры региона в целом: гранитный, гранитно-диоритовый, диоритовый и базальтоидный.

Следует отметить достаточно условные интервалы вклада слоев в мощность коры для принятых типов. Они составляют практически непрерывный ряд, но главный принцип соблюден для гранитного, диоритового и базальтоидного типов, где вклад соответствующих слоев составляет 0,4—0,5 и больше от полной мощности консолидированной коры. Чтобы четко зафиксировать расчлененность нижнего слоя земной коры, который по классификации методом ГСЗ считается нераздельным, в базальтоидном типе коры выделено три подтипа: подтип 1 с содержанием в нем базальта 40—70 %, подтип 2, в котором его количество увеличивается до 70—90 %, и подтип 3, который полностью состоит из базальта.

Гранитный тип коры характерен для:

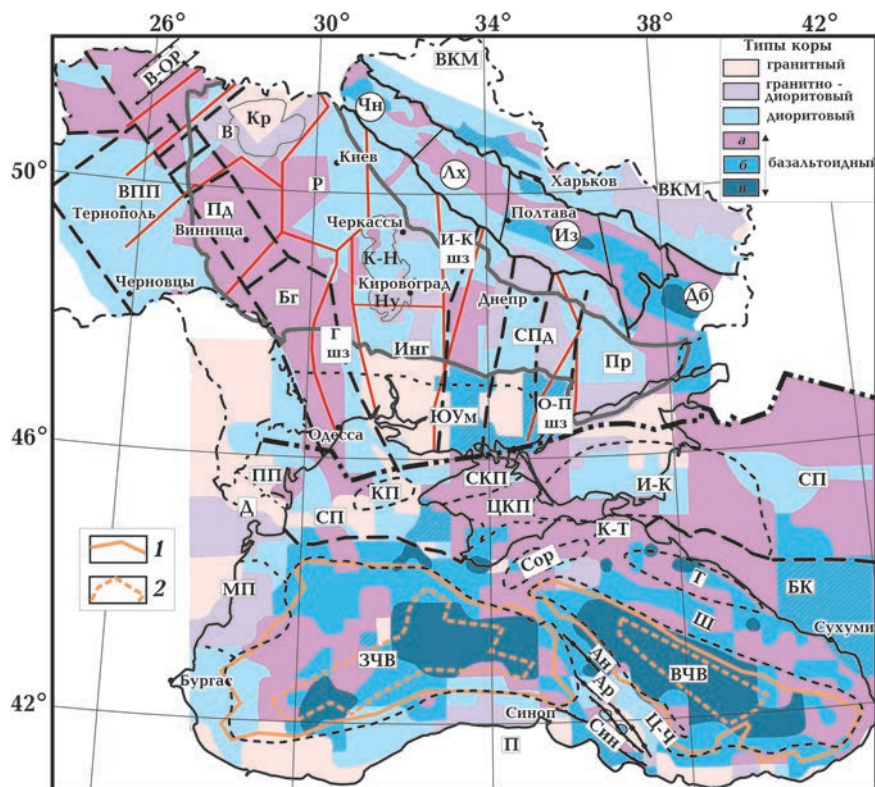


Рис. 12. Типизация земной коры Украины и прилегающих территорий по соотношению ее главных слоев. Области коры, по [Nikishin et al., 2015]: 1 — сильно растянутой континентальной; 2 — океанической. Подтипы базальтоидного типа коры с содержанием в нем базальта: подтип 1 — 40—70 % (а), подтип 2 — 70—90 % (б), подтип 3 — 100 % (в). Штриховкой показан тип коры, характеризующийся присутствием в разрезе «базальтового» и «гранитного» слоев (при отсутствии или очень малой мощности «диоритового»). Другие условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 12. Typification of the Earth's crust of Ukraine and adjacent territories according to the ratio of its main layers. Areas of the crust after [Nikishin et al., 2015]: 1 — highly rifted crust; 2 — oceanic crust. Subtypes of the basaltoid type of crust with basalt content in it: subtype 1 — 40—70 % (a), subtype 2 — 70—90 % (b), subtype 3 — 100 % (v). The shaded type shows the type of crust, characterized by the presence in the section of «basalt» and «granite» layers (in the absence or very low thickness of «diorite»). For other legends see Fig. 1.

Коростенского плутона; отдельных частей южного склона УЩ, примыкающих к Ингульскому и центральной части Среднеприднепровского мегаблока; блоков Южно-Украинской моноклинали, которые расположены между областями ступеней в разделе Мохо; области, расположенной к северу от Индоло-Кубанского прогиба, примыкающей к Приазовскому мегаблоку УЩ; отдельных блоков в восточной части Скифской и Мизийской плит; хребта Архангельского и отдельных областей на юге Черноморского мегабассейна.

Гранитно-диоритовый тип коры при-

сутствует в Волинском, Ингульском и Среднеприднепровском мегаблоках УЩ. В Волинском мегаблоке он оконтуривает с запада, юга и востока область распространения коры гранитного типа. В Ингульском мегаблоке гранитно-диоритовый тип коры присутствует на крайнем юго-востоке Корсунь-Новомиргородского плутона, в Новоукраинском массиве, в юго-западной части мегаблока, которая с востока ограничена Западно-Ингулецким разломом, а также в области, расположенной на северо-восток от Корсунь-Новомиргородского плутона (в районе г. Черкассы). В западной

и восточной частях Среднеприднепровского мегаблока гранитно-диоритовый тип коры представлен узкими полосами, которые продолжаются на северный склон УЩ.

Гранитно-диоритовый тип коры также распространен в Добруджи, в шельфовой части Мизийской плиты и в северо-восточной части ВКМ. Отдельные небольшие фрагменты этого типа коры наблюдаются в Черноморской мегавпадине, в восточной части СП, а также в юго-западной части Приазовского мегаблока УЩ.

Диоритовый тип коры распространен на большей площади платформенной части ВЕП. Он присутствует в юго- и северо-западных частях Волынского, на значительной части Росинского, Ингульского, Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков УЩ; в бортовых частях ДДВ и на большей части ВКМ и ВПП.

Диоритовый тип коры наблюдается в восточной части Южно-Украинской моноклинали и в отдельных блоках СП: в районе северо-западного шельфа Черного моря, в центральной части Индоло-Кубанского прогиба и к востоку от него. Этот тип коры фрагментарно присутствует на западном шельфе и южнее ЗЧВ, а также к северо-востоку от хребта Архангельского.

Подтип 1 базальтоидного типа с содержанием в нем базальта 40—70 % распространен в северной части ВПП, Подольском мегаблоке УЩ, на значительной части Бугского, в западной части Голованевской шовной зоны, центральной части ДДВ (в Лохвицком, Изюмском и Донбасском сегментах), восточной части Южно-Украинской моноклинали, в Крыму, в локальных областях на северо-восточном шельфе Черного моря, в восточной и западной частях Индоло-Кубанского прогиба и в Синопской впадине. Отдельными фрагментами этот тип коры зафиксирован в юго-западной части Росинского, в западной части Среднеприднепровского и в восточной части Приазовского мегаблока УЩ, Черниговском сегменте ДДВ, на поднятии Шатского, в восточной части ЗЧВ и ВЧВ, а также в восточной части СП.

Подтип 2 базальтоидного типа, в ко-

тором количество базальта увеличивается до 70—90 %, распространен в центральных частях Изюмского и Донбасского сегментов ДДВ, в ЗЧВ и ВЧВ. Фрагментарно он фиксируется на поднятии Шатского, а также во впадинах Сорокина и Туапсинской. На Украинском щите этот тип коры отсутствует.

Подтип 3 базальтоидного типа, который полностью состоит из базальта, наблюдается в ДДВ (Изюмский сегмент), Донбассе и в Черноморской мегавпадине. В ВЧВ он охватывает практически всю акваторию, а в ЗЧВ присутствует в двух областях: на востоке (большой по размерам) и юго-западе (незначительных размеров). В виде отдельных локальных участков он наблюдается на северной периферии Черного моря в области интенсивных положительных гравитационных аномалий. На Украинском щите этот тип коры также отсутствует.

В целом, можно отметить, что на западе *Украинского щита* преобладает базальтоидный (подтип 1) тип коры с содержанием в нем базальта 40—70 %, на востоке — диоритовый и гранитно-диоритовый. Таким образом, присутствует региональная закономерность уменьшения основности коры щита с запада на восток. Уменьшение основности наблюдается и в шовных зонах от базальтоидного (подтип 1) и диоритового типов коры в Голованевской и Ингулецкого-Криворожской шовных зонах до диоритового типа коры в Орехово-Павлоградской.

За пределами *Днепровско-Донецкой впадины* распространен преимущественно диоритовый тип коры. Что касается состава консолидированной коры собственно ДДВ, то на фоне коры диоритового здесь фиксируется кора базальтоидного типа. Ее основность увеличивается с северо-запада на юго-восток. Осевому рифту почти везде соответствует подтип 1 базальтоидного типа коры, на фоне которого в Изюмском сегменте и Донбассе появляются подтипы 2 и 3. Исключение составляет западная часть Черниговского сегмента, где подтип 2 базальтоидного типа связан с интенсивным

проявлением основного магматизма. Асимметричная картина распределения типов коры относительно оси рифта отмечается в Лохвицком и Изюмском сегментах, в которых кора подтипа 1 базальтоидного типа коры характеризуется повышенной намагниченностью «диоритового» и «базальтового» слоев. В западной части Черниговского сегмента и в Донбассе глубинные магнитные тела частично относятся к подтипу 2 базальтоидного типа [Старостенко и др., 2017б].

Учитывая то, что в отличие от УЩ и ВКМ, практически во всей ДДВ КМ составляет 20 % и более от мощности «базальтового» слоя, прогнозная петрологическая характеристика типов коры в ДДВ в некоторой степени условна, так как не учитывает степень переработки первичной коры в процессе рифтообразования, отраженной в относительной доле КМ в «базальтовом» слое, и степень уплотнения «диоритового» и «гранитного» слоев. Область распространения КМ свидетельствует о неравномерном и асимметричном преобразовании материала коры относительно осевого рифта. Неравномерное «растекание» КМ (см. рис. 11) может быть обусловлено пульсирующим проявлением главных импульсов рифтинга — ранним и поздним франским и ранним и поздним фаменским, с которыми связаны активизация продольных и поперечных систем разломов, мантийная декомпрессия и подъем магмы к поверхности [Старостенко и др., 2017в].

При сравнении неоднородности подкоровых частей литосферы (см. рис. 8 из работы [Старостенко и др., 2017б]) с типами коры (см. рис. 12) установлено, что подтипы 2 и 3 базальтоидного типа в Изюмском сегменте ДДВ и Донбассе развиты в осевом рифте в области «переслаивания» положительных и отрицательных аномалий скорости по данным сейсмоотографии [Гейко и др., 2005; Цветкова, Бугаенко, 2012; Шумлянская и др., 2014], что, вероятно, служит показателем дополнительной переработки коры.

При сравнении схемы типов консолидированной коры (см. рис. 12) со схемой

разломной тектоники ДДВ (см. рис. 6.1 из работы [Старостенко и др., 2015а]) и схемой процентного вклада КМ в мощность «базальтового» слоя (см. рис. 14 из работы [Старостенко и др., 2017в]) определена принадлежность линейных зон повышенного содержания КМ к границам блоков различных типов коры. Из приведенных данных следует, что каждый сегмент ДДВ характеризуется своими особенностями преобразования нижней коры, а более интенсивная ее переработка мантийным материалом связывается с продольными глубинными разломами. Здесь уместно отметить, что следствием переработки можно объяснить уплотнение «диоритового» и «базальтового» слоев в пределах осевого рифта и его бортовых частей в Лохвицком и Изюмском сегментах [Старостенко и др., 2017в].

Итак, преобладающим на бортах и в прибортовых зонах ДДВ является гранитно-диоритовый тип коры, а подтипы 2 и 3 базальтоидного типа присутствуют в центральной зоне ДДВ и Донбассе, что указывает на увеличение основности от бортов к центру впадины, тем самым подтверждая наличие осевого уплотнения.

Областям сильно растянутой континентальной коры *Черноморской мегавпадины*, которые выделены в работе [Nikishin et al., 2015], соответствуют подтипы 1 и 2 базальтоидного типа коры с содержанием в них базальта 40—70 и 70—90 % соответственно. Области океанической коры [Nikishin et al., 2015] по данным трехмерного гравитационного моделирования дифференцированы, разбиты на блоки, которые имеют разное содержание базальта и по-разному проявляются в обеих впадинах. В ВЧВ им соответствует подтип 3 базальтоидного типа коры с содержанием в нем базальта 100 %. В ЗЧВ такой тип коры присутствует только в северо-восточной и юго-западной частях, а на остальной территории, в области распространения океанической коры, наблюдаются подтипы 1 и 2 базальтоидного типа коры с меньшим содержанием базальта. В целом в ЗЧВ присутствуют включения диоритового типа и распространение типов

коры имеет мозаичный вид. Следовательно, можно сделать вывод о том, что основность коры ВЧВ больше, чем ЗЧВ. Таким образом, в Черноморской мегавпадине и прилегающих территориях преобладают подтипы 1 и 2 базальтоидного типа коры. Исключение составляют западная и южная ее части, а также восточная часть СП [Старостенко и др., 2019].

На юго-западе Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и в западной части Корсунь-Шевченковского массива рапакививидных гранитов в Ингульском мегаблоке УЩ, в северной прибортовой зоне ДДВ, на ВЕП к северу от Крыма, в западной части СП, в центральной части ЗЧВ и северо-западнее Синопской впадины фиксируется особый тип коры, характеризующийся присутствием в разрезе «базальтового» и «гранитного» слоев (при отсутствии или очень малой мощности «диоритового») (см. рис. 12).

Обсуждение результатов. Уменьшение основности земной коры УЩ с запада на восток подтверждает сделанный ранее вывод [Схема ..., 1992] о существовании в юго-западной части ВЕП (Сарматии) Западного, Центрального и Восточного надструктурных элементов, разделенных трансрегиональными тектоническими швами Херсон—Смоленск и Донецк—Брянск и отличающихся средней мощностью коры, ее составом, структурным планом и дифференциацией рельефа раздела Мохо [Чекунов, 1972; Старостенко и др., 2002; Очерки ..., 2018].

Для Западного надструктурного элемента, который включает Волынский, Подольский, Росинский, Бугский мегаблоки, Голованевскую шовную зону и западную часть Ингульского мегаблока УЩ, а также их продолжение на его склоны, характерна дифференцированная мощность земной коры с максимальными глубинами раздела Мохо более 65 км (см. рис. 2). Наиболее высокое положение раздела Мохо (меньше 40 км) совпадает с Коростенским и Корсунь-Новомиргородским плутонами габбро-анортозит-рапакиви. Состав коры изменяется от гранитного до базальтоидно-

го (подтип 1 с содержанием в нем базальта 40—70 %). Последний наиболее здесь распространен. Следует отметить, что по результатам трехмерного гравитационного моделирования большая часть Голованевской шовной зоны в пределах щита принадлежит базальтоидному типу коры, несмотря на «нормальную» мощность коры в ее восточной части [Очерки ..., 2018]. В западном элементе четко выделяются структуры раздела Мохо северо-западного простирания вдоль юго-западной границы УЩ параллельно границе ВЕП. На крайнем северо-западе УЩ формы рельефа раздела Мохо резко изменяют направление на северо-восточное, что может быть связано с зоной сочленения двух сегментов ВЕП — Фенноскандии и Сарматии [Bogdanova et al., 1996].

В отличие от Западного, Центральный надструктурный элемент резко дифференцирован как по составу коры, так и относительно структур раздела Мохо. Он охватывает восточную часть Ингульского мегаблока, Среднеприднепровский мегаблок и западную часть Приазовского мегаблока УЩ. Здесь преобладают субмеридиональные прогибы (более 50—55 км) и подъемы (до 35—40 км) раздела Мохо, которые разделяются глубинными ступенями этого раздела [Створення ..., 2006]. Состав коры в этом элементе изменяется от гранитно-диоритового до подтипа 1 базальтоидного типа. Однако в целом кора имеет меньшую мощность и основность по сравнению с Западным элементом.

В Восточном надструктурном элементе средняя мощность коры уменьшается еще больше (40—45 км), а ее состав становится еще более кислым. Шов Донецк—Брянск фиксируется слабым линейным поднятием раздела Мохо.

В структурном отношении можно выделить некоторые закономерности, которые относятся к рельефу раздела Мохо, мощности и составу коры. Так, в пределах платформенной части ВЕП наблюдается соотношение внутрикоровых и мантийных наклонных разломов и КМ, которая расположена в северо-западной части УЩ и

к северо-западу от щита, где ее мощность более 15 км. Здесь в рельефе раздела Мохо преобладают структуры северо-восточного простираения, которые связаны с Вольно-Полесским вулканическим поясом и Вольно-Оршанским рифтом и уходят за пределы щита на юго-запад и юго-восток.

Наиболее интенсивные прогибы раздела Мохо относятся к межмегаблоковым шовным зонам. Они, как правило, смещены относительно границ этих зон на докембрийском фундаменте и соединены с пологими внутрикоровыми разломами. Примером могут быть Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны. В первой наблюдается сложная картина падающих в разные стороны внутрикоровых разломов (см. рис. 11), аномально большая мощность коры (больше 65 км) и КМ (20—30 км), 20-километровая ступень в рельефе подошвы коры при переходе к плоскому рельефу раздела Мохо и уменьшение мощности коры под Ингульским мегаблоком УЩ. Во второй строение коры имеет асимметричный вид, а максимальная мощность коры (больше 55 км) и КМ (15—20 км) смещены в западную часть Среднеприднепровского мегаблока УЩ (см. рис. 2, 11). На докембрийском фундаменте в краевых частях проекций прогибов раздела Мохо отмечаются области максимального проявления архей-раннепротерозойского базит-ультрабазитового магматизма, тогда как позднепротерозойские и более молодые магматические образования зафиксированы в блоках с плоским или антиклинальным характером рельефа раздела Мохо (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны и Восточно-Приазовский массив, Вольно-Оршанский рифт) [Створення ..., 2006].

Закономерностью в строении коры УЩ является сочетание поднятий раздела Мохо с симметричным расположением пологих разломов относительно этих поднятий. Так, в Ингульском мегаблоке на геотраверсе VIII такой осью симметрии является трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск, к которому разломы наклонены навстречу друг другу со сторо-

ны Голованевской и Западно-Ингулецкой шовных зон. В Среднеприднепровском мегаблоке разломы, наоборот, наклонены в разные стороны от поднятия раздела Мохо [Литосфера ..., 1988].

В ДДВ, где глубинные разломы также падают навстречу друг другу, мощность базальтового слоя увеличивается, несмотря на уменьшение мощности коры, отмечается сокращение мощности (иногда до полного исчезновения) «гранитного» слоя и присутствуют участки небольшой мощности КМ в Черниговском и Лохвицком сегментах. Максимальная мощность КМ по данным трехмерного гравитационного моделирования зафиксирована в Донбассе (более 30 км), что подтверждается данными сейсмометрии [Ильченко, Степаненко, 1998].

Таким образом, проанализировав мощность коры (см. рис. 2), ее основность (см. рис. 12) и структурный план форм рельефа раздела Мохо (см. рис. 2), можно сделать вывод о том, что они отражают, в первую очередь, историю формирования и активизации земной коры. Платформенная часть территории Украины имеет три структурных плана форм рельефа подошвы коры: субмеридиональный, по всей видимости, наиболее древний (восточная часть УЩ и его склонов), северо-восточный (зона сочленения Фенноскандии и Сарматии) и северо-западный (юго-западная окраина УЩ, которая совпадает с простиранием юго-западной границы ВЕП, и платформенная рифей-палеозойская структура ДДВ). Альпийское складчатое сооружение Крыма характеризуется согласным с его простираением прогибом раздела Мохо [Створення ..., 2006; Очерки ..., 2018]. Субмеридиональный структурный план рельефа подошвы коры, который характерен для восточной части УЩ и ВЕП, продолжается в восточную часть СП. ВЧВ характеризуется структурами раздела Мохо северо-западного, а ЗЧВ и западная часть СП субширотного простираения.

Мощность гранитного слоя также в значительной степени отражает возраст и тип активизации коры. Районы, в которых от-

существует «гранитный» слой, расположены в разных по возрасту тектонических регионах. Состав коры в них в основном базальтоидный всех подтипов с содержанием базальта от 40 до 100 %. Вполне вероятно, что причиной отсутствия слоя является рифтогенез (растяжение коры и частичное внедрение пород основного состава в верхние части земной коры) [Литосфера ..., 1989]. Например, отсутствие или утонение в осевом рифте ДДВ «гранитного» слоя дорифтовой коры, сохранившегося лишь фрагментарно в Черниговском и Изюмском сегментах, может быть признаком интенсивности растяжения на начальной стадии пассивного рифтогенеза [Старостенко и др., 2017в].

«Гранитный» слой отсутствует практически во всей ВЧВ, за исключением крайней южной и северо-западной частей, в ЗЧВ слой отсутствует в ее южной и юго-восточной частях и совпадает с областью распространения океанической коры [Nikishin et al., 2015] (см. рис. 8, 12). Такие отличия в распространении областей отсутствия «гранитного» слоя, по всей видимости, связаны с различиями в механизмах образования ВЧВ и ЗЧВ. Рифтогенез Черного моря начался на континентальной коре, сложенной мозаикой террейнов с возрастом от докембрия до раннего мезозоя, которые последовательно причленились друг к другу в результате многократно повторяющихся эпизодов аккреции [Русаков, Пашкевич, 2018]. Предрифтовая континентальная литосфера была разделена на два крупных блока Одесско-Синопской зоной докембрийского заложения. Эта зона неоднократно испытывала активизацию вплоть до настоящего времени [Кравченко и др., 2004; Kutas et al., 2004] и обусловила индивидуальную эволюцию ЗЧВ и ВЧВ, что проявилось в унаследованности различных реологических параметров предрифтовой литосферы [Старостенко и др., 2010; Starostenko et al., 2015a]. Согласно работе [Русаков, Пашкевич, 2018], рифтинг зарождающейся во второй половине раннего мела ЗЧВ, за исключением ее восточной части, был обусловлен перемещением Стам-

бульского террейна по двум параллельным глубинным право- и левосторонним сдвигам. По мнению авторов [Егорова и др., 2018], рифтогенез в ЗЧВ приурочен к бортовым зонам, которые, возможно, контролировали шовные зоны между Скифской и Мизийской плитами на севере и между последней и Анатолийской плитами на юге. При изменении общей геодинамической обстановки в Черноморской мегавпадине в конце мела эти зоны могли быть активизированы с «включением» рифтогенных процессов. В.П. Коболев [Коболев, 2016] считает первопричиной рифтогенеза в ЗЧВ тройное сочленение рифтов в ее центральной части. Механизм образования ВЧВ с тонкой корой субокеанического или континентального типа, согласно [Коболев, 2016; Егорова и др., 2018], связан с раздвигом, т. е. разрывом сплошности коры и литосферы с формированием узкой рифтовой зоны северо-западного простирания («щелевой» рифт). По мнению авторов работы [Русаков, Пашкевич, 2018], ВЧВ, а также восточная часть ЗЧВ образовались в результате вращения против часовой стрелки крупного континентального блока.

Утонение или выклинивание «диоритового» слоя также можно рассматривать как следствие растяжения коры на начальном этапе [Старостенко и др., 2017в]. Утонение слоя наблюдается в Изюмском и Донбасском сегментах ДДВ с выклиниванием в локальной области последнего. Полностью «диоритовый» слой отсутствует в ВЧВ за исключением ее крайней северо-восточной части. В ЗЧВ этот слой представлен обширной нулевой областью в ее восточной части и небольшими локальными областями в западной (см. рис. 9). Согласно [Русаков, Пашкевич, 2018], восточная часть ЗЧВ не была вовлечена в формирование западной части ЗЧВ и принадлежит к осадочным бассейнам типа пулл-апарт, которые распространены в условиях сдвигов и наличия растяжения. Эта часть ЗЧВ является суммарным результатом погружения восьми меньших по размеру пулл-апартных бассейнов, область распространения которых совпадает

с областью отсутствия «диоритового» слоя.

Основность коры территории Украины и смежных регионов достаточно дифференцирована, наиболее основна безгранитная кора, в которой процентное содержание базальтов составляет от 40 до 100 %.

Выводы. 1. Данные о структуре раздела Мохо в пределах изучаемой территории свидетельствуют о достаточно сложном глубинном строении коры и сильно дифференцированном рельефе ее основания. Территорию Украины и сопредельных регионов условно можно разделить на два больших по площади сегмента. *Восточно-Европейский* с толстой корой, который охватывает УЩ, Южно-Украинскую моноклиналь, восточную часть Донбасса, СП, склон ВКМ и северо-западную часть ВПП. Сегмент с тонкой корой, *Черноморский*, более однороден, и включает в себя всю Черноморскую мегавпадину и западную часть СП. Мощность коры в сегменте не превышает 30—35 км. Граница между двумя сегментами проходит по глубинным разломам.

2. Впервые для территории Украины и смежных регионов по результатам трехмерного гравитационного моделирования построены:

– схемы распределения плотности на определенных глубинах (поверхность фундамента, 10, 20, 30 км, раздел Мохо);

– схемы мощностей условно выделенных «гранитного», «диоритового», «базальтового» слоев (в зарубежной литературе это верхняя, средняя, нижняя кора) и коромантийной смеси.

3. Самый мощный слой коромантийной смеси наблюдается на севере ВПП, в Донбасском сегменте ДДВ, Голованевской шовной зоне УЩ, западной части Среднеприднепровского мегаблока УЩ, западной части Крыма. На УЩ, его южном и западном склонах и в Южно-Украинской моноклинали КМ приурочена к ступеням на разделе Мохо. Далее она распространяется на юг в район СП, южная граница которой ограничивает ее распространение в пределы Черноморской мегавпадины, где

смесь присутствует только в Синопской и центральной части ВЧВ.

4. Впервые для Украины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования определены гранитный, гранитно-диоритовый, диоритовый и базальтоидный типы коры. На западе УЩ преобладает подтип 1 базальтоидного типа коры с содержанием в нем базальта 40—70%, на востоке — диоритовый и гранитно-диоритовый. Таким образом, присутствует региональная закономерность уменьшения основности коры щита с запада на восток. Уменьшение основности наблюдается и в шовных зонах от подтипа 2 базальтоидного и диоритового типов коры в Голованевской шовной зоне к подтипу 1 базальтоидного и диоритового типов в Ингулецко-Криворожской шовной зоне и диоритового в Орехово-Павлоградской. В ДДВ основность коры увеличивается с северо-запада на юго-восток, подчиняясь сегментации структуры. В Черноморской мегавпадине и прилегающих территориях преобладает базальтоидный тип коры всех подтипов. Исключение составляют западная и южная ее части, а также восточная часть СП, где преобладают гранитно-диоритовый и диоритовый типы коры. Основность коры ВЧВ больше, чем ЗЧВ.

5. Впервые выделен тип коры, характеризующийся присутствием в разрезе «базальтового» и «гранитного» слоя (при нулевой или очень малой мощности «диоритового» слоя). Подобный тип коры присутствует в Ингульском мегаблоке УЩ, в северной бортовой зоне ДДВ, а также в Черноморской мегавпадине.

Благодарность. Автор выражает глубокую благодарность В.И. Старостенко за ценные замечания при обсуждении работы, И.К. Пашкевич и О.М. Русакову за конструктивные дискуссии и полезные советы по редактированию схемы типов коры. Автор очень признательна О.В. Легостаевой за программы, благодаря которым были построены схемы распределения плотности на различных глубинах, и А.С. Савченко за помощь в подготовке графики.

Список литературы

- Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790>.
- Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 124—144.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наук. думка, 1985. 212 с.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Русаков О.М., Соловьев В.Д., Старостенко В.И. Неоднородности тектоносферы Черного моря по результатам изучения геофизических полей. *Геофиз. журн.* 1987. Т. 9. № 3. С. 34—44.
- Бурьянов В.Б., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старостенко В.И. Геологическая природа Радильной и Губкинской гравитационных аномалий Западного Черноморья. *Геофиз. журн.* 1999б. Т. 21. № 1. С. 95—106.
- 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. Геологическая природа Синопского тектонического узла Южного Черноморья. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 4. С. 37—48.
- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 5. С. 17—31.
- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая трехмерная плотностная модель. *Геофиз. журн.* 1999а. Т. 21. № 4. С. 20—39.
- Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И. О строении земной коры Горного Крыма. *Советская геология.* 1974. № 7. С. 112—119.
- Галецкий Л.С., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Товщина земної кори і металогенія Українського щита. *Доп. АН УССР. Сер. Б.* 1985. № 10. С. 12—16.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3D P-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 927—939.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Гл. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1987. 151 с.
- Геотектоника Вольно-Подолки. Отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 243 с.
- Гинтов О.Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита. В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. Киев: Наук. думка, 1972. С. 74—84.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 568 с.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин. *Физика Земли.* 2010. № 6. С. 49—66.
- Гордиенко В.В. Плотностные модели текто-

- носферы территории Украины. Киев: Интелект, 1999. 100 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев: Наук. думка, 2012. 193 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Донбасс (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2015. 123 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Пек Й., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвин пресс, 2006. 144 с.
- Горная энциклопедия. Т. 5. СССР—Яшма. Гл. ред. Е.А. Козловский. Москва: Советская энциклопедия, 1991. 541 с.
- Егорова Т.П. Трехмерное гравитационное моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. I. Осадочная толща. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 5. С. 109—119.
- 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>.
- Егорова Т.П., Козленко В.Г. Детализация плотностной модели осадочной толщи юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 3. С. 139—152.
- Егорова Т.П., Козленко В.Г., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии. Тектоносфера Черноморского региона. В кн.: Геофизические параметры литосферы юного сектора Альпийского орогена. Киев: Наук. думка, 1996. С. 73—89.
- Егорова Т.П., Старостенко В.И., Коболев В.П., Гобаренко В.С. Черноморская впадина. В кн.: Старостенко В.И., Гинтов О.Б. (Ред.),
- Очерки геодинамики Украины. Киев: ВІ ЕН ЕЙ, 2018. С. 81—101.
- 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, М.В. Муратов, С.И. Субботин, Б.Г. Балавадзе. Москва: Наука, 1975. 358 с.
- Ильченко Т.В. Глубинное строение северо-западной части Украинского щита вдоль профиля ГСЗ Шепетовка—Чернигов. *Доп. НАН України.* 2001. № 8. С. 97—102.
- Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 3. С. 36—50.
- Ильченко Т.В., Бухарев В.П. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка—Чернигов). *Геофиз. журн.* 2001. Т. 23. № 3. С. 72—82.
- Ильченко Т.В., Пашкевич І.К., Каратаєв Г.І. Взаємозв'язок складу і потужності земної кори Українського щита. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1988. № 4. С. 13—16.
- Ильченко Т.В., Степаненко В.И. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 95—105.
- Кендзера О.В., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Легостаева О.В., Гринь Д.М., Коломієць К.В., Толкунов А.П., Чулков С.С. Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України. Київ: Наук. думка, 2019. 198 с.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: Прастыя луды, 2013. 500 с.
- Коболев В.П., Козленко Ю.В., Корчагин И.Н., Соловьев В.Д. Геофизические поля и особенности глубинного строения Ломоносовского подводного палеовулканического центра. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 6. С. 72—76.
- Коболев В.П. Плюм-тектонический сценарий

- рифтинга и эволюции мегавпадины Черного моря. *Доп. НАН України*. 2016. № 11. С. 52—60. <https://doi.org/10.15407/dopovidi.2016.11.052>.
- Козленко В.Г. Интерпретация плотностной и скоростной моделей коры Днепровско-го грабена. *Геофиз. журн.* 1989. Т. 11. № 6. С. 27—40.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В. Гравитационное моделирование литосферы центральной части Крымско-Черноморского региона. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2016. № 3. С. 5—17.
- Козленко Ю.В., Козленко М.В. Развитие центральной части северо-западного шельфа Черного моря в мезокайнозой по сейсмическим данным. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013а. № 3. С. 102—113.
- Козленко В.Г., Козленко М.В. Строение земной коры переходной зоны Днепровско-Донецкого авлакогена по данным сейсмогравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 5. С. 162—178.
- 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.* 2013б. Т. 35. № 4. С. 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420>.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В. Структура литосферы и эволюция осадочного чехла центральной части северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 65—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116025>.
- 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>.
- Кравченко С.Н, Орлюк М.И, Русаков О.М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 2. С. 135—145.
- Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 1989. 247 с.
- Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 261 с.
- Красовський С.С., Коньков Г.Г., Бур'янов В.В. Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. Київ: Наук. думка, 1973. 167 с.
- Красовский С.С., Куприенко П.Я. Плотностная модель. В кн.: Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1988. С. 36—46.
- Кук К.Л. Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. В кн.: Система рифтов земли. Москва: Мир, 1970. С. 150—173.
- Купрієнко П.Я., Гейко В.С., Трипільський О.А., Красовський С.С., Цветкова Т.О., Трипільська В.О., Ліванова Л.П. Зіставлення швидкісної та щільнісної моделей глибинних структур за профілем ГСЗ Миколаїв—Канів. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1984. № 11. С. 11—14.
- Куприенко П.Я., Красовский А.С., Пономарева Т.И. Плотностная модель земной коры юго-западной части Украинского щита и прилегающих структур по данным объемного гравитационного моделирования: 32-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики комплексной интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005. С. 146—148.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней

- мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007а. Т. 29. № 5. С. 3—27.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007б. Т. 29. № 2. С. 17—41.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. №6. С. 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>.
- Кутас Р.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Макаренко И.Б., Бугаенко И.В. Общие сведения. В кн.: Очерки геодинамики Украины. Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. С. 17—23.
- Кутас Р.И., Пашкевич И.К. Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 4. С. 21—36.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Отв. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1989. 187 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1987. 167 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1993. 170 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988. 171 с.
- Макаренко И.Б. Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2019. 47 с.
- Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. *Доп. НАН України.* 2003. № 11. С. 113—120.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма. *Бюл. Моск. общества испытателей природы. Отг. геол.* 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3—22.
- Минц М.В. Сейсмические образы коромантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования. *Геофизические исследования.* 2016. Т. 17. № 1. С. 65—82.
- Омельченко В.Д. Анотований звіт «Геофізичні дослідження літосфери вздовж профілю ГСЗ Маріуполь—Феодосія—Чорне море (проект DOBRE-2)». Київ: Вид. Ін-ту геофізики НАН України, 2005. 12 с.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А. Украинский щит. В кн.: Очерки геодинамики Украины. Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. С. 24—36.
- Очерки геодинамики Украины. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. 465 с.
- Павленкова Н.И. Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 2. С. 3—48. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448>.
- Пашкевич И.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С. Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Очерки геодинамики Украины. Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. С. 310—323.
- Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 64—80. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150>.
- Пилипенко В.Н., Верпаховская А.О., Гизе П., Павленкова Н.И. Формирование изображения среды по волновым полям ГСЗ по про-

- филю SINCA-95 (Чили). *Геофизика*. 2006. № 4. С. 16—20.
- Пилипенко В.Н., Павленкова Н.И., Луосто У., Верпаховская А.О. Формирование изображений среды по сейсмограммам глубинного зондирования. *Физика Земли*. 1999. № 7-8. С. 164—176.
- Русаков О.М., Пашкевич И.К. Контроль глубинными разломами процессов раскрытия Черного моря. В кн.: *Очерки геодинамики Украины*. Киев: Изд. ВІЕНЕЙ, 2018. С. 251—261.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
- Соллогуб В.Б. Особенности строения полых разломных зон в пределах Центральной части Украинского щита по данным ГСЗ. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1987. № 3. С. 26—30.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение центральной и юго-восточной частей Европейского континента и задачи комплексного изучения литосферы. В кн.: *Тектоносфера Украины и других регионов СССР*. Киев: Наук. думка, 1980. С. 6—17.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины. *Геофиз. журн.* 1985. Т. 7. № 6. С. 43—54.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Куприенко П.Я., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Орлюк М.И., Цветкова Т.А. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 6. С. 3—31.
- Старостенко В.И., Козленко В.Г., Оганесян С.М., Шен Э.Л., Оганесян М.Г., Егорова Т.П., Дядюра Г.В. Трехмерное распределение плотности в коре Днепровского грабена. *Геофиз. журн.* 1986. Т. 8. № 6. С. 3—19.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В. Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 1. С. 28—41.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 3. С. 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089>.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2017г. Т. 39. № 5. С. 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 3. С. 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172>.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С. Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-auto). *Геофиз. журн.* 2015в. Т. 37. № 1. С. 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., Савченко А.С., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мега-впадины 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., Макаренко И.Б., Руса-

- ков О.М., Куприенко П.Я., Савченко А.С., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мега-впадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. II. Плотностные разрезы. *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 1. С. 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195462>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Геофизические неоднородности литосферы мега-впадины 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., Пашкевич И.К., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 6. С. 36—48.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С. Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины. *Доп. НАН України.* 2017 а. № 9. С. 84—94. <https://doi.org/10.15407/dopovid2017.09.084>.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. I. Глубинное строение. *Геодинаміка.* 2017 б. № 1 (22). С. 125—138. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.125>.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая интерпретация. *Геодинаміка.* 2017 в. № 2 (23). С. 83—103. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.083>.
- 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.
- Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Гладун В.В., Орлюк М.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Максимчук П.Я., Козленко Ю.В., Козленко М.В., Легостаева О.В., Лебедь Т.В., Савченко А.С. Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Галактика, 2015 а. 252 с.
- Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита. Звіт про науково-дослідну роботу. Київ: Ін-т геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 2006. 521 с.
- Стовба С.Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: Дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2008. 495 с.
- Стовба С.Н., Толкунов А.П., Майстренко Ю.П., Стифенсон Р.А., Баер У., Гаевский Д., Раббель В., Старостенко В.И., Тибо Г. Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ. В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. Вып. 2. С. 328—332.
- Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1 : 1000000. Подред. А.В. Чекунова. Киев: Госкомгеология, 1992. 6 л.
- Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. Отв. ред. В.Е. Хайн. Москва: Наука, 1981. 244 с.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хahalев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985, 215 с.
- Федченко Т.А., Анищенко Ю.В., Ганженко Н.С., Петровский А.П. Глубинное строение Оболонской астроблемы по результатам пространственного интегрального сейсмогравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 153—162. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111116>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмоотография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.

- <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Чебаненко И.И., Краюшкин В.А., Клочко В.П., Гожик П.Ф., Евдошук Н.И. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Киев: Наук. думка, 2002. 293 с.
- Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
- Чекунов А.В., Соллогуб В.Б. Земная кора — вопросы структуры и эволюции. *Геофиз. журн.* 1979. Т. 1. № 1. С. 19—35.
- Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Ильченко Т.В., Красовский С.С., Кутас Р.И., Пашкевич И.К., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Надежка Л.И., Дубянский А.И. Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 4. С. 3—22.
- Шумлянская Л.А., Трипольский А.А., Цветкова Т.А. Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36 № 4. С. 95—117. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116030>.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., & Orlyuk, M.I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1—21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00232-6).
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2004). The 1.8—1.74 Ga anorthosite-rapakivi granite Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3D geophysical reconstruction of the deep crustal structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE working groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: D. Gee, R.A. Stephenson (Eds), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Chekunov, A.V., Gavrish, V.K., Kutas, R.I., & Ryabchun, L.I. (1992). Dnieper-Donets paleorift. *Tectonophysics*, 208, 257—272. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90348-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90348-A).
- Collier, J.S., Buhl, P., Tome, M., & Watts, A.B. (1994). Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophysical Journal International*, 118, 159—180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb04681.x>.
- Kutas R. I., Paliy S. I., & Rusakov O. M. (2004). Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 24, 163—168. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0172-3>.
- Krawczyk, C.M., Stiller, M. & Dekorp-Basin Research Group. (1999). Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*, 314, 241—253. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00246-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00246-2).
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tuysuz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). 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.2014.08.018>.
- 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., 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., 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).
- Pavlenkova, N.I. (1996). Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. In R. Dmowska, & B. Saltzman (Eds.), *Advances in Geophysics* (Vol. 37, pp. 1—132). Academic Press Inc.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged 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).
- 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). Geol. Soc., London, *Memoirs*, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Schleder, Z., Krezsek, C., Turi, V., Tari, G., Kosi, W., & Fallan, M. (2015). Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross-Section Balancing. In P.J. Post, Jr., J.L. Coleman, N.C. Rosen, T. Roberts-Ashby, P. Kahn, M. Rowa (Eds.), *4th Annual GCSSEPM Foundation Perkins—Rosen Research Conference «Petroleum Systems in Rift Basins» Houston, TX, USA, 13—16 December* (pp. 509—520).
- 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., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedüs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, 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. (2013b). 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., Środa, P., Grad, M., Guterch, A., Fluh, 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 uppercrust across Crimea between the Azov Massif and the north-eastern 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). Geol. Soc., London, *Spec. Publ.*
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, 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. (2015b). 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. (2015a) Heterogeneous structure of the lithosphere in the

- Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Stephenson, R., & Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights on its origin from geodynamic models of modern analogues. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 11—21). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- 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). Berlin: Springer.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Yegorova T., & Gobarenko V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 23—42). Geol. Soc., London, Spec. Publ.

Density heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent territories from three-dimensional gravity modelling

I.B. Makarenko, 2021

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

The work was performed to study the density heterogeneity of the crust of Ukraine and adjacent regions analyzing detailed 3D gravity models of the following tectonic regions and separate structures: Dnieper-Donets Basin and Donbas, Ingulsky megablock, Golovanivska suture zone, latitudinal zones of fractures of the Ukrainian Shield, Black Sea megadepression and surrounding areas. The models are constructed on the basis of geological, petrophysical and seismic data along geotravers, DSS profiles, the modern WARR methods and are calculated using the automated software complex for interpretation of potential fields GMT-Auto. As a result, new information was obtained for the density distribution in the whole Earth's crust. The density distributions construct for the entire crust of Ukraine and adjacent regions at certain depths (surface of the basement, 10, 20, 30 km, Moho discontinuity). The thickness was determined for conditionally distinguished «granite», «diorite», «basalt» layers of the Earth's crust and crust-mantle mixture within the whole region of the study. Its values are graphically represented by isolines on the respective schematical maps. The resulting density inhomogeneity became the basis for constructing, for the first time in a three-dimensional version, a scheme for the predictive composition of the Earth's crust with typification according to the power ratios of its constituent layers. The heterogeneity of the present-day consolidated crust of the whole study area is characterized by granitic, granitic-dioritic, dioritic and basaltoid types. To clearly identify the dismemberment of the lower layer of the crust which is considered inseparable by the classification of the DSS method the basaltoid type is divided into 3 subtypes. The subtype 1 with a content of 40—70 % of basalt, subtype 2, where concentration of basalt increases to 70—90 % and subtype 3, which is composed only of basalt.

It has been established that the basicity of the Earth's crust of the USH changes from west to east, respectively, from basalt to diorite type. Decrease in crustal basicity is also observed in suture zones, namely from diorite and basaltoid type in Golovanivskii suture to basaltoid and diorite type in the Inguletsko-Kryvorizckii suture and diorite type in the Orikhivsko-Pavlogradskii suture. In the DDB the crustal basicity increases from northwest to southeast in accordance with the segmentation of this feature. The basaltoid type of the crust is predominant in the Black Sea megadepression and adjacent territories. For the first time, a type of crust was identified that does not coincide with the known ones and is characterized by the presence in the section of the «basalt» and «granite» layers (with a zero or very low «diorite» thickness). A similar type of bark is present in the Ingul megablock of the USH, in the northern side zone of the DDB, as well as in the Black Sea megadepression.

Key words: three-dimensional gravity modeling, density, «granite», «diorite» and «basalt» layers, types of consolidated crust, Ukraine and adjacent regions.

References

- Baranova, E.P., Yegorova, T.P., & Omelchenko, V.D. (2011). Detection of a waveguide in the basement of the northwestern shelf of the Black Sea according to the results of reinterpretation of the DSS materials of profiles 26 and 25. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(6), 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790> (in Russian).
- Baranova, E.P., Yegorova, T.P., & Omelchenko, V.D. (2008). Reinterpretation of seismic DSS materials and gravity modeling of the profiles 25, 28 and 29 in the Black and Azov Seas. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 30(5), 124—144 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Gordienko, V.V., & Zavgorodnyaya, O.V. (1985). *Geophysical model of the tectonosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Buryanov, V.B., Gordienko, V.V., Rusakov, O.M., Soloviev, V.D., & Starostenko, V.I. (1987). Inhomogeneities of the Black Sea tectonosphere according to the results of the study of geophysical fields. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 9(3), 34—44. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790> (in Russian).
- Buryanov, V.B., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., Orovetskiy, Yu.P., & Starostenko, V.I. (1999b). Geological nature of the Radial and Gubkinskaya gravity anomalies of the Western Black Sea region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 21(1), 95—106 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetskiy, Yu.P., & Starostenko, V.I. (1998). Geological nature of the Crimea-Caucasus gravity 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 junction of the Southern Black Sea region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 17(4), 37—48 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., & Starostenko, V.I. (1996). Crustal thickness and structure of the Black Sea basin by gravity modeling data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 18(5), 17—31 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., & Starostenko, V.I. & Legostaeva, O.V. (1999a). Eastern part of the Dnieper-Donetsk depression and Donbass: a new 3D density model. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 21(4), 20—39 (in Russian).
- Buryanov, V.B., & Pavlenkova, N.I. (1974). About the structure of the Earth's crust of the Mountainous Crimea. *Sovetskaya geologiya*, (7), 112—119 (in Russian).
- Galetskiy, L.S., Sollogub, V.B., & Chekunov, A.V. (1985). The thickness of the Earth's crust and the metallogeny of the Ukrainian Shield. *Dopovidi AN USSR. Ser. B*, (10), 12—16 (in Ukrainian).
- Geyko, V.S., Tsvetkova, T.A., Shumlyanskaya, L.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2005). Regional 3D *P* velocity model of the mantle of Sarmatia (southwest of the East European platform). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(6), 927—939 (in Russian).

- Shnyukov, E.F. (Ed.). (1987). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Tectonics*. Kiev: Naukova Dumka, 151 p. (in Russian).
- Chebanenko, I.I. (Ed.). (1990). *Geotectonics of Volyn-Podolia*. Kiev: Naukova Dumka, 243 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (1972). On the geological nature of the Golovanevsky gravity maximum of the Ukrainian Shield. In *Questions of geophysical research in Ukraine* (pp. 74—84). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 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. *Geofizicheskij Zhurnal*, 36(5), 26—63 <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Gobarenko, V.S., & Yegorova, T.P. (2010). The lithosphere structure and geodynamics of the West- and East Black Sea Basins. *Fizika Zemli*, (6), 49—66 (in Russian).
- Gordienko, V.V. (1999). *Density models of the tectonosphere of the territory of Ukraine*. Kiev: Intelkt, 100 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., & Tarasov, V.N. (2012). *Volyn-Podilsky plate (geophysics, deep processes)*. Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Logvinov, I.M., & Tarasov, V.N. (2015). *Donbass (geophysics, deep processes)*. Kiev: Logos, 123 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Pek, J., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2006). *Dnieper-Donets Basin (geophysics, deep processes)*. Kiev: Korwin Press, 143 p. (in Russian).
- Kozlovskiy, E.A. (Ed.). (1991). *Mining encyclopedia*. Vol. 5. USSR—Yashma. Moscow: Sovetskaya entsiklopediya, 541 p. (in Russian).
- Yegorova, T.P. (2000). A 3D gravity modeling of the crustal structure of the Dnieper-Donetsk Basin and Donbass. I. Sediments. *Geofizicheskij Zhurnal*, 22(5), 109—119 (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. *Geofizicheskij Zhurnal*, 34(5), 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662> (in Russian).
- Yegorova, T.P., & Kozlenko, V.G. (2003). Detailing of a density model of a sedimentary succession of the SE Dnieper-Donetsk Basin and West Donbas. *Geofizicheskij Zhurnal*, 25(3), 139—152 (in Russian).
- Yegorova, T.P., Kozlenko, V.G., Makarenko, I.B., & Starostenko, V.I. (1996). 3D density model of the Earth's crust and upper mantle. Tectonosphere of the Black Sea region. In *Geophysical parameters of the lithosphere of the young sector of the Alpine Orogen* (pp. 73—89). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kobolev, V.P., & Gobarenko, V.S. (2018). Black Sea depressions. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 81—101). Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Entin, V.A., Gintov, O.B., & Guskov, S.I. (2010). Once more on the nature of the Crimean gravitational anomaly. *Geofizicheskij Zhurnal*, 32(6), 119—134. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117452> (in Russian).
- Boulanger, Yu.D., Muratov, M.V., Subbotin, S.I., & Balavadze, B.G. (1975). *The Earth's crust and the history of the development of the Black Sea depression*. Moscow: Nauka, 358 p. (in Russian).
- Ilchenko, T.V. (2001). Deep structure of the northwestern part of the Ukrainian Shield along the Shepetivka—Chernigov DSS profile. *Dopovidy NAN Ukrayiny*, (8), 97—102 (in Russian).
- Ilchenko, T.V. (2002). The results of studies by the DSS method along the geotranssect EUROBRIDGE-97. *Geofizicheskij Zhurnal*, 24(3), 36—50 (in Russian).

- Ilichenko, T.V., & Bukharev, V.P. (2001). Velocity model of the Earth's crust and upper mantle of the Korosten pluton (Ukrainian Shield) and its geological interpretation (along the Shepetivka—Chernigov DSS profile). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 23(3), 72—82 (in Russian).
- Ilichenko, T.V., Pashkevich, I.K., & Karatayev, G.I. (1988). Relationship between the composition and capacity of the Earth's crust of the Ukrainian Shield. *Dopovidi AN USSR. Ser. B*, (4), 13—16 (in Ukrainian).
- Ilichenko, T.V., & Stepanenko, V.I. (1998). A velocity model of the Earth's crust and upper mantle of Donbass and its geological interpretation. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 20(2), 95—105 (in Russian).
- Kendzera, O.V., Omelchenko, V.D., Lysynchuk, D.V., Legostaeva, O.V., Gryn, D.M., Kolomyets, K.V., Tolkunov, A.P., & Chulkov, S.S. (2019). *Deep structure of the lithosphere and seismic hazard in Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 198 p. (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2013). *The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits*. Kiev: Prastyi ludy, 500 p. (in Russian).
- Kobolev, V.P., Kozlenko, Yu.V., Korchagin, I.N., & Soloviev, V.D. (1999). Geophysical fields and features of the deep structure of the Lomonosov submarine paleovolcanic center. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 21(6), 72—76 (in Russian).
- Kobolev, V.P. (2016). Plume-tectonic scenario of rifting and evolution of the Black Sea megadepression. *Dopovidi NAN Ukrayiny*, (11), 52—60. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2016.11.052> (in Russian).
- Kozlenko, V.G. (1989). Interpretation of Density and Velocity Models of the Dnieper Graben Crust. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 11(6), 27—40 (in Russian).
- Kozlenko, M.V., & Kozlenko, Yu.V. (2016). Gravity modelling the lithosphere of the Central Crimean-Black Sea region. *Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (3), 5—17 (in Russian).
- Kozlenko, Yu.V., & Kozlenko, M.V. (2013a). Development of the central part of the NW Black Sea shelf in meso-cenozoic from seismic data. *Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (3), 102—113 (in Russian).
- Kozlenko, V.G., & Kozlenko, M.V. (2007). The structure of the Earth's crust on the transition zone of the Dnieper-Donets aulacogen according to the data of seismic-gravity modeling. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 29(5), 162—178 (in Russian).
- Kozlenko, M.V., & Kozlenko, Yu.V. (2013b). Structure and development of the eastern part of northwestern shelf of the Black Sea (according to the results of geophysical data interpretation along II profile of CMRW). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(4), 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420> (in Russian).
- Kozlenko, M.V., & Kozlenko, Yu.V. (2014). The structure and evolution of lithosphere of the central part of the northwestern shelf of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(4), 65—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116025> (in Russian).
- Kozlenko, M.V., Kozlenko, Yu.V., & Lysynchuk, D.V. (2009). Deep structure of the Earth's crust of the western part of the Black Sea according to the results of geophysical data comprehensive reinterpretation along the DSS profile 25. *Geofizicheskiy 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. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(1), 142—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116345> (in Russian).
- Kravchenko, S.N., Orlyuk, M.I., & Rusakov, O.M. (2003). A new approach to the interpretation of the regional West Black Sea magnetic anomaly. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 25(2), 135—145 (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1989). *Gravitational modeling of deep crustal structures and isostasy*. Kiev: Naukova Dumka, 247 p. (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1981). *Reflection of the dynamics of the Earth's crust of the continental type in the gravitational field*. Kiev: Naukova Dumka, 261 p.
- Krasovskyy, S.S., Konkov, G.G., & Buryanov, V.B. (1973). *Geological interpretation of geophysi-*

- cal materials*. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Krasovskiy, S.S., & Kuprienko, P.Ya. (1988). Density model. In the book: Lithosphere of Central and Eastern Europe. In A.V. Chekunov (Ed.), *Geotraverse IV, VI, VIII* (pp. 36—46). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Kuk, K.L. (1970). Rift system Provinces of basins and ridges. In *Earth rift system* (pp. 150—173). Moscow: Mir (in Russian).
- Kupriyenko, P.Ya., Heyko, V.S., Trypilskiy, O.A., Krasovskiy, S.S., Tsvyetkova, T.O., Trypilska, V.O., & Livanova, L.P. (1984). Comparison of velocity and density models of deep structures according to the profile of the Mykolaiv—Kaniv DSS. *Dopovidi AN USSR. Ser. B*, (11), 11—14 (in Ukrainian).
- Kuprienko, P.Ya., Krasovskiy, A.S., & Ponomareva, T.I. (2005). Density model of the Earth's crust in the southwestern part of the Ukrainian Shield and adjacent structures according to the data of volumetric gravity modeling: 32nd session of the International seminar named after D.G. Uspensky «Questions of theory and practice of complex interpretation of gravitational, magnetic and electric fields» (pp. 146—148). Perm: Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2007a). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij Zhurnal*, 29(5), 3—27 (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2007b). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij Zhurnal*, 29(2), 17—41 (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., & Savchenko, A.S. (2010). Three-dimensional gravity model of the Earth's crust and upper mantle of the Dnieper-Donetsk depression and the Donbass. *Geofizicheskij Zhurnal*, 32(6), 175—214 (in Russian).
- Kutas, R.I., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Makarenko, I.B., & Bugaenko, I.V. (2018). General information. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 17—23). Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Kutas, R.I., & Pashkevich, I.K. (2000). Geothermal and magnetic models of the Donbass crust (tectonic analysis together with DSS data. *Geofizicheskij Zhurnal*, 22(4), 21—36 (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1989). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. East European Platform*. Kiev: Naukova Dumka, 187 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1987). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverse I, II, V*. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1993). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverse III, VII, IX*. Kiev: Naukova Dumka, 170 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1988). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverse IV, VI, VIII*. Kiev: Naukova Dumka, 172 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B. (2019). Heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent regions inferred from 3D gravity modeling. *Extended abstract of Doctor's thesis*. Kyiv, 47 p. (in Ukrainian).
- Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2003). The structure of the Earth's crust of the Korosten pluton (northern part of the Ukrainian Shield) based on the results of three-dimensional density modeling. *Dopovidi NAN Ukrayiny*, (11), 113—120 (in Russian).
- Mileev, V.S., Baraboshkin, E.Yu., Rozanov, S.B., & Rogov, M.A. (2009). Tectonics and geodynamic evolution of the Mountain Crimea. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. Geol.*, 84(3), 3—22 (in Russian).
- Mints, M.V. (2016). Seismic images of the crustal-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation. *Geofizicheskiye issledovaniya*, 17(1), 65—82 (in Russian).
- Omelchenko, V.D. (2005). Annotated report «Geophysical studies of the lithosphere along the DSS profile Mariupol—Feodosia—Black Sea (DOBRE-2 project)». Kyiv: Institute of Geo-

- physics of the National Academy of Sciences of Ukraine, 12 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2018). Ukrainian Shield. In V.I. Starostenko, O.B., Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 24—36). Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2018). *Essays on the geodynamics of Ukraine*. Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Pavlenkova, N.I. (2019). Structural features of continental and oceanic lithosphere and their nature. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(2), 3—48. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448> (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., & Savchenko, A.S. (2018). Geodynamics of the Dnieper-Donetsk depression. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 310—323). Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Orlyuk, M.I., & Lebed, T.V. (2014). Magnetic data, fault tectonics of consolidated Earth's crust and oil-and-gas content of the Dnieper-Donetsk avlacogen. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 64—80. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150> (in Russian).
- Pilipenko, V.N., Verpakhovskaya, A.O., Gize, P., & Pavlenkova, N.I. (2006). Formation of the image of the medium by the wave fields of the DSS along the CINCA-95 profile (Chile). *Geofizika*, (4), 16—20 (in Russian).
- Pilipenko, V.N., Pavlenkova, N.I., Luosto, U., & Vepakhovskaya, A.O. (1999). Formation of images of the environment from seismograms of deep sounding. *Fizika Zemli*, (7-8), 164—176 (in Russian).
- Rusakov, O.M., & Pashkevich, I.K. (2018). Control by deep faults of the Black Sea opening processes. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 251—261). Kiev: Publishing house VI EN EY (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1987). Features of the structure of gentle fault zones within the Central part of the Ukrainian Shield according to the DSS data. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (3), 26—30 (in Russian).
- Sollogub, V.B., & Chekunov, A.V. (1980). The deep structure of the central and southeastern parts of the European continent and the tasks of a comprehensive study of the lithosphere. In *Tectonosphere of Ukraine and other regions of the USSR* (pp. 6—17). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Sollogub, V.B., & Chekunov, A.V. (1985). Fundamental features of the structure of the lithosphere of Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 7(6), 43—54 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Gintov, O.B., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Kulik, S.N., Kuprienko, P.Ya., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., Orlyuk, M I., & Tsvetkova, T.A. (2007). Metallogeny of the Ukrainian Shield: distribution of ore deposits, regularities of connection with deep structure and dynamics of lithosphere. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 29(6), 3—31 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., Oganessian, S.M., Shen, E.L., Oganessian, M.G., Yegorova, T.P., & Dyadyura, G.V. (1986). Three-dimensional density distribution in the crust of the Dnieper graben. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 8(6), 3—19 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., & Legostaeva, O.V. (2008). Density model of the Earth crust along DOBRE profile. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 30(1), 28—41 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Legostaeva, O. V., & Savchenko, A.S. (2012). Density inhomogeneity of the Earth's crust along the latitudinal zones of the fault of the Ukrainian Shield and the Dnieper-Donetsk basin. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2015). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to the data of three-dimensional gravity modeling. *Geofizicheskiy*

- Zhurnal*, 37(3), 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2017r). Earth's crust composition of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield (types of crust) and patterns of location of ore mineral resources. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 39(5), 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2018). Three-dimensional Earth's crust density model of the central part of the Golovanovsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(3), 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Savchenko, A.S. (2015b). Software system for automated interpretation of potential fields data (GMT-auto). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Kuprienko, P.Ya., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2019). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Black Sea megadepression and adjacent territories from three-dimensional gravity modeling. II. Regional density distribution at different depths. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(4), 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Kuprienko, P.Ya., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2020). Density inhomogeneity of the Earth's crust of the Black Sea megadepression and adjacent territories from three-dimensional gravity modelling. Part II. Density sections. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(1), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195462> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., & Legostaeva, O.V. (2010). Geophysical heterogeneities of the lithosphere of the megadepression of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 32(5), 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., & Kutas, R.I. (2002). Deep structure of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 24(6), 36—48 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., & Savchenko, A.S. (2017a). Geodynamical interpretation of the geological and geophysical heterogeneity of the Dnieper-Donetsk basin lithosphere. *Dopovidy NAN Ukrainy*, (9), 84—94. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.09.084> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., & Savchenko, A.S. (2017b). Heterogeneity of the lithosphere of the Dnieper-Donetsk depression and its geodynamic consequences. I. Deep structure. *Geodynamika*, (1), 125—1383. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.125> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., & Savchenko, A.S. (2017b). Lithosphere heterogeneity of the Dnieper-Donetsk basin and its geodynamical consequences. II. Geodynamics interpretation. *Geodynamika*, (2), 83—103. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.083> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Rusakov, O.M., Kutas, R.I., & Legostaeva, O.V. (2005). Fault tectonics of consolidated crust of the Black Sea northwestern shelf. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(2), 195—207 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Gladun, V.V., Orlyuk, M.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Maksimchuk, P. Ya., Kozlenko, Yu. V., Kozlenko, M.V., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A.S. (2015a). *Tectonics and hydrocarbon potential of the crystalline basement of the Dnieper-Donetsk depression*. Kiev: Galaxy, 252 p. (in Russian).
- Creation of a complex three-dimensional geophysical model of the lithosphere in connection with magmatism, tectonics and the formation of minerals of the Ukrainian Shield. Research report. (2006). Kyiv: Institute of Geophysics named after S.I. Subbotina NAS of Ukraine, 521 p. (in Ukrainian).
- Stovba, S.N. (2008). Geodynamic evolution of the Dnieper-Donetsk depression and Donbass. *Doctor's thesis*. Kiev, 495 p. (in Russian).

- Stovba, S.N., Tolkunov, A.P., Maystrenko, Yu.P., Stephenson, R.A., Baer, U., Gaevskiy, D., Rabbel, V., Starostenko, V.I., & Thibault, G. (2006). Depth studies of the DOBRE profile using the CDP method. In *Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Research results under the EUROPROBE program* (pp. is. 2, pp. 328—332). Moscow: GEOKART, GEOS (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1992). Scheme of the deep structure of the lithosphere in the southwestern part of the East European platform. 1 : 1,000,000. Kiev: Goskomgeologiya, 6 p. (in Russian).
- Khain V.E. (Ed.). (1981). *Tectonics and history of the development of the northwestern shelf of the Black Sea*. Moscow: Nauka, 244 p. (in Russian).
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Soloviev, V.V., & Khakhalev, E.M. (1985). *Tectonics of Meso-Cenozoic deposits of the Black Sea depression*. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Fedchenko, T.A., Anischenko, Yu.V., Ganzhenko, N.S., & Petrovskiy, A.P. (2015). Deep structure of the Obolon astrobleme according to the results of spatial integral seismic-gravity modeling. *Geofizicheskii Zhurnal*, 37(3), 153—162. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111116> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskii Zhurnal*, 34(5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Chebanenko, I.I., Krayushkin, V.A., Klochko, V.P., Gozhik, P.F., & Yevdoschuk, N.I. (2002). *Prospective oil-and-gas facilities in Ukraine. Oil-and-gas content of the basement of sedimentary basins*. Kiev: Naukova Dumka, 293 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).
- Chekunov, A.V., & Sollogub, V.B. (1979). The Earth's crust — questions of structure and evolution. *Geofizicheskii Zhurnal*, 1(1), 19—35 (in Russian).
- Chekunov, A.V., Sollogub, V.B., Ilchenko, T.V., Krasovskiy, S.S., Kutas, R.I., Pashkevich, I.K., Garetskiy, R.G., Karataev, G.I., Nadezhka, L.I., & Dubyanskiy, A.I. (1990). Depth inhomogeneities of the Earth's crust in the South of the Eastern-European Platform. *Geofizicheskii Zhurnal*, 12(4), 3—22 (in Russian).
- Shumlyanskaya, L.A., Tripolskiy, A.A., & Tsvetkova, T.A. (2014). Crustal velocity structure effects on the results of seismic tomography of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskii Zhurnal*, 36(4), 95—117. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116030> (in Russian).
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., & Orlyuk, M.I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1—21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00232-6).
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2004). The 1.8—1.74 Ga anorthosite-rapakivi granite Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3D geophysical reconstruction of the deep crustal structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE working groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: D. Gee, R.A. Stephenson (Eds), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Chekunov, A.V., Gavrish, V.K., Kutas, R.I., & Ryabchun, L.I. (1992). Dnieper-Donets paleorift. *Tectonophysics*, 208, 257—272. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90348-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90348-A).
- Collier, J.S., Buhl, P., Tome, M., & Watts, A.B. (1994). Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophysical Journal International*,

- 118, 159—180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb04681.x>.
- Kutas R. I., Paliy S. I., & Rusakov O. M. (2004). Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 24, 163—168. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0172-3>.
- Krawczyk, C.M., Stiller, M. & Dekorp-Basin Research Group. (1999). Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*, 314, 241—253. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00246-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00246-2).
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tuysuz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). 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.2014.08.018>.
- 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., 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., 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).
- Pavlenkova, N.I. (1996). Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. In R. Dmowska, & B. Saltzman (Eds.), *Advances in Geophysics* (Vol. 37, pp. 1—132). Academic Press Inc.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitöglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged 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).
- 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). Geol. Soc., London, *Memoirs*, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Schleder, Z., Krezsek, C., Turi, V., Tari, G., Kosi, W., & Fallan, M. (2015). Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross-Section Balancing. In P.J. Post, Jr., J.L. Coleman, N.C. Rosen, T. Roberts-Ashby, P. Kahn, M. Rowa (Eds.), *4th Annual GCSSEPM Foundation Perkins—Rosen Research Conference «Petroleum Systems in Rift Basins» Houston, TX, USA, 13—16 December* (pp. 509—520).
- 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., Kolomiyets, K., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedüs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Šro-

- da, 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. (2013b). 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., Fluh, 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 uppercrust across Crimea between the Azov Massif and the north-eastern 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). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Šroda, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- 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. (2015b). 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. (2015a) Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Stephenson, R., & Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights on its origin from geodynamic models of modern analogues. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 11—21). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- 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). Berlin: Springer.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Yegorova T., & Gobarenko V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 23—42). Geol. Soc., London, Spec. Publ.

Густинна неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за даними тривимірного гравітаційного моделювання

І.Б. Макаренко, 2021

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Робота виконана з метою вивчення густиної неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів на основі детальних тривимірних гравітаційних моделей земної кори різного масштабу таких тектонічних регіонів і окремих структур: Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу, Українського щита (Інгульський мегаблок, Голованівська шовна зона, широтні зони розломів), Чорноморської мегазападини і прилеглих структур. Моделі побудовано з використанням комплексу геологічних, петрофізичних і сейсмічних даних уздовж геотраверсів, профілів ГСЗ, сучасних сейсмічних досліджень методами WARR і розраховано із застосуванням комплексу автоматизованої інтерпретації потенціальних полів GMT-Auto. В результаті отримано нові відомості стосовно розподілу густини в земній корі. Побудовано схеми розподілу густини в об'ємі земної кори України і суміжних регіонів на певних глибинах (поверхня фундаменту, поверхні 10, 20, 30 км, поділ Мохо). Обчислено потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів земної кори і коромантійної суміші для всього регіону дослідження, які в графічному вигляді зображено ізолініями на відповідних схемах. Отримана густинна неоднорідність стала основою для побудови (вперше у тривимірному варіанті) схеми прогнозного складу земної кори з типізацією за співвідношенням потужностей складових її шарів. Неоднорідність сучасної консолідованої кори регіону в цілому охарактеризована схемою поширення областей гранітного, гранітно-діоритового, діоритового і базальтоїдного типів кори. З метою чіткої фіксації розчленування нижнього шару кори, який за класифікацією методом ГСЗ вважають нероздільним, базальтоїдний тип розчленовано на 3 підтипи: підтип 1 — із вмістом базальту 40—70 %; підтип 2 — 70—90 %; підтип 3 повністю базальтовий. Встановлено, що основність земної кори Українського щита змінюється із заходу на схід, відповідно від базальтоїдного до діоритового типу. В межах Дніпровсько-Донецької западини основність кори збільшується з північного заходу на південний схід, підпорядковуючись сегментації структури. У Чорноморській мегазападині і прилеглих структурах переважає базальтоїдний тип кори. Вперше виділено тип кори, який не збігається з відомими і характеризується наявністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шарів (за нульової або дуже малої потужності «діоритового» шару). Подібний тип кори існує в Інгульському мегаблоці щита, у північній бортовій зоні Дніпровсько-Донецької западини, а також у Чорноморській мегазападині.

Ключові слова: тривимірне гравітаційне моделювання, густина, «гранітний», «діоритовий» і «базальтовий» шари, типи консолідованої земної кори, Україна і суміжні регіони.