

Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа — Восточно-Черноморская впадина)

И. К. Пашкевич¹, О. М. Русаков¹, Р. И. Кутас¹, Д. Н. Гринь¹, В. И. Старостенко¹, Т. Яник², 2018

¹Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

²Институт геофизики Польской академии наук, Варшава, Польша

Поступила 17 сентября 2018 г.

Безперервний профіль DOBREfraction'99/DOBRE-2 ширококутного сейсмічного зондування і спільної глибинної точки завдовжки 775 км відпрацьовано міжнародним колективом дослідників з України, Польщі, Данії, США, Нідерландів, Німеччини, Великобританії та Норвегії в 1999 і 2007 рр. Профіль перетинає південно-східну частину Східноєвропейської платформи (південний схил Воронезького кристалічного масиву, Донбас, Приазовський мегаблок Українського щита), Північноазовський прогин, Середньоазовське підняття, Індоло-Кубанський прогин, Кримсько-Кавказьку інверсійну зону, прогин Сорокіна, хребти Шатського і Андрусова Східночорноморської западини. За охопленням кількості тектонічних структур різного віку та походження профіль не має аналогів у світовій практиці. Вперше вздовж профілю проведено комплексне геолого-геофізичне дослідження особливостей будови всього розрізу літосфери з використанням сейсмічних даних, магнітного, гравітаційного і теплового полів, сейсмотомаграфії, даних спонтанної електромагнітної емісії Землі. Отримано принципово нову інформацію про будову літосфери і доказово розв'язано низку спірних проблем. У тектонічному відношенні літосфера є складним колажем структур, що утворилися за різних геодинамічних умов від архею до неогену в результаті послідовних етапів її формування. Регіональними закономірностями будови літосфери є зменшення потужності кори з півночі на південь — від давніх структур до молодих з одночасним підніманням покрівлі астеносфери від 210 км під Воронезьким кристалічним масивом до 90 км під Східночорноморською западиною. Стандартну континентальну кристалічну кору виявлено на південному схилі Воронезького кристалічного масиву і в Приазовському мегаблоці, тоді як у Донбасі вона перебудована палеозойським рифтоутворенням. Вперше використано аналіз неоднорідностей кристалічної кори і мантії для оцінювання положення та стану границі Східноєвропейської платформи і Перехідної зони до Скіфської плити, яка співпадає з найглибшим положенням покрівлі астеносфери та зоною поділу літосферної мантії за швидкісною характеристикою. Зміна типу кристалічної кори під Головним Азовським насувом фіксує поховану границю Східноєвропейської платформи. Встановлено приуроченість великих осадових структур до зон зміни складу кристалічної кори, які співпадають із сутурами. Головні розломи осадового чохла простежуються в розрізі кристалічної кори та у верхах мантії як різновікові шовні зони. Підкорове розущільнення мантії і формування коромантійної суміші у подошві кори, які досягають максимальної товщини між Південнокримською і Мезозойською сутурами та в Донбасі, зумовлені переробкою речовини літосфери в процесі її розвитку. Різні типи кристалічної кори і пологі похили внутрішньокорових порушень, що привели у деяких зонах до "подвоювання" різних шарів кристалічної кори, засвідчують неодноразову субдукцію океанічної кори Палео-, Мезо- і Неотетису. Наявність низькошвидкісного мантійного шару в зоні між Південнокримською і Мезозойською сутурами вказує на сучасний прояв сумарного ефекту

післяпалеозойських субдукцій. Визначено набір порід, що можуть складати кристалічну кору в межах південного схилу Воронежського кристалічного масиву, Донбасу і Приазовського мегаблоку. В Кримсько-Кавказькій інверсійній зоні на глибині 30 км установлено комплекс порід, властивий стандартній континентальній корі, альтернативний прогнозу серпентинізації основних порід у результаті локального піднімання мантії.

Ключові слова: літосфера, астеносфера, глибинні розломи, сутура, підкорове розуцільнення, коромантійна суміш, палеосубдукція, Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, Східночорноморська западина.

Введение. Вдоль профиля DOBREFraction'99/DOBRE-2 длиной 775 км Институтом геофизики НАН Украины и Государственным геофизическим предприятием "Укргеофизика" совместно с исследователями из Польши, Дании, США, Нидерландов, Германии, Великобритании и Норвегии выполнены наблюдения методами широкоугольного сейсмического зондирования и общей глубинной точки [The DOBREFraction'99 ..., 2003; Starostenko et al., 2017]. Полевые работы по проекту DOBREFraction'99 проведены в 1999 г., а DOBRE-2 — в 2007 г. Перекрытие профилей составляет около 100 км. Осадочный чехол вдоль профиля изучен МОВ—ОГТ. Профиль пересек разновозрастные (от докембрия до палеоген-неогена) тектонические единицы (рис. 1, 2): южный склон Воронежского кристаллического массива (ВКМ), Донбасс (Дб), Приазовский мегаблок Украинского щита (ПМБ), Северо-Азовский прогиб (САП), Среднеазовское поднятие (САПд), включающее Азовский вал (АВ), Индоло-Кубанский прогиб (ИКП), Крымско-Кавказскую инверсионную зону (ККИЗ), Восточно-Черноморскую впадину (ВЧВ), в том числе прогиб Сорокина (ПС), хребет Шатского (ХШт) и хребет Андрусова (ХАн). По охвату такого количества тектонических структур разного возраста и происхождения профиль имеет исключительное значение. Тектоническое районирование по профилю приведено по [Тектонічна ..., 2007; Герасимов та ін., 2005].

Историю изучения глубинного строения ВКМ, Дб и ПМБ сейсмическими методами можно разделить на два этапа — до и после проведения работ по проекту DOBRE в

рамках международной программы "EURO-PROBE". На первом украинские исследователи опубликовали несколько вариантов скоростных разрезов с различной глубиной до раздела М [Соллогуб, 1986; Ильченко, Степаненко, 1998]. Новые результаты по профилю DOBREFraction'99 не способствовали сближению точек зрения. Если раньше мощность коры под центральной частью грабена принималась в пределах 37—52 км (см., например, [Соллогуб, 1986; Ильченко, Степаненко, 1998]), то теперь в ее трех вариантах скоростная модель зафиксировала глубину залегания границы Мохо под всей структурой на уровне 40 ± 2 км ["DOBREFraction'99" ..., 2003]. При этом термин "коромантийная смесь", характеризующий слой с $V_p > 7,1$ км/с, исчез из употребления. В коре Дб на глубине 25—40 км оконтурено асимметричное тело со скоростью распространения продольных волн 7,1—7,2 км/с основного—ультраосновного состава, внедрение которого связывается с процессом рифтообразования ["DOBREFraction'99" ..., 2003]. Сейсмические скорости в коре под ПМБ в целом выше, чем под ВКМ, хотя граница Мохо залегает на глубинах 40—42 км. Объяснение различий скоростных разрезов вслед за [Ильченко, Степаненко, 1998] сводилось к тому, что до 2000 г. во всех исследованиях определение сейсмических скоростей в низах коры без учета рефрагированных волн слабо обосновано.

Логическим следствием этого стало появление гравитационных моделей с разным распределением плотности, в том числе с разуплотнением и уплотнением верхов мантии [Бурьянов и др., 1999; Уегого-

va et al., 1999]. Отличается от этих построений действительно комплексная интерпретация сейсмических и гравитационных данных [Lyngsie et al., 2007]. В ней объективно вынужденное изменение значений плотности повлекло за собой корректировку величин скорости. После расчета плотностного разреза по первичным сейсмическим скоростям, трансформированным в плотности, не удалось достичь приемлемого подбора гравитационного поля в центральном Дб. Совместным решением обратной задачи сейсмометрии и гравиметрии были получены новые значения плотностей и скоростей. Сейсмогравитационная модель была использована для создания модели отражательной способности слоев нижней коры, в результате чего были получены дополнительные данные об особенностях состава и строения нижней коры. Новые значения скорости и плотности были использованы для создания петрологической модели, согласованной с лабораторными экспериментами по оценке плотности и скорости. Это дало возможность обоснованно утверждать об утолщении нижней коры вплоть до половины ее мощности в результате внедрения основного и ультраосновного расплавов в виде силлов и даек, что обусловило положение поверхности Мохо, принятое сегодня. В свою очередь, петрологическая модель послужила ограничением при создании геотектонической концепции региона.

В моделях геологического строения низов коры предполагаемые механизмы, действующие на ранней стадии рифтогенеза, в отличие от сейсмических разрезов, в основном инвариантны, поскольку мало отличаются друг от друга. Во всех моделях фигурирует частично расплавленный материал и образование в позднем палеозое обширного сводового поднятия под центром Дб [Yegorova et al., 1999; Кутас, Пашкевич, 2000; "DOBREfraction'99" ..., 2003; Lyngsie et al., 2007 и т. д.].

Первые исследования глубинного строения Азовского моря и восточной части Черного моря методом ГСЗ проведены в 1968 г. вдоль профиля 28/29. Была опре-

делена структура земной коры, включая рельеф поверхности Мохо [Москаленко, Маловицкий, 1974]. Через 36 лет были опубликованы результаты переинтерпретации этих данных с использованием первичных сейсмограмм и годографов из старых отчетов и публикаций с применением процедуры трассирования лучей [Yegorova et al., 2017]. При этом в строении кристаллической коры не было установлено принципиальных различий от оригинальных результатов, полученных ручным способом [Starostenko et al., 2010]. Такая ситуация была легко предсказуема, так как аналоговые записи содержат "врожденные" недостатки (малый динамический диапазон, низкое отношение сигнал/шум и упрощенная форма волн), которые нельзя изменить никакими цифровыми преобразованиями, для увеличения разрешающей способности сейсмических данных [Lee et al., 2002].

В Азовском море не достигнуто консенсуса относительно границы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Скифской плиты (СП), возраста кристаллического фундамента СП и тектонического районирования. В северо-восточной части ВЧВ тип коры определен неоднозначно [Starostenko et al., 2017; Gobarenko et al., 2017].

Чтобы уточнить структуру земной коры области исследования, необходимо использовать информацию, полученную цифровой регистрирующей аппаратурой и обработанную современными методами, дополняя ее положением разломов по результатам ручной обработки данных ГСЗ и МОВ—ОГТ. Существенный вклад в интерпретацию может внести инновационный метод анализа спонтанной электромагнитной эмиссии Земли (АСЭМЭЗ), который характеризуется высокой разрешающей способностью, в том числе на глубинах под границей М [Богданов и др., 2009; Старостенко и др., 2009; Захаров и др., 2014].

Цель настоящей работы — выполнить геолого-геофизическую интерпретацию по профилю DOBRE-99/DOBRE-2 путем синтеза сейсмических данных, АСЭМЭЗ, анализа потенциальных полей и теплового



Рис. 1. Обзорная схема положения профиля DOBREF99/DOBRE-2.

потока и результатов их моделирования, сейсмотомографии и геологической информации по району исследований и впервые создать комплексную модель кристаллической литосферы как составную часть геодинамической модели.

Краткая характеристика строения литосферы вдоль профиля

В разделе представлена краткая характеристика тектонических структур вдоль профиля по опубликованной информации

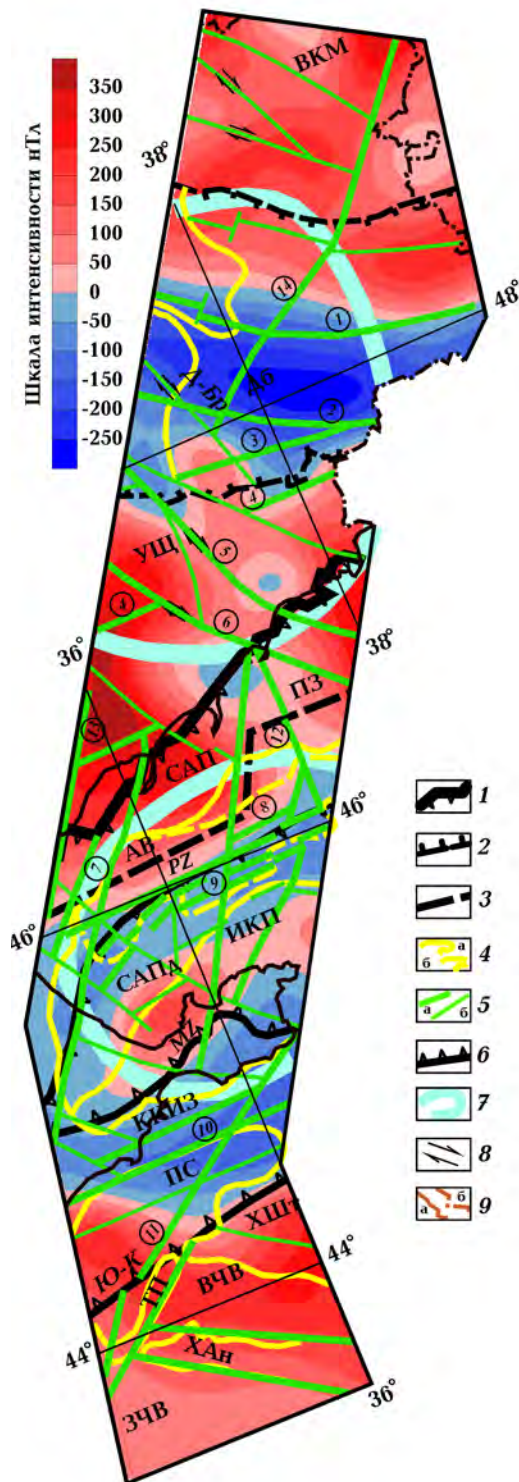


Рис. 2. Аномальное магнитное поле (региональная компонента), по [Кутас и др., 2018]: 1—3 — границы тектонических единиц консолидированной коры (1 — южная граница Восточно-Европейской платформы; 2 — Донбасса; 3 — переходной зоны от ВЕП к СП); 4 — границы тектонических единиц осадочного чехла (а), по [Герасимов та ін., 2005], и Азовского вала (б) в пределах Среднеазовского поднятия; 5 — разломы консолидированной коры первого (а) и второго (б) ранга, 6 — разновозрастные сутуры (палеозойская (Pz), мезозойская (Mz), Южно-Крымская (Ю-К), по [Герасимов та ін., 2005]); 7 — области сверхглубинных флюидов в проекции на земную поверхность, по [Цветкова и др., 2017]; 8 — направление сдвиговых перемещений; 9 — береговая линия (а), государственная граница Украины (б). Структуры: Воронежский кристаллический массив (ВКМ), Донбасс (ДБ), Украинский щит (УЩ), Переходная зона (ПЗ), Северо-Азовский прогиб (САП), Среднеазовское поднятие (САПд), Азовский вал (АВ), Индоло-Кубанский прогиб (ИКП), прогиб Сорокина (ПС), Крымско-Кавказская инверсионная зона (ККИЗ), поднятие Тетяева (ПТ), хребет Шатского (ХШт), хребет Андрусова (ХАн), Восточно-Черноморская впадина (ВЧВ), Западно-Черноморская впадина (ЗЧВ). Разломы (цифры в кружках): 1 — Центрально-Донбасский, 2 — Мушкетовский, 3 — Южно-Донбасский, 4 — Конкский, 5 — Криворожско-Павловский, 6 — Куйбышевский, 7 — Корсак-Феодосийский, 8 — Главный Азовский надвиг, 9 — Тимашевский, 10 — Южно-Керченский, 11 — Правдинский, 12 — Кальмиус-Джигинский, 13 — Азово-Павлоградский, 14 — Донецко-Кадиевский.

(см. рис. 2), из которой после сопоставления и критического анализа ее качества отобраны данные для дальнейшего использования.

Северо-восточное окончание профиля расположено в пределах Россошанского

блока **Воронежского кристаллического массива**, относящегося к архейской гранит-зеленокаменной области [Структурно-формационная ..., 1992]. Здесь наиболее широко развиты плагиограниты и мигматиты, биотитовые и амфиболовые гней-

сы, амфиболиты, кристаллосланцы гиперстенового и диопсидового составов. Известные и хорошо изученные глубинные разломы ВКМ север-северо-западного простирания раннепротерозойского заложения, приближаясь к Донбассу, образуют типичную картину подворотов при чистых сдвигах.

Донбасс является юго-восточной оконечностью протяженного Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена северо-западного—юго-восточного простирания. Он представляет крупный асимметричный прогиб кристаллической коры, который выполнен мощной толщей осадочных пород (до 20 км) преимущественно палеозойского возраста (см., например, [Соллогуб и др., 1977; Ильченко, Степаненко, 1998; DOBREFRACTION'99" ..., 2003]). По результатам двумерного и трехмерного гравитационного моделирования в кристаллической коре под центральной частью Дб установлена исчезающе малая мощность гранитного слоя, а мощность диоритового и базальтового слоев колеблется от 5 до 15 км и 25—35 км соответственно [Старостенко и др., 2008; Куприенко и др., 2010]. Анализ аномального магнитного поля показал, что признанные большинством исследователей крупные глубинные широтные, продольные и поперечные разломы являются сложно построенными зонами, основные из которых относятся к правым сдвигам. Разломы разного ранга развивались на всех этапах эволюции Дб, контролируя указанный процесс [Кутас, Пашкевич, 2000].

Различие геологического строения и состава докембрийского фундамента ВКМ и ПМБ и особенности геофизических полей в их пределах позволили предположить наличие широтной предрифтовой шовной зоны между ними с правосторонними перемещениями вдоль нее [Кутас, Пашкевич, 2000]. Намного позже такая зона была предложена как одно из необходимых условий раскола холодной мощной докембрийской литосферы [Lyngslie et al., 2007].

В нижней коре обнаружено высокоскоростное тело ($V_p > 7,1 \div 7,2$ км/с) мощно-

стью 20 км на северо-востоке и 5 км на юго-западе, ограниченное снизу горизонтальным слабо дифференцированным (37—40 км) рельефом раздела Мохо [DOBREFRACTION'99" ..., 2003]. Природа тела проинтерпретирована как зона накопления частично расплавленного вещества в низах коры (underplating) или "рифтовая подушка", которую ранее регистрировали в нижней коре под осью рифта или другими осадочными бассейнами, образованными в результате растяжения коры. Поскольку до настоящего времени не установлено никаких различий между механизмами приращивания расплавленного материала к коре и внедрения магматических интрузий в нижнюю кору в виде батолитов и силлообразных тел, эти феномены в западной литературе обозначаются одним термином "приращение коры" [Thybo, Artemieva, 2013]. По своей генетической сути он аналогичен термину "коромантийная смесь", который используется в настоящей статье, чтобы отдать дань проницательности предложившим его украинским исследователям.

Максимальное утонение кристаллической коры составляет примерно 50 % от ее мощности непосредственно под самым глубоким прогибом бассейна. Это слегка недооцененная величина, поскольку нижняя кора содержит мантийный материал.

По данным интерпретации СЭМЭЗ под Донбассом и частично под ПМБ верхняя граница астеносферы находится на глубине около 140 км [Захаров и др., 2014].

Приазовский мегаблок — крайняя восточная часть Украинского щита (УЩ). Фактически профиль пересекает его Восточно-Приазовский блок и Центрально-Приазовскую зону. Кристаллический фундамент блока представлен одноименным раннепротерозойским (1850—1750 млн лет) массивом [Щербаков, 2005]. В его состав входят магматические породы щелочного ряда мантийного и корового происхождения (сиениты, граносиениты, габбро-монциты, кварцевые монциты, габбро-нориты), а также дайки разнообразного состава палеозойского возраста. Централь-

но-Приазовская зона представлена пестрым набором архейских и протерозойских сложнодислоцированных, в разной степени мигматизированных ультраметаморфических и интрузивных пород: высокоглиноземистых гнейсов и кристаллосланцев, тоналитов, пироксен-, гранат- и дупироксеновых магнетитовых кварцитов с маломощными базит-ультрабазитовыми интрузиями, широко развиты гранитоиды. Породы метаморфизованы в гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фациях.

Горизонтальный раздел Мохо расположен на глубине 40 км [DOBREfraction'99" ..., 2003]. Поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине 0,1—0,2 км, где скорость 5,9—6,1 км/с к подошве коры увеличивается до 6,8 км/с.

Дискуссии о положении и природе границы ВЕП и СП вдоль профиля имеют длительную историю [Сологуб, 1987; Юдин, 2001; Гожик та ін., 2006; Khriachtchevskaia et al., 2010], поскольку до последнего времени отсутствовала качественная сейсмическая информация о глубинном строении Азовского моря. Результаты по профилю DOBRE-2 WARR сильно ограничили ее положение в пределах морской акватории. Переход от ВЕП к СП регистрируется скачком скорости в зоне, пространственно совпадающей с выходом Главного Азовского разлома на дно, который погружается на юг под углом 40° [Starostenko et al., 2017].

Северо-Азовский прогиб. Толщина меловых и палеогеновых осадков в САП достигает 4 км, под которыми залегают кристаллические и метаморфические породы протерозойского возраста [Гожик та ін., 2006]. Поверхность кристаллической коры постепенно погружается в южном направлении до глубины 8 км [Starostenko et al., 2017]. Подошва земной коры плавно поднимается к Азовскому валу с 50 до 47 км [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

Азовский вал в составе САПд образован широтно вытянутым поднятием фундамента, надвинутого по Главному Азовскому

надвику (ГАН) на южный борт САП мелпалеогенового возраста [Хаин, Попков, 2009]. В основании вала скважинами вскрыты сложнодислоцированные песчано-глинистые и рассланцованные глинистые отложения верхнепалеозойско-нижнемезозойского возраста. Он асимметричен: его северное крыло крутое и короткое, а южное незаметно переходит в Томашевскую ступень Индоло-Кубанского прогиба. Вал является единственным тектоническим элементом Азовского моря, где определен архей-протерозойский возраст пород на глубине 668—1631 м в скважинах Электро-разведочная-1, Жовтневая-245 и Бейсугская-201 [Улановская и др., 2011] (положение скважин см. на рис. 1). Азовский вал представляет крупную пластину пород докембрийского фундамента, надвинутую по ГАН на южную погруженную часть ВЕП [Юдин, 2001; Попков, 2009]. Глубина до подошвы земной коры здесь составляет 47 км [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

Индоло-Кубанский прогиб субширотного дугообразного простирания образован в олигоцен-миоценовое время и состоит из внешней и внутренней частей на юрском основании [Хаин, Попков, 2009]. Прогиб асимметричен: северный платформенный борт имеет уклон от 1° в кровле и до 4° в подошве майкопских отложений. Относительно его природы мнения исследователей расходятся: одни считают его северным краевым прогибом главной Крымско-Кавказской инверсионной зоны [Sydorenko et al., 2017], другие — рифтогенным [Герасимов та ін., 2005; Гожик та ін., 2006; Кутас, 2010]. Внешняя часть ИКП перекрывает ККИЗ. К северу от максимального погружения ИКП результатами по профилю DOBRE-2 подтверждено существование Новотитаривского разлома, который традиционно рассматривается как северная граница западной части ИКП [Starostenko et al., 2017]. Кристаллический фундамент зафиксирован на глубине 8—15 км со скоростями 5,8—6,0 км/с, типичными для "гранитного" слоя [Хортов, Непрочнов, 2006; Starostenko et al., 2017]. Максималь-

ная глубина до границы Мохо около 50 км [Захаров и др., 2014].

Крымско-Кавказская инверсионная зона, образованная в эоцен-миоценовое время в обстановке регионального сжатия, сложена юрско-нижнемеловыми комплексами, сложно нарушенными разломной тектоникой и вулканическими образованиями [Гожик та ін., 2006; Sydorenko et al., 2017]. Кровля кристаллического фундамента находится на глубине 14 км, а граница Мохо погружена до 45 км [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

В пределах ВЧВ профиль DOBRE-2 пересекает ПС, ХШт и ХАн. Мощность в прогибе Сорокина среднемиоцен-четвертичных песчаных глин достигает 3,5—4,0 км, которые подстилаются преимущественно глинами майкопского возраста, толщина которых превышает 5 км [Sydorenko et al., 2017]. Поверхность кристаллического фундамента, падающего на север, располагается в интервале глубин 10,0—14,0 км [Yegorova et al., 2010; Starostenko et al., 2017]. Глубина до раздела Мохо выделена на глубине 28—32 км [Starostenko et al., 2004; Захаров и др., 2014]. В настоящее время прогиб Сорокина рассматривается как южный краевой прогиб ККИЗ образовавшийся синхронно с ИКП [Sydorenko et al., 2017].

Хребет Шатского. На его северо-западной оконечности на глубине 5 км установлена поверхность консолидированного фундамента, который сложен докембрийским складчатым комплексом осадочных и вулканических пород [Meisner et al., 2011; Nikishin et al., 2017]. Граница Мохо здесь приподнята до 22 км [Захаров и др., 2014]. ХШт подвергся деформации сжатия и испытал вертикальные движения в раннем эоцене вдоль ограничивающих его разломов [Nikishin et al., 2017].

Хребет Андрусова погребен под осадочным чехлом мел-четвертичных отложений толщиной 3,5—4,5 км и подстилается кристаллической корой мощностью около 20 км, подошва которой располагается на глубине около 30 км [Starostenko et al., 2004; Yegorova et al., 2010; Русаков и

др., 2013; Nikishin et al., 2017]. Между этими хребтами располагается переходная область ВЧВ, где положение границы земной коры гравитационным моделированием зафиксировано на глубине 36—40 км [Starostenko et al., 2004].

Исходные материалы

В основу комплексной интерпретации, как отмечалось выше, положены результаты сейсмических исследований по профилю, детально описанных в работе [Starostenko et al., 2017]. Сейсмическая энергия была записана с разным качеством для наземных пунктов и для пунктов в Черном и Азовском морях. В результате разного качества полученных сейсмических записей построенная скоростная модель освещает разные глубины разреза по профилю.

Магнитное поле. Карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 1 000 000 с сечением изолиний 20 нТл его региональной компоненты (см. рис. 2) и результаты 2D и 3D магнитного моделирования (рис. 3) [Кутас, Пашкевич, 2000; Єнтін, 2005; Орлюк и др., 2009; Кутас и др., 2018] использованы для картирования и ранжирования разломов в кристаллической коре, ее районирования и последующего анализа связи формирования структур осадочного чехла с ее тектоникой.

Гравитационное поле (рис. 4) отражает суммарный эффект плотностной неоднородности латеральной и вертикальной изменчивости коры и верхней мантии, а в акваториях — еще и рельефа морского дна. Не располагая редуцированным за влияние водной и осадочной толщ полем исследуемого региона, были использованы результаты сейсмогравитационного моделирования по профилю DOBRE-2 [Starostenko et al., 2019] и по профилям на Дб и южном склоне ВКМ [Starostenko et al., 2008, 2012], а также карта поля Δg в редукции Буге масштаба 1 : 1 000 000 [Кутас и др., 2018]. Морфологические особенности последнего с учетом результатов гравитационного моделирования и характе-

ристики структур осадочного комплекса позволяют определить по известным критериям положение разломов в консолидированной коре и проконтролировать по сейсмическим данным положение наиболее крупных из них. В результате гравитационного моделирования выделены условные слои земной коры ("гранитный", "диоритовый", "базальтовый" и коромантийная смесь) и оценены их мощности [Старостенко и др., 2019]. Это использовано здесь как один из главных признаков для районирования земной коры и выделения крупных разломов.

Тепловое поле (рис. 5). Данные о распределении теплового потока использованы для оценки температур в литосфере, влияния температуры на физические параметры геологической среды, определения глубин залегания кровли астеносферы и выделения зон магматической активности.

Метод АСЭМЭЗ использовался для исследования глубинного строения литосферы в комплексе с традиционными геофизическими методами DOBREFraction'99 и DOBRE-2 [Захаров и др., 2014]. Неоднородность поля спонтанной электромагнитной эмиссии Земли позволила трассировать зоны разломов в литосфере, картировать поверхность Мохо и астеносферы и выявить особенность строения астеносферы до глубины 180 км.

Сейсмотомография. 3D P -скоростная модель мантии по данным региональной сейсмотомографии дала представление о современной скоростной расслоенности мантии, наличии в ней наклонных слоев, сверхглубинных флюидов и глубине залегания поверхности астеносферы [Гинтов и др., 2014; Цветкова и др., 2017], что позволяет установить связь формирования структур земной коры с глубинным строением литосферы.

Информация локальной сейсмотомографии в виде 3D P - и S -скоростных и V_P/V_S моделей литосферы на глубинах 15—40 км [Gobarenko et al., 2017] использована для анализа особенностей ее состава и строения в ИКП и ККИЗ.

Результаты исследований

Анализ потенциальных полей и теплового поля, разломная тектоника кристаллической коры. Аномальное магнитное поле, как уже отмечалось, содержит информацию о магнитной неоднородности всего разреза земной коры вплоть до глубин, где достигается температура Кюри ферромагнетиков. Подавляющий вклад в намагниченность коры вносит магнетит, поэтому максимальной глубиной ее существования является температурный порог 580 °С. Такая температура (см. ниже рис. 8) на большей части профиля относится к уровню подошвы коры. Исключение составляет ИКП и южная часть Дб, где температура 580 °С выше раздела Мохо уже на глубине 30—35 км. В составе аномального магнитного поля установлены по крайней мере две компоненты: коротковолновая или локальная, обусловленная источниками верхней коры, главным образом породами основного или среднего состава, и длинноволновая, или региональная [Кутас, Пашкевич, 2000; Орлюк и др., 2009]. Принципы построения магнитных моделей описаны в этих работах. На рис. 2, 3 показаны главные разломы кристаллической коры. Как правило, это глубинные зоны, осложненные более мелкими разрывными нарушениями, границы главных структур, в том числе и осадочного чехла, и проекции сверхглубинных флюидов.

Как показал опыт интерпретации региональных магнитных аномалий УЩ и других тектонических регионов [Крутиховская и др., 1982; Орлюк и др., 2009], их источники относятся к средней и нижней коре и представлены магматическими или первично-магматическими породами основного и частично среднего и ультраосновного состава. Вопрос о намагниченности мантии нельзя считать окончательно решенным, так как в благоприятных термодинамических условиях среди ультрамафических пород мантии магнитными являются перидотиты и серпентиниты. Глубинные магнитные источники характерны для определенных тектоничес-

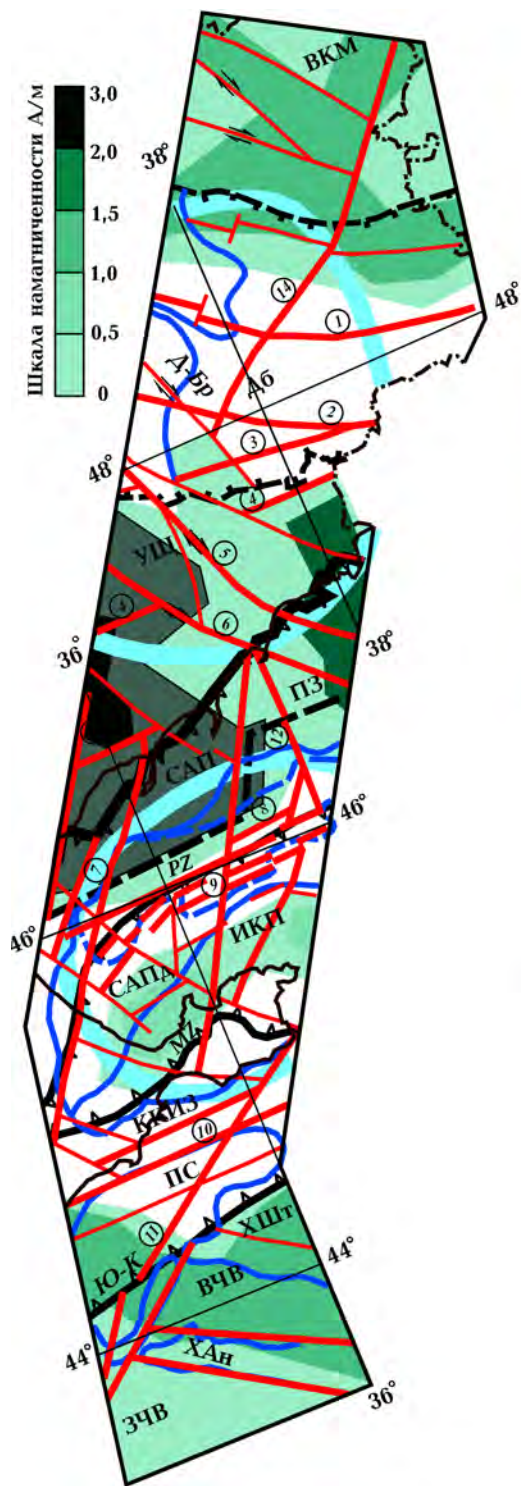


Рис. 3. 3D магнитная модель средней и нижней кристаллической коры, по данным [Кутас, Пашкевич, 2000; Орлюк и др., 2009]: проекции источников региональных магнитных аномалий на земную поверхность. Условные обозначения см. на рис. 2. Границы структур показаны голубым цветом, разломы — красным.

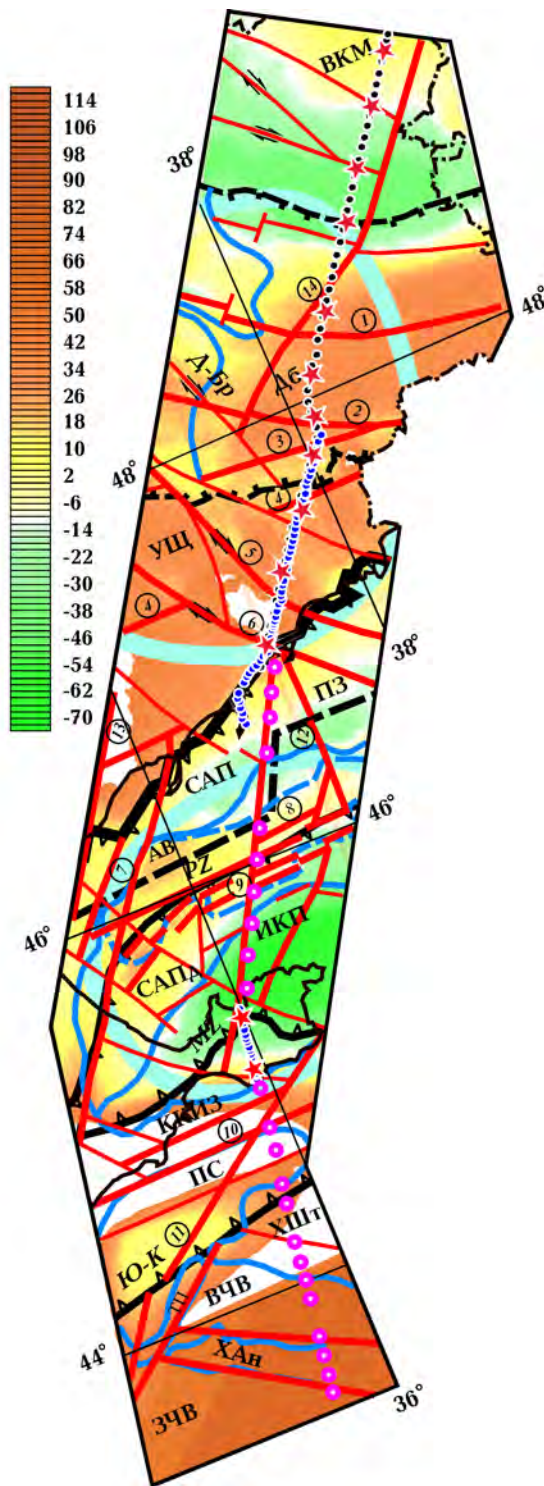


Рис. 4. Аномальное гравитационное поле в редукции Буге при $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$, шкала в мГал, по данным [Кутас и др., 2018]. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

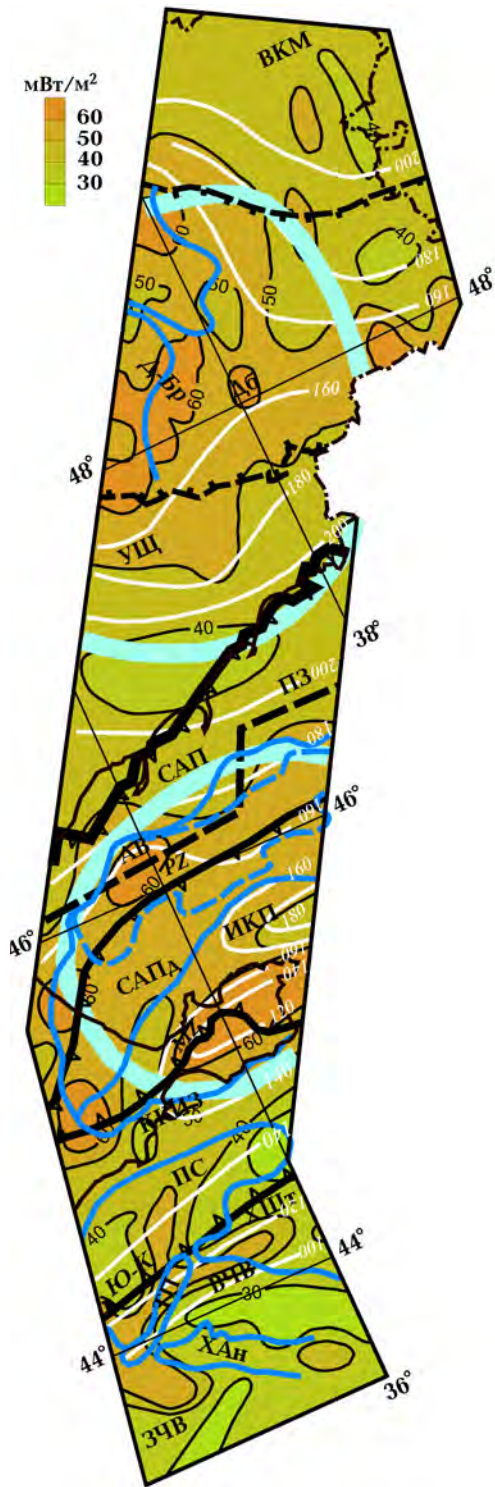


Рис. 5. Плотность тепловых потоков региона. Белым цветом показаны изолинии глубин залегания кровли астеносферы. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

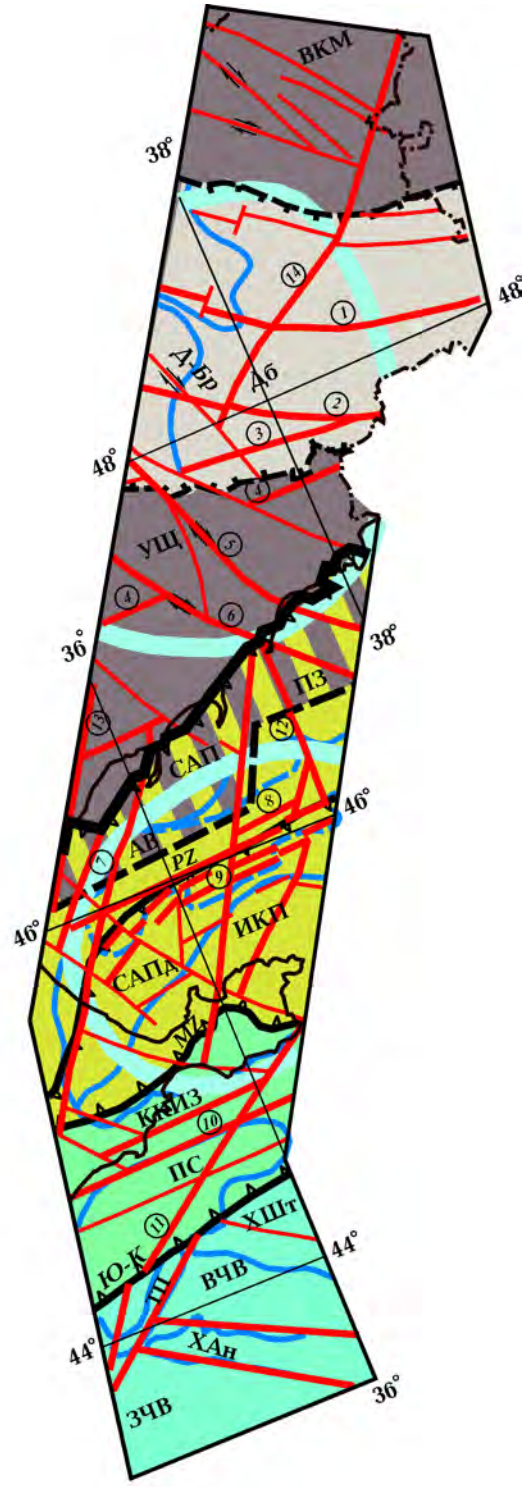


Рис. 6. Схема тектонического районирования кристаллической коры. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

ких ситуаций, к которым относятся, в частности, континентальные рифты и зоны субдукции. В общем случае — это зоны растяжения и надвигов—поддвигов.

Таким образом, информативность магнитного поля для тектонического и петрологического истолкования сейсмического разреза вдоль изучаемого профиля заключается в следующем. Морфология наблюдаемого поля отражает структурный план верхней части коры, в первую очередь — разломную тектонику. Интенсивность локальных аномалий непосредственно связана с составом их источников. В задачу исследования не входило детальное картирование пород. Именно глубинные разломы, отражающиеся в магнитном поле, были объектом изучения. Обобщение различных схем разломной тектоники [Тектонічна ..., 2007; Герасимов та ін., 2005; Гожик и др., 2006] показало неоднозначность выделения разломов разных рангов. Поэтому, используя аномальное магнитное поле и привлекая гравитационное поле, по общеизвестным признакам проявления разломов в потенциальных полях было уточнено положение и строение главных разломов (Тимашевского, Главного Азовского надвига, Правдинского и др.), связанных с глубинным строением земной коры. Здесь ключевую роль играет региональная компонента аномального магнитного поля, отражающая магнитную неоднородность состава и тектоническую обстановку в глубинных частях кристаллической коры. Рис. 2, 3 иллюстрируют распределение региональной компоненты аномального магнитного поля¹ и сводную 3D модель ее глубинных источников в виде проекций на земную поверхность, полученную ранее по Азово-Черноморскому региону.

Аномальное магнитное поле ПМБ и ВКМ сложно дифференцировано вследствие практически обнаженного докембрий-

ского фундамента и разнообразия состава пород, его слагающего. При этом преобладает северо-западное простирание структур и крупных разломов с правосторонними сдвиговыми перемещениями по ним. Такой характер поля сохраняется на юге до границы ВЕП, установленной по переходу от дифференцированных магнитного и гравитационного полей платформы к слаборасчлененным к югу от нее, где преобладают общие широтные простирания. В пределах Дб слабо дифференцированное поле четко разделяется Центрально-Донбасским разломом на области с отрицательным к югу от разлома и положительным знаком к северу от него.

В Переходной зоне (ПЗ) по Кальмиус-Джигинскому меридиональному разлому, "чужеродному" относительно общего плана разломов региона, происходит разделение его на западную, где развита диагональная система разломов, и восточную, где их простирание преимущественно северо-западное. В региональном магнитном поле ПЗ отмечается продолжение региональной аномалии западной части ПМБ (Западно-Приазовской аномалии) с существенным уменьшением ее интенсивности и осложнением морфологии широтными и северо-восточными разломами.

К югу от Переходной зоны морфология регионального магнитного поля подчиняется Мезозойской и Палеозойской сутурам, при этом внутренняя часть ИКП отмечается повышенным региональным фоном, в центральной части которого фиксируются два почти ортогональных максимума северо-западного (Крымского) и северо-восточного (Кавказского) направлений, разделенные разломом северо-восточного простирания. Вероятнее всего, этот разлом можно рассматривать как один из разломов Правдинской зоны разломов, также отделяющей Крымскую от Кавказской части Альпийской складчатой системы. Внешняя часть ИКП, ограниченная с севера Мезозойской сутурой, характеризуется отрицательным полем. Оно переходит в поле ККИЗ и северо-восточной части прогиба Сорокина также отрицатель-

¹Здесь не приводится использованное для трассирования разломов наблюдаемое магнитное поле в связи с графическими сложностями его изображения с необходимой детальностью.

ного знака, но широтного простирания. Ему соответствует система Южно-Керченского разлома того же простирания.

Далее к югу характер аномального магнитного поля изменяется. Интенсивная положительная аномалия северо-западного простирания охватывает юго-западную часть ПС, ХШт, северо-восточную часть поднятия Тетяева (ПТ) и блок ВЧВ. Вдоль ХАн при переходе к ЗЧВ происходит уменьшение интенсивности поля.

Подводя итог, можно отметить, что региональные магнитные аномалии и соответствующие им магнитные источники фиксируют блоки средней и нижней коры, относящиеся к разным тектоническим ситуациям: Восточно- и Западно-Приазовскому блокам ПМБ и ПЗ, северо-восточному прибортовому блоку Дб и ортогональному к нему блоку ВКМ, внутренней (рифтовой) части ИКП, глубинным блокам кристаллической коры ХШт и смежной части ВЧВ. Под ПС и ПТ глубинные источники магнитных аномалий занимают несогласное положение к простиранию структур осадочного чехла. Это может быть связано с внутрикоровыми нарушениями типа надвиг—подвиг по Южно-Крымской сутуре северного падения и Правдинской зоне разломов северо-западного падения.

Гравитационное поле (см. рис. 4) в отличие от магнитного представляет суммарный эффект всего разреза литосферы. Поэтому при построении 2D и 3D гравитационных моделей консолидированной коры, которая является предметом наших исследований, необходима оценка с достаточной достоверностью влияния осадочного слоя и мантийных неоднородностей. Эффект кристаллической коры, в свою очередь, обусловлен глубиной залегания кристаллического фундамента и неоднородностью вещественного состава всего ее разреза. В рассматриваемом случае гравитационное поле отражает неоднородность кристаллической коры практически в "чистом" виде только в пределах Приазовского мегаблока УЩ. При тектоническом районировании кристаллической коры акваторий вдоль профиля опорной слу-

жила 2D гравитационная модель, в которой учтено влияние осадков [Старостенко и др., 2019]. При этом положение глубинных разломов, систем разломов, их морфология и преобладающее простирание в верхней коре, как было указано выше, получены по анализу наблюдаемого аномального магнитного поля. Их глубинность оценена по его региональной компоненте и 3D магнитной модели региона (см. рис. 3). Последующий анализ разломов, проявляющихся в аномальном магнитном поле и связанных с консолидированной корой, в комплексе с гравитационным полем и 2D плотностной моделью показал, что практически все они находят проявление в гравитационном поле (см. рис. 4). В нем отмечается однозначная связь с морфоструктурами осадочного чехла и опосредованная таким образом связь их границ с разломами кристаллической коры.

В целом полоса вдоль профиля характеризуется сложным гравитационным полем, интенсивность которого изменяется от +114 до -70 мГал. Наибольшей интенсивностью характеризуется ККИЗ, ХШт, ХАн ВЧВ и ПМБ УЩ. Наиболее интенсивный минимум фиксируется над внутренней частью ИКП, отрицательное поле южного склона ВКМ сменяется слабым положительным полем ВКМ. В отличие от ИКП Донбасс, несмотря на большую глубину прогиба, в гравитационном поле проявляется интенсивным максимумом, связанным как с высокой плотностью кристаллической коры, так и с породами осадочного слоя, представленного в том числе и метаморфизованными разностями пород. В Дб находят особое проявление краевые разломы в виде зон минимумов, которые, как показало трехмерное сейсмогравитационное моделирование, связаны с разуплотнением всего разреза земной коры.

Четкое проявление в гравитационном поле находят структуры коры в пределах Азовского моря. На пониженном слабоинтенсивном поле САП и САПд положительным полем четко фиксируется АВ и ограничивающие его разломы, в частности сложнопостроенная зона Тимашевско-

го разлома, входящего, по всей видимости, в состав зоны Палеозойской сутуры. Мезозойская сутура также находит отражение в гравитационном поле, разделяя внутреннюю и внешнюю части ИКП.

Высокоинтенсивная положительная аномалия широтной ориентировки над ККИЗ охватывает северную часть ПС и контролирует широтную систему Южно-Керченской зоны разломов. Южная часть ПС отмечается минимумом поля. Переход к интенсивному положительному полю структур ВЧВ происходит по северо-восточному Правдинскому разлому, предположительно смещенному по Южно-Крымской сутуре к востоку.

Одной из главных и до сих пор дискуссионных тектонических единиц региона является граница ВЕП. Как видно на рис. 4, она без сомнения может быть прослежена по максимальному градиенту поля Δg_{σ} северо-восточного простирания вдоль северной береговой линии Азовского моря. Ее положение однозначно коррелирует со сложной зоной, состоящей из фрагментов разных простираний северо-восточного направления, выделенной по аномальному магнитному полю. Здесь уместно отметить, что гравитационные аномалии не всегда соответствуют региональным магнитным аномалиям по нескольким причинам. Прежде всего из-за суммарного эффекта плотностной неоднородности всего разреза земной коры в гравитационном поле. В магнитном поле выделить региональную компоненту, связанную с глубинными источниками, принципиально возможно.

Вторым важным моментом является природа региональных аномалий. При их истолковании рассматривается не только состав их источников, но и возможность образования их вторичной переработкой основных и ультраосновных пород в благоприятных для формирования магнитных минералов *PT*-условиях. Наконец, существуют "структурные" несогласия гравитационных и магнитных аномалий, которые могут быть связаны с расположением их источников на разных этажах земной коры.

Так, не ясна природа продолжающейся на юг в пределы ПЗ Западно-Приазовской региональной магнитной аномалии. Обратные соотношения гравитационного и магнитного полей отмечены в ККИЗ, во внутренней части ИКП и в Дб (см. рис. 2—4). Несогласия в простирании гравитационных и магнитных аномалий характерны для области сочленения северного окончания Алуштинско-Батумской магнитной аномалии с минимумом гравитационного поля ПС.

Таким образом, совместный анализ аномального, магнитного и гравитационного полей позволил обосновать положение и строение границы ВЕП, уточнить роль крупных глубинных разломов и проанализировать соотношение гравитационных и магнитных аномалий в разных типах структур региона.

Тепловое поле. Изменение тепловых потоков и глубин залегания кровли геотермальной астеносферы в полосе профиля представлено на рис. 5 [Кутас, Цвященко, 1993; Кутас, 2010; Kutas et al., 1998]. ВКМ и ПМБ отличаются низкими тепловыми потоками, характерными для докембрийских платформ. Тепловое поле Дб более дифференцировано. Тепловые потоки изменяются от 35—40 до 60—70 мВт/м², а на локальных объектах — до 80 мВт/м². В формировании региональных закономерностей теплового поля важную роль играет Центрально-Донбасский разлом, разделяющий секторы с разным уровнем теплового поля и морфологией его аномалий [Кутас, Пашкевич, 2000]. К северу от него преобладают низкие тепловые потоки (35—50 мВт/м²), на фоне которых выделяются отдельные аномалии с амплитудой до 60 мВт/м². Аномалия повышенных значений (до 60 мВт/м²) протягивается вдоль северного борта бассейна. К югу от Центрально-Донбасского разлома увеличивается дифференциация поля и повышается общий уровень тепловых потоков. Субширотная область повышенных (50—70 мВт/м²) тепловых потоков протягивается вдоль южного борта бассейна между Центрально-Донбасским и Юж-

но-Донбасским разломами. Региональный уровень теплового потока в южной части Донбасса повышается из-за влияния мантийной составляющей, величина которой составляет 35—38 мВт/м². Существенное влияние на тепловой режим Дб оказала многократная интенсификация геодинамических процессов, сопровождавшаяся активизацией разломов, растяжением литосферы, формированием очагов плавления и глубинных тепломассопотоков. Зоны разгрузки таких потоков выделены в виде условных источников тепла на границе кора—мантия.

Под ВКМ и ПМБ поверхность современной астеносферы находится на глубинах 190—210 км, под Дб она поднимается до 150—160 км [Кутас, Цвященко, 1993; Кутас, Пашкевич, 2000]. При этом следует добавить, что в этом регионе в результате декомпрессии, связанной с тектонической активизацией разломов и образованием приразломных зон растяжения, могли формироваться интенсивные потоки флюидов и очаги плавления в верхней мантии и даже в земной коре.

К югу от ПМБ спокойное поле, характерное для докембрийской платформы (40—50 мВт/м²), продолжается до Азовского вала. В пределах САПд и ИКП тепловые потоки повышаются до 50—65 мВт/м², что характерно для структур позднепалеозойского возраста. Хотя этот район слабо изучен в геотермическом отношении, к западу и востоку от него в пределах СП выделяется ряд аномальных зон, свидетельствующих о ее мезозойской и кайнозойской активизации [Кутас, Цвященко, 1993]. Астеносфера на этом участке профиля находится на глубинах 160—170 км.

В Инголо-Кубанском прогибе тепловое поле отличается большой дифференциацией. Оно изменяется от 40 до 70—80 мВт/м². Минимальными значениями характеризуется внешняя часть прогиба. Понижение тепловых потоков здесь обусловлено накоплением мощной толщи кайнозойских осадков. Высокими значениями теплового потока выделяется внутренняя часть. Мантийная составляющая здесь достига-

ет 40—45 мВт/м², что свидетельствует о рифтовой природе прогиба и его кайнозойском возрасте (эоцен—олигоцен). Мощность литосферы на современном этапе составляет 110—130 км. С запада и востока ее ограничивают соответственно Корсакско-Феодосийский и Кальмиус-Джигинский разломы.

ККИЗ слабо изучена в геотермическом отношении, поскольку здесь практически отсутствуют глубокие скважины, а провести измерения тепловых потоков в шельфовой зоне зондовым методом невозможно из-за малых глубин моря.

В прогибе Сорокина фоновый уровень тепловых потоков снижается, а их дифференциация увеличивается. Плотность теплового потока изменяется от 20 до сотен мВт/м². Преобладают его низкие значения, а высокие образуют локальные аномалии, ширина которых часто не превышает 10 км. Они выделяются преимущественно в зонах развития грязевого вулканизма, диапировых структур, глубинных разломов (выделить их в масштабе рисунка просто невозможно). Определяющее влияние на формирование геотермического режима оказали погружение фундамента, накопление до 9 км постэоценовых осадков, раздробленность земной коры многочисленными разломами. Плотность мантийного теплового потока составляет 30—35 мВт/м², мощность астеносферы — 140—150 км.

Восточно-Черноморская впадина характеризуется низким тепловым потоком (20—40 мВт/м²). Понижение тепловых потоков связано с погружением земной коры и накоплением мощного слоя осадков. На фоне низких значений выделяется серия разномасштабных аномалий. ХАн и ХШт практически не выделяются в тепловом поле, что свидетельствует о преобладающей роли постэоценовой истории геодинамического развития в формировании геотермических условий впадины. Плотность теплового потока с поправкой за осадко-накопление достигает 55—60 мВт/м² [Кутас, 2010]. Мантийная составляющая теплового потока составляет 40—45 мВт/м².

Поверхность астеносферы находится на глубинах 80—100 км.

Районирование консолидированной коры. Анализ магнитного, гравитационного и теплового полей с учетом результатов 2D гравитационного моделирования показал, что кристаллическая кора состоит из отдельных блоков с различными составом, мощностью и стилем разломной тектоники (рис. 6, см. с. 108). Кристаллическая кора разделена на верхнюю, среднюю и нижнюю по значениям скорости и плотности пород УЩ [Красовский, 1981; Чекунов и др., 1991; Корчин и др., 2013] и региональных структур различных регионов мира [Hilbrook et al., 1992; Christensen, Mooney, 1995; Lingsie et al., 2007]. Ранее вместо такого деления были использованы названия этих слоев как "гранитный", "диоритовый" и "базальтовый", условно соответствующие преимущественно кислороду, среднему и основному составу. Нижняя граница верхней коры определяется скоростью $V_p = 6,3 \div 6,4$ км/с, плотностью $\rho = 2,75$ г/см³, средней — $V_p = 6,8$ км/с, $\rho = 2,90$ г/см³, нижней коры, включая коромантийную смесь, — разделом М. Таким параметрам соответствуют результаты термобарического петрофизического моделирования в условиях земной коры УЩ [Корчин и др., 2013]. Для выделения коромантийной смеси приняты значения $V_p > 7,0$ км/с, $\rho > 3,04$ г/см³. Как показало обобщение результатов гравитационного моделирования по профилю DOBREFraction'99 [Старостенко и др., 2008], полученные разными авторами распределения плотности с глубиной имеют существенные различия (рис. 7).

Расхождения в оценке плотности обусловлены преимущественно использованием различных вариантов скоростных моделей. Например, глубину подошвы верхней коры разные авторы оценивают в широких интервалах: от 5 до 20 км (ПК 150, 180), 10—20 км на ПК 215, глубины залегания подошвы средней коры от 20 до 28 км и глубины до кровли коромантийной смеси от 25 до 40 км. Несмотря на такое разнообразие, наиболее близкими оказа-

лись результаты моделирования, представленные в работах [Егорова, Старостенко, 2006; Lingsie et al., 2007; Старостенко и др., 2008]. Использованная здесь гравитационная модель [Старостенко и др., 2008] имеет незначительные расхождения в делении кристаллической коры по комплексу данных [Lyngsie et al., 2007]. Она легла в основу построения комплексной модели по этой части профиля.

На рис. 8 приведена комплексная геолого-тектоническая интерпретация сейсмической модели земной коры по профилю DOBREFraction'99/DOBRE-2 [Starostenko et al., 2017] в сопоставлении с геологическим разрезом осадочного слоя [Стовба, Стифенсон, 2000; Sydorenko et al., 2017] и разрезом верхней мантии, отражающим ее скоростную неоднородность и сверхглубинные флюиды, а также рельеф кровли астеносферы по комплексу данных [Гинтов и др., 2014; Захаров и др., 2014; Цветкова и др., 2017, устное сообщение Т.А. Цветковой].

Мощности верхней, средней и нижней коры по принятым параметрам, как указывалось выше, не всегда оцениваются однозначно, поэтому границы выделенных слоев на разрезе показаны пунктирными линиями. Это относится, прежде всего, к разрезу коры ВКМ, где по сейсмическим данным мощность верхней коры больше, чем по гравитационному моделированию. Под Дб выделяется слой коромантийной смеси, но его параметризация неоднозначна. Его максимальная мощность по распределению плотности соответствует центральной части Дб [Старостенко и др., 2008], тогда как по сейсмическим данным ["DOBREFraction'99" ..., 2003] выделено асимметричное тело (см. рис. 8) с V_p более 6,8—7,0 км/с в разных сейсмических моделях, существенно смещенное на северо-восток относительно максимального прогиба. Под ИКП, ККИЗ и частично под ПС по гравитационному моделированию [Старостенко и др., 2019] также выделяется коромантийная смесь ($\rho = 3,04 \div 3,20$ г/см³), что не соответствует распределению скорости в сейсмическом разрезе над разделом Мохо, не

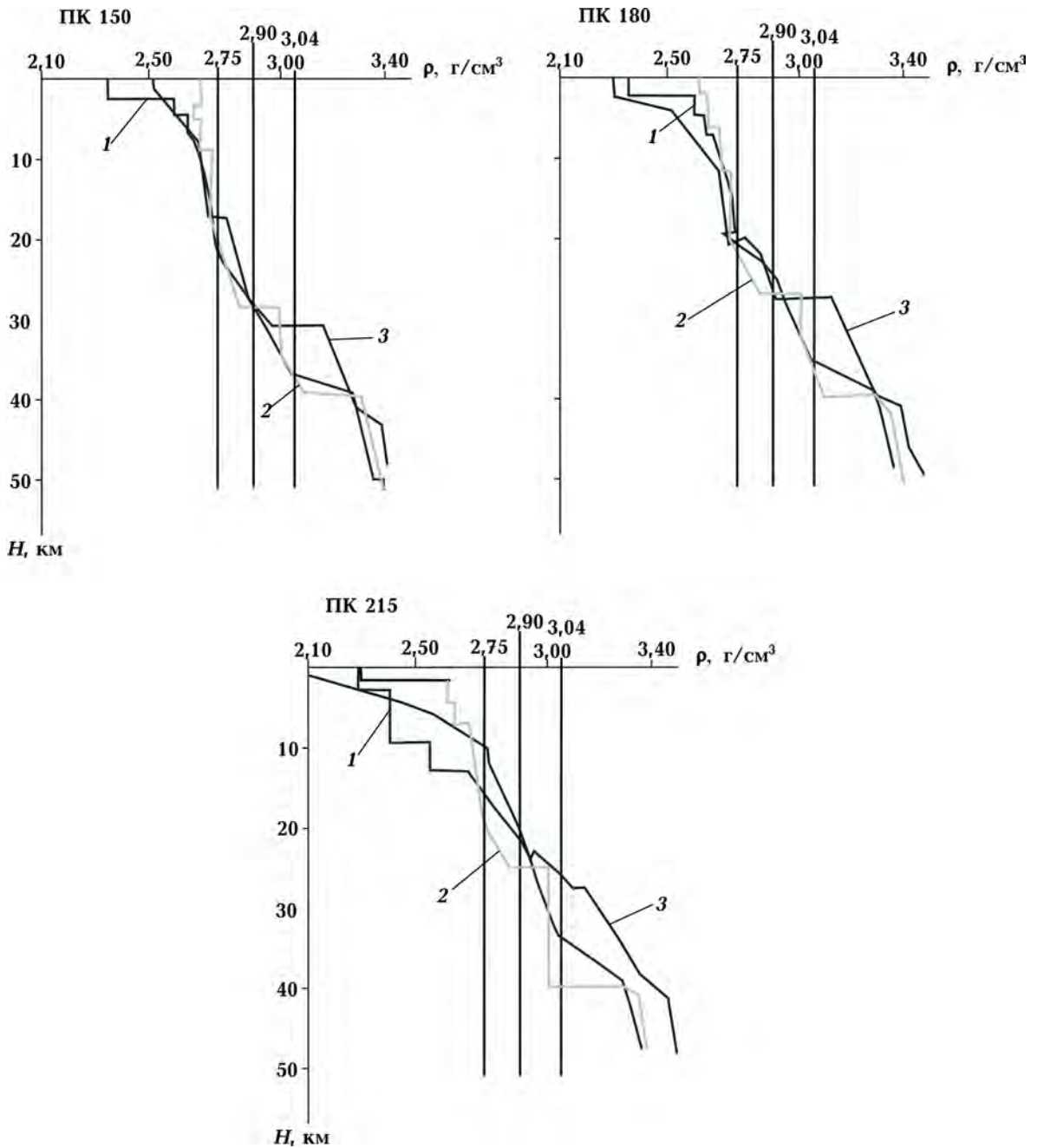
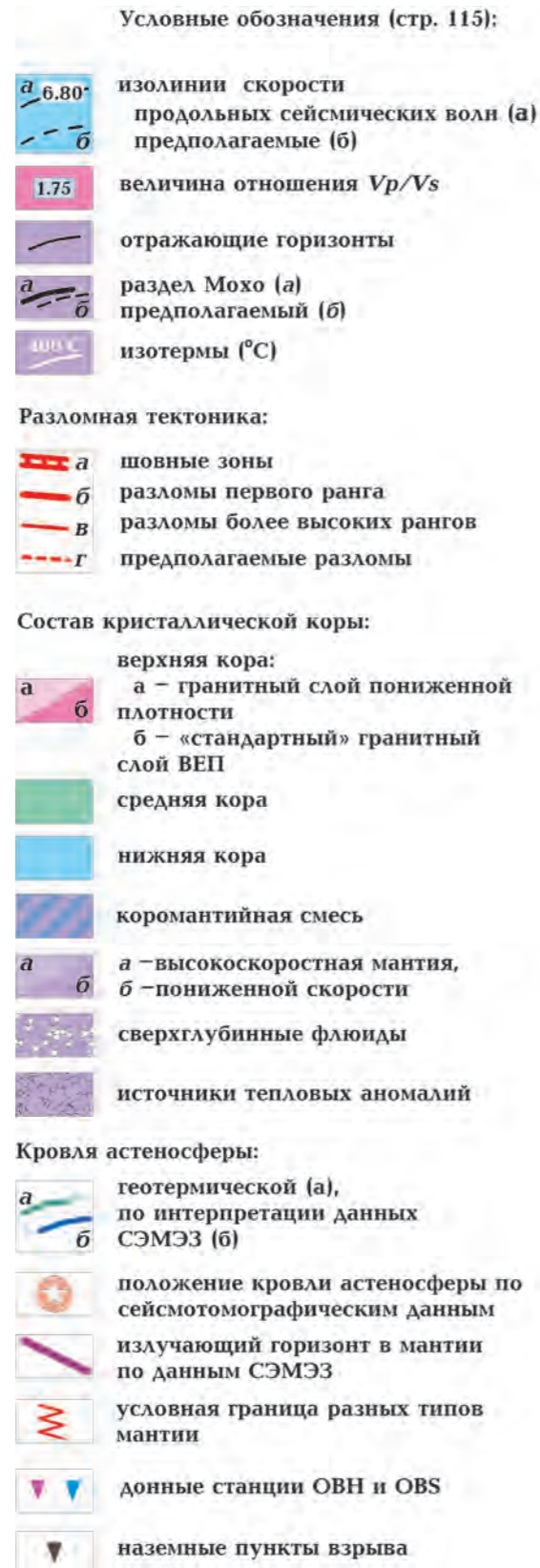


Рис. 7. Сравнение распределения плотности с глубиной по данным гравитационного моделирования разных исследователей по профилю DOBREFraction'99 на пикетах 150, 180, 215. Наиболее близкие результаты получены в работах: 1 — [Старостенко и др., 2008], 2 — [Егорова, Старостенко, 2006], 3 — [Lyngsie et al., 2007]. Показаны плотности, принятые для деления кристаллической коры: 2,75 г/см³ — на подошве верхней, 2,90 г/см³ — на подошве средней, 3,04 г/см³ — на подошве нижней коры (кровле коромантийной смеси).

превышающей 6,8 км/с. Если подвергнуть сомнению полученные здесь значения плотности в нижней коре, не согласующиеся с распределением скорости, то при фик-

сированном положении раздела Мохо плотность всей консолидированной коры этого региона должна быть аномально высокой по сравнению с общепринятыми стан-



←

Рис. 8. Разрез литосферы: а — осадочного слоя, по [Sydorenko et al., 2017; Стовба, Стифенсон, 2000]; б — кристаллической коры по комплексу геолого-геофизических данных; в — литосферной мантии с использованием данных [Гинтов и др., 2014; Цветкова и др., 2017]. Шовные зоны: ЮК — Южно-Крымская, МЗ — Мезозойская, РЗ — Палеозойская, ШЗ — граница ВЕП, Ц-Дб — Центрально-Донбасская. Разломы первого ранга: Пр — Правдинский, Ю-Кч — Южно-Керченский, Нт — Новотитаривский, Тм — Тимашевский, ГАН — Главный Азовский надвиг, К-П — Криворожско-Павловский, Кн — Конкский, Мш — Мушкетовский.

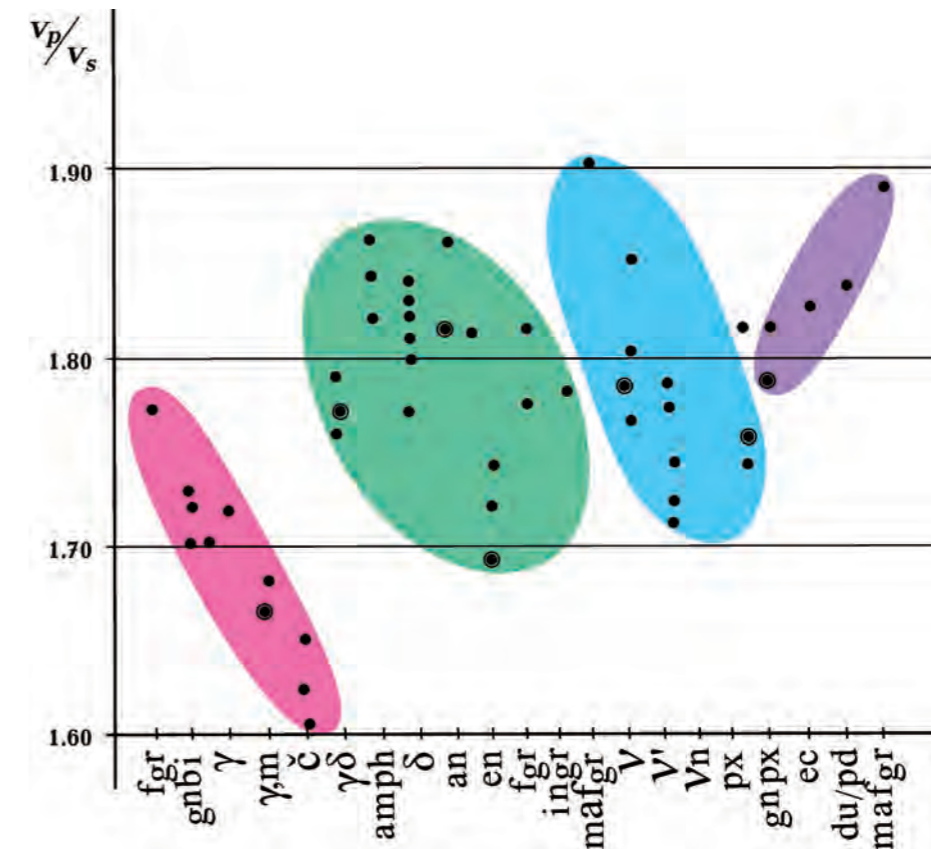


Рис. 9. Корреляция V_p/V_s с составом пород кристаллической коры, по данным [Корчин и др., 2013; Holbrook et al., 1992]. Породы: fgr — кислые гранулиты; gnbi — гнейсы биотитовые; γ — граниты; γ, m — граниты и мигматиты; ϵ — чарнокиты; $\gamma\delta$ — гранодиориты; amph — амфиболиты; δ — диориты; an — андезиты; en — эндербиты; ingr — гранулиты среднего состава; mafgr — мафические гранулиты; v — габбро; v' — амфиболлизированные габбро; vn — габбро-ториты; px — пироксениты; gnpx — гнейсы пироксеновые; ec — эклогиты; du/pd — дуниты/перидотиты.

дартными значениями плотностей ее слоев.

Верхняя кора ("гранитный" слой) при отмеченных пределах величин плотности и скорости и дифференцированном изменении этих параметров и мощности слоев к югу от Главного разлома имеет сложное блоковое строение. Уменьшение скорости до 5,0—5,4 км/с и плотности до 2,50 г/см³ непосредственно под осадочным чехлом в этой части разреза при близких значениях плотности на его подошве (2,70—2,75 г/см³) во всем разрезе позволяет рассматривать его как специфический "гранитный" слой — верхнюю часть верхней коры. Основанием для такого определения служат параметры, которые отличаются от более однородного по плотности и относительно высокоскоростного "гранитного" слоя ВЕП. Эта часть верхней коры распространена в виде отдельных блоков, в целом погружаясь с севера на юг с глубин первых километров до 15 км. К югу от Главного надвига стандартный "гранитный" слой платформы отсутствует во всем разрезе, за исключением отдельных блоков во внутренней части ИКП, ХШт и его юго-западного склона.

Средняя кора ("диоритовый" слой) переменной мощности в виде отдельных блоков присутствует в разрезе на всем профиле за исключением ПС и ВЧБ.

Нижняя кора ("базальтовый" слой) распространена не повсеместно и имеет широкий диапазон мощности. По гравитационному моделированию она отсутствует под ХШт и имеет максимальную мощность под ПС.

Коромантийная смесь по этим же данным имеет максимальную мощность между Южно-Крымской и Мезозойской сутурами — под внешней частью ИКП, ККИЗ и Дб.

Границы смены мощности всех слоев и соотношений их мощностей хорошо увязываются с положением разновозрастных сутур (Южно-Крымской и Мезозойской) [Герасимов та ін., 2005; Юдин, 2006; Гинтов и др., 2014], ГАН и Центрально-Донбасским разломом. Причем В.В. Юдин [2006] считает Центрально-Донбасский разлом

также сутурой. Таким образом, описанными особенностями строения консолидированной коры и ее состава можно охарактеризовать следующие крупные тектонические единицы (см. рис. 6, 8).

Северо-восточный сегмент исследованной территории от 0 до 340 км объединяет три главных тектонических элемента южной окраины ВЕП, включая южный склон ВКМ, ПМБ, с наложенной структурой Донбасса, разделенных сложной системой разновозрастных разломных зон. Граница ВЕП четко прослеживается по магнитному и гравитационному полям как сложная зона общего северо-восточного простирания, сформированная из фрагментов многократно активизированных разломов разного простирания (см. рис. 6). По данным СЭМЭЗ она выделена как шовная зона южного падения, уходящая на глубину до 150 км [Захаров и др., 2014].

Структурный план верхней коры этого сегмента обусловлен докембрийским "стилем" ПМБ и южного склона ВКМ. Здесь преобладают северо-северо-западного простирания складчатые и разрывные структуры и несогласный с ним тектонический облик Донбасса, в пределах которого доминируют разломы продольного и северо-восточного простирания.

Мощность земной коры в пределах сегмента практически постоянна (40 ± 2 км), но ее структура и геофизические параметры существенно изменяются. Кристаллическая кора ВКМ представлена верхней (15—18 км) и средней (17—20 км) корой, а мощность нижней не превышает 5 км. Такая структура земной коры сохраняется до пересекающего всю кристаллическую кору субвертикального глубинного разлома (230—260 км), который следует рассматривать как глубинное проявление северного краевого разлома Дб и южную границу ВКМ. К югу от разлома мощность верхней и средней коры уменьшается до 7—12 км, а нижней увеличивается до 15—18 км. При этом существенно изменяется структура кристаллической коры, что обусловлено ключевой ролью наклонной к югу сквозькоревой тектонической

зоной, установленной по сейсмическим данным [Maystrenko et al., 2003] и подтвержденной гравитационным моделированием [Старостенко и др., 2008]. В центральной части Дб "гранитный" и "диоритовый" слои как бы срезаются этой сложно построенной тектонической зоной. Ее можно рассматривать как внутрикоровый срыв, образовавшийся на этапе растяжения земной коры в процессе рифтогенеза и/или как систему взбросов и надвигов, сформировавшихся на этапе инверсии и сжатия. По результатам МОГТ эта наклонная сквозькоровая граница может рассматриваться как ступенчатое погружение земной коры по серии разломов, которые не прослеживаются в нижней коре [Стовба, Стифенсон, 2000]. Конфигурация нижней коры представляет собой асимметричное тело, ограниченное наклонной тектонической зоной на юге, максимальная мощность которого зафиксирована под северной частью Дб. В составе высокоскоростной ($V_p > 7,0$ км/с) нижней коры по гравитационному моделированию установлена коромантийная смесь ($\rho > 3,04$ г/см³). Ее мощность постепенно увеличивается в северном направлении и достигает максимальных значений (7 км) к северу от Центрально-Донбасского разлома (200 км). Южнее под Складчатым Донбассом мощность коромантийной смеси уменьшается и уже за его пределами под ПМБ полностью выклинивается.

Иное строение и состав имеет земная кора ПМБ. Его верхняя и средняя кора разбита на отдельные блоки серий наклоненных в направлении Дб разломов. Мощность верхнего слоя составляет 7—10 км, среднего увеличивается до 20 км. Нижнюю кору, мощность которой не превышает 10 км, наклонная плоскость срыва делит на две части, имеющие очевидно, разную природу. Верхнюю часть, лежащую над плоскостью срыва, следует рассматривать как нижнюю кору ПМБ, а нижнюю — как продолжение новообразованной под рифтом высокоскоростной нижней коры.

Своеобразное строение приобретает

земная кора в зоне перехода от ПМБ к Складчатому Донбассу (интервал 80—120 км). Она представлена породами со скоростями, характерными для "гранитного" слоя ($V_p = 6,1 \div 6,3$ км/с), и обрамляет Складчатый Донбасс вдоль всего южного борта. Конфигурация изолиний скорости в этой зоне изменяется с субгоризонтальной в пределах ПМБ на субвертикальную. Создается впечатление о резком наклонном погружении верхнего слоя коры ПМБ при растяжении или его сучивании при сжатии, хотя по гравитационному моделированию этот блок состоит из верхней и средней коры с существенно уменьшенными относительно к ПМБ мощностями. Такое противоречие между сейсмической и плотностной моделями можно объяснить изменением плотности гранитоидов в условиях *PT*-условий на глубине 30 км, где они приобретают значения, свойственные породам среднего состава [Корчин и др., 2013]. Далее вплоть до Центрально-Донбасского разлома мощность этих слоев уменьшается до 1—2 км. Таким образом, этот разлом играет важную структурообразующую роль в земной коре, поскольку он делит бассейн на две части (южную и северную), которые существенно различаются по строению, составу, скоростной характеристике разреза осадочного слоя и консолидированной коры.

По результатам гравитационного моделирования в ВКМ, зоне рифта и ПМБ в подкоровой мантии выделяется слой пониженной плотности, погружающийся к югу, мощность которого увеличивается в этом направлении от 5 до 12 км. Сейсмические скорости в нем изменяются от 8,3 км/с в северной части до 8,0 км/с в южной, а плотности — от 3,39 до 3,33 г/см³ соответственно. Подошва слоя фиксируется изолинией скорости 8,4 км/с на глубинах 45—50 км. Эти глубины соответствуют положению кровли палеоастеносферы на этапе рифтообразования, выделяемой по результатам интерпретации геотермических данных [Кутас, Цвященко, 1993; Кутас, Пашкевич, 2000]. Под центральной частью прогиба в Дб на этих же

глубинах установлен подъем мантийной отражающей границы [Lyngslie et al., 2007], максимум которой приходится на 180 км.

Скифская плита является вторым крупным сегментом, включающим ИКП и САПд с АВ в его пределах (см. рис. 6, 8). Границы сегмента определяются составом консолидированной коры, состоящей из верхней, средней и нижней коры, не содержащей коромантийной смеси. Верхняя кора при этом по результатам гравитационного моделирования представлена только верхней частью "гранитного" слоя. Этот слой прослежен и далее на юг, однако строение кристаллической коры под ним существенно изменяется. Именно поэтому современной южной границей СП рассматривается Мезозойская сутура, осложненная Новотитаривским разломом. На севере по тем же признакам СП ограничена ГАН и сопутствующими разломами. Скифская плита не сочленяется непосредственно с ВЕП.

Переходная или композитная зона выделена в самостоятельную структуру, поскольку обладает рядом особенностей состава и строения земной коры, которые не позволяют отнести ее ни к СП, ни к ВЕП. Здесь "гранитный" слой, типичный для ВЕП, имеет аномально высокую мощность. Морфология сейсмических границ, ограничивающих среднюю и нижнюю кору и воздымающихся в сторону шовной зоны на границе с ВЕП, является результатом серии крупных надвигов, аналогичных ГАН СП с аномальным строением, на типичную кору южной части ВЕП, приведших к "сдваиванию" мощности "гранитного" слоя. Это предположение подтверждается описанной выше сменой структурного плана верхней коры при переходе к ВЕП (см. рис. 2, 4, 6). Под Главным разломом в состав верхней коры входит нижний "гранитный" слой, характерный для платформы, вероятно фиксирующий древнюю границу ВЕП, перекрытую "гранитным" слоем СП.

Переходный сегмент от СП к ВЧП, ограниченный Мезозойской и Южно-Крымской сутурами, включает внешнюю часть

ИКП, ККИЗ и ПС. Он характеризуется высокой плотностью нижней коры, присутствующей коромантийной смеси, и аномальной мощностью "базальтового" слоя под ПС, возможно, "сдвоенной" в результате надвига по Южно-Крымской сутуре.

Сегмент ВЧВ (ХШт, собственно ВЧВ и ХАн) (см. рис. 6, 8) характеризуется постепенным уменьшением мощности коры к югу от 43 км под Южно-Крымской сутурой до 30 км под ХАн. Кристаллическая кора этого сегмента по данным гравитационного моделирования, в отличие от скоростной модели, чрезвычайно дифференцирована, но общей чертой ее состава является повсеместное распространение в разрезе верхней части "гранитного" слоя разной мощности. Причем континентальный тип коры в виде трехслойного разреза присутствует только в северной части ХШт, которая по представлениям некоторых исследователей названа Северным Шатским или Северо-Черноморским поднятием. Кристаллическая кора большей юго-западной части хребта состоит из верхней и средней коры континентального типа. В коре ВЧВ по данным гравитационного моделирования выделены два блока. В северном из них мощность "гранитного" слоя больше. В южном блоке зафиксированы признаки коромантийной смеси. ХАн имеет аналогичный состав коры. И в том, и в другом случае развита утоненная континентальная кора, а между хребтами кристаллическая кора только фрагментарно поддается четкой классификации.

Распределение температур в разрезе коры вдоль профиля (см. рис. 8) указывает, что минимальные температуры на профиле соответствуют ВКМ и ПМБ, высокие — ВЧВ, ИКП, центральной и южной частям Дб. Раздел Мохо не изотермичен. Температуры на нем изменяются от 450—500 °С под ВЧВ до 650—700 °С под Складчатым Донбассом. На уровне раздела кора—мантия отмечается незначительное повышение температуры в сутурных зонах.

Что касается магнитной неоднородности консолидированной коры, то, как сле-

дует из рис. 2, расположение профиля относительно региональных магнитных аномалий позволяет отразить их источники в разрезе только в Дб, САП и в ВЧВ. Трехмерное магнитное моделирование (см. рис. 3) выполнено в предположении, что источники региональных магнитных аномалий относятся ко всему разрезу консолидированной коры, за исключением внутренней части ИКП, где температура Кюри магнетита ($\sim 580^\circ\text{C}$) достигается выше подошвы коры (см. рис. 8) [Кутас, Пашкевич, 2000; Орлюк и др., 2009].

В ВЧВ известная Алуштинско-Батумская магнитная аномалия северо-западного простираения обусловлена сложным источником, охватывающим ХШт, частично ХАн и кору ВЧВ между ними. Его намагниченность не превышает $2,75\text{ А/м}$ при фоновом значении $2,0\text{ А/м}$. Кора СП и ККИЗ практически немагнитна со слабомагнитными источниками типа даек широтного простираения. Наиболее ярко в магнитном поле проявлена внутренняя часть ИКП. С одной стороны, это повышенная намагниченность ($0,4\text{ А/м}$) всей этой части прогиба, подчеркивающая северо-восточное простираение структуры на западе и северо-западное на востоке, с другой — в центре западной половины имеется почти изометричное тело с намагниченностью $1,15\text{ А/м}$ и нижней кромкой на глубине около 25 км .

В Переходной зоне намагниченность коры неоднородна. В ее западной и восточной частях она достигает $0,4\text{ А/м}$ и увеличивается при переходе к ПМБ до $2,8\text{ А/м}$ в пределах Западно- и Восточно-Приазовского блоков, подчеркивая переходный характер этой зоны от СП к ВЕП.

В Дб консолидированная кора Центрально-Донбасским разломом (сутурой) четко разделяется на южную немагнитную, наиболее прогретую часть под Складчатым Донбассом, и северо-восточную, обладающую намагниченностью до $2,0\text{ А/м}$. При этом северная часть Восточно-Приазовского блока, граничащая с прибортовой частью Дб, имеет намагниченность глубинного источника до $1,5\text{ А/м}$.

Районирование верхней мантии. По данным сейсмической томографии [Цветкова и др., 2017] под ВКМ, Дб, ПМБ зафиксирована высокоскоростная верхняя мантия, в пределах которой под Дб и восточной частью ПМБ выделен сверхглубинный флюид **f12** в виде переслаивания высоких и пониженных значений аномалий продольных сейсмических скоростей (см. рис. 6, 8). Высокоскоростная мантия на глубине 125 км сменяется слоем пониженных аномалий скоростей (менее $0,025\text{ км/с}$) мощностью 100 км , под которым до глубины 380 км залегает слой с повышенными скоростями. Чередование скоростей прослежено до 2240 км .

Переходная зона от ВЕП к СП характеризуется более однородным строением мантии и типичной для докембрийской платформы погруженной кровлей астеносферы. Она соответствует зоне раздела мантии по скоростной характеристике. К югу от ПЗ выделен низкоскоростной слой, полого погружающийся под углом $12\text{--}15^\circ$ к северу с глубины 50 км под Южно-Крымской сутурой до 90 км под Палеозойской сутурой. Далее на северо-восток до 150 км он погружается под углом 50° . На глубинах $120\text{--}125\text{ км}$ под юго-западной границей ХШт происходит резкий изгиб подошвы этого слоя (с 20 до 60°), погружающийся до 245 км под ККИЗ. В северной части наклонного низкоскоростного слоя по сейсмотомографическим данным выделен сверхглубинный флюид **f10**. Начало переслаивания скоростей в нем на глубине около 75 км соответствует положению кровли низкоскоростного наклонного слоя, а его завершение происходит на глубине 1350 км . В разрезе коры флюиды **f10** соответствуют ИКП и САПд (см. рис. 6, 8). Сверхглубинные флюиды **f10** и **f12** различаются по глубине начала расчлененности мантии и интенсивности ее проявления.

Районирование мантии по скоростной характеристике находит отражение в рельефе поверхности астеносферы, выделенной по данным геотермии и АСЭМЭЗ (см. рис. 8). Последние сейсмотомографи-

ческие оценки по редкой сети глубины залегания кровли астеносферы с использованием градиента изменения скорости с глубиной (устное сообщение Т.А. Цветковой) дают хорошее совпадение с глубинами до геотермической астеносферы и являются своего рода критерием достоверности положения ее кровли.

В пределах ВКМ и ПМБ поверхность современной астеносферы находится на глубинах около 210—190 км. Под Дб она поднимается до 150—160 км. При этом не исключается, что в этом регионе в связи с активизацией в кайнозойские глубинных разломов и образованием приразломных зон растяжений происходило понижение давления, сопровождавшееся поднятием расплавов и потоков флюидов. Подъем астеносферы под Дб сопровождается образованием нижнекорово-верхнемантийных тепловых источников и соответствует низкоскоростному слою в пределах **f12** на глубинах 125—225 км. По данным СЭМЭЗ подъем астеносферы на глубине 140 км менее выражен.

Максимальная глубина залегания кровли геотермической астеносферы фиксируется под южной границей ВЕП и ПЗ, к югу от которой она постепенно уменьшается, согласуясь с морфологией мантийного слоя пониженных скоростей, и к югу от мезозойской сuture под ВЧБ практически совпадает с данными СЭМЭЗ. Под ИКП на современном этапе она находится в приподнятом положении на глубинах 110—130 км, а под ВЧВ — на глубине 90 км [Кутас, 2010].

В южной части профиля источники тепловых аномалий коромантийного уровня находятся под ХШт и в лежащем боку Мезозойской сuture под ИКП.

Районирование кристаллической коры и верхней мантии иллюстрирует связь коровых и мантийных неоднородностей. Именно над границей раздела мантии на два "блока" происходит смена характера разломной тектоники кристаллической коры. К югу от нее стиль разломов определяется Южно-Крымской и Мезозойской сuturaми северного падения, тогда как шовная зона ВЕП и Палеозойская сutura име-

ют южное падение. Разрез кристаллической коры к северу от более древней сuture осложнен внутрикоровыми пологими разломами типа надвиг—поддвиг. Само наличие низкоскоростного мантийного слоя, общее северное погружение его, а также Южно-Крымской и Мезозойской сuture может интерпретироваться как современное проявление суммарного эффекта послепалеозойских субдукций.

Обсуждение результатов

Строение разных этажей современной литосферы сохранило признаки сложной и активной истории тектонического развития региона. Комплексное рассмотрение их скоростной, плотностной, магнитной и тепловой неоднородностей показало связь особенностей разломной тектоники кристаллической коры, структур осадочного чехла и неоднородности мантийной литосферы, что обусловило районирование литосферы. Решающую роль в районировании земной коры играют глубинные разломы ее кристаллической части разных этапов формирования литосферы. Большинство исследователей связывают строение земной коры региона с эволюцией Палео-, Мезо- и Неотетиса (см., например, [Юдин, 2006; Гинтов и др., 2014]). Неоднократные перемещения крупных доменов в связи с открытием и закрытием океанов разного возраста в современном разрезе фиксируются крупными внутрикоровыми срывами типа надвигов—поддвигов. Общая направленность тектонических процессов от древних к более молодым отражается в виде закономерного подъема подошв литосферы и коры с севера на юг — от палеозойских структур Дб к структурам послепалеозойского этапа, а также присутствия "останцов" "гранитного" слоя, типичного для ВЕП в ИКП и ХШт. Верхняя часть "гранитного" слоя, вероятно относящаяся к СП, прослеживается на юг за ее современную южную границу, выделенную нами по резкой смене разреза консолидированной коры по Мезозойской сuture. Вероятно, распрост-

ранение этой части "гранитного" слоя даже в структурах ВЧВ может рассматриваться как признак палеоположения СП в один из этапов ее "путешествия", связанного с развитием разновозрастных океанов. Примечательно, что внутрикоровые разломы и разновозрастные сутуры имеют встречное падение, ярко проявившееся в зоне сочленения Мезозойской и Палеозойской сутур (см. рис. 8) над разломом мантии с существенным различием по скоростной характеристике и наличию флюидных доменов.

Районирование кристаллической коры по мощности и соотношению главных ее слоев, наличию в разрезе коромантийной смеси и связи неоднородности строения с наиболее крупными разломами свидетельствует о закономерной приуроченности осадочных структур к областям смены ее состава, которая происходит по шовным зонам (сутурам). Наиболее ярко такая связь проявлена под ПС и внутренней частью ИКП — с Южно-Крымской и Мезозойской сутурами соответственно. Кристаллическая кора внутренней части ИКП граничит с таковой внешней части по Мезозойской сутуре северного падения. Под внешней частью прогиба по данным гравитационного моделирования [Старостенко и др., 2019] отмечается аномально высокая мощность нижней коры, обусловленная присутствием коромантийной смеси, толщиной до 20 км. Сутура имеет сложное строение с оперяющим ее Новотитаривским разломом и аномально низкими значениями скорости и плотности верхней части "гранитного" слоя непосредственно под осадочными отложениями.

ПС располагается над висячим боком Южно-Крымской сутуры северного падения. По сутуре происходит смена мощности коры и ее состава. Увеличивается мощность нижней коры из-за появления коромантийной смеси и практически отсутствует средняя кора в глубинном блоке между Южно-Крымской сутурой и Правдинским разломом.

Маломощная коромантийная смесь и обособленный блок между Палеозойской

сутурой и ГАН с максимальной мощностью средней коры отмечается под АВ. ГАН и сопряженные с ним пологие разломы в ПЗ также можно рассматривать как проявление своеобразной сутуры, приведшей к формированию этой переходной зоны от СП к ВЕП. Как уже отмечалось, граница аномально высокой мощности верхней коры, прослеженной южнее границы ВЕП до смены типа разреза всей коры под ГАН, может рассматриваться как граница ВЕП, "погребенная" в результате поддвига.

Границы структур осадочного слоя пространственно совпадают с разломами кристаллической коры, что свидетельствует об унаследованности этих границ. Это особенно отчетливо наблюдается на примерах южной границы АВ, северной границы ИКП и северной границы ПС (см. рис. 6). Зона Тимашевского разлома сложного строения и переменного простирания, согласного с простиранием Мезозойской сутуры, однозначно определяет морфологию границы АВ. Серия широтных разломов, нарушенных диагональными разломами, также описывает границу ИКП. Наконец, северная широтная граница ПС соответствует разлому, входящему в систему Южно-Керченской зоны широтных разломов. Судя по всему, САП можно отнести к присутурным структурам.

Особое соотношение структур осадочного слоя с глубинным строением кристаллической коры наблюдается в Дб. Здесь в строении и составе современной коры наиболее ярко сохранились признаки формирования рифта и его последующей истории. Ключевыми моментами при этом можно считать существование пологого сквозькорового сместителя и связанного с ним резкого уменьшения мощности верхней и средней коры, а также наличие мощной нижней коры с коромантийной смесью в ее составе.

Палеорифт Дб зародился на неоднородной достаточно мощной и холодной литосфере [Кутас, Пашкевич, 2000]. На начальной стадии рифтообразования растяжение коры со сдвигом происходило по ос-

лабленной дорифтовой шовной зоне правого сдвига под влиянием внешних сил (пассивный рифтинг). Растяжение верхней части коры обусловило декомпрессию подкоревой литосферы, ее ослабление и растяжение, деструкцию земной коры и ее подплавление снизу. К выводу о развитии рифта в ослабленной зоне, подплавлении коры снизу вследствие магматической активности пришли также авторы [Lingslie et al., 2007]. Неотъемлемым признаком рифта являются глубинные магнитные образования в северной краевой части структуры, которые смещены на северо-восток по отношению к центральной части, а также к подъему кровли нижней коры и образованию коромантийной смеси. Начало рифтообразования произошло в этой зоне, а формирование самой осадочной структуры обусловлено растяжением коры по установленному пологому разлому [Maystrenko et al., 2003]. Асимметричная форма рифта является комбинацией механизмов простого [Wernicke, 1985] и чистого сдвигов [Mckenzie, 1978].

Представление о вещественном составе разных этажей кристаллической коры вдоль профиля получено в результате сравнения распределения значений скорости и плотности слоев земной коры с экспериментальными измерениями V_p и ρ кристаллических пород в PT -условиях разных глубин УЩ [Корчин и др., 2103], а также обобщения данных лабораторных измерений V_p и разных типов пород кратонов мира [Holbrook et al., 1992; Christensen et al., 1995]. Соотношения мощностей верхней, средней и нижней коры в разных блоках разреза варьируют в широких пределах, а следовательно, значения ρ и V_p этих этажей соответствуют разным термобарическим условиям. По интервалам этих параметров, принятым для выделения этажей кристаллической коры, определен "набор" пород — их состав (см., например, [Holbrook et al., 1992; Christensen, Mooney, 1995]).

Верхняя кора преимущественно кислого состава может быть сложена следующими породами: биотитовыми гнейсами,

гранитами и мигматитами главным образом плагиоклазового состава, чарнокитами; в меньшей мере могут присутствовать кислые гранулиты и амфиболиты. При этом некоторые разновидности гранитов на глубине 30 км приобретают параметры, характерные для пород средней коры, что вносит некоторую неоднозначность оценки состава.

Средняя кора, вероятнее всего, представляет собой постепенный переход от кислых пород к основным. Поэтому в ее состав могут входить гранодиориты, диориты, амфиболиты, гнейсы амфибол-биотитовые, эндербиты, гранулиты кислого и среднего состава.

Нижняя кора содержит коромантийную смесь большой плотности и скорости, развитую фрагментарно. К нижней коре отнесены анортозиты, основные гранулиты, габбро, метагаббро, габбро-нориты, возможно гнейсы двупироксеновые и пироксениты. Группа ультраосновных пород *коромантийной смеси* состоит из пироксенитов, двупироксеновых гнейсов, эклогитов, мафических гранулитов, дунитов/перидотитов.

Петрологическая интерпретация скоростной и плотностной моделей подтверждена анализом изменения значений V_p и V_s в зависимости от разного состава пород. Для анализа использованы отношения, рассчитанные нами для пород кристаллической коры щитов (кратонов) при соответствующих PT -условиях [Holbrook et al., 1992; Корчин и др., 2013]. Величины V_p/V_s образуют три неперекрывающихся поля корреляции, соответствующие верхней, средней и нижней коре (рис. 9, см. вклейку на с. 116). В каждой группе значение этого параметра уменьшается с увеличением основности пород по близкому к линейному закону. Особую группу представляют породы, отнесенные к коромантийной смеси, где наблюдается увеличение значений отношения V_p/V_s до 1,80—1,90. Полученные закономерности подтверждают правомерность разделения коры на верхнюю, среднюю и нижнюю и специфичность не только состава, но и ус-

ловий формирования коромантийной смеси. Так, в работе [Lyngsie et al., 2007] эта часть разреза в Дб представлена мафическими и ультрамафическими кумулятами, образованными фракционной кристаллизацией в силах нижней коры, сложенной анортозитами или мафическими гранулитами. К сожалению, по результатам DOBREfraction'99/DOBRE-2 оценено лишь пять значений этого параметра, относящихся к верхней и средней коре ВКМ, коромантийной смеси под Дб и верхней и средней коре ПМБ. Это не позволяет выполнить прогноз состава коры по всему профилю. Такая попытка была предпринята в работе [Gobarenko et al., 2017].

Значения $V_p = 6,5 \div 6,6$ км/с и $V_s = 3,7$ км/с на глубине 30 км под Керченским полуостровом соответствуют гранодиоритам и диоритам [Корчин и др., 2013; Gobarenko et al., 2017], плотность которых согласуется с результатами гравитационного моделирования (см. рис. 6).

Исследования методом локальной сейсмической томографии дали основание предполагать существование в ККИЗ слоя серпентинизированных основных пород на глубине 30 км, образование которого обусловлено гиперрастяжением верхней мантии [Gobarenko et al., 2017]. Поскольку это предсказание основано только на величине соотношения продольных и поперечных волн, необходимо проанализировать возможность существования здесь термодинамических условий для осуществления процесса серпентинизации и гиперрастяжения, которые рассмотрены в работах [Pérez-Gussinye, Reston, 2011; Schwartz et al., 2012; Rupke et al., 2013].

Серпентинизация в пределах зоны перехода от континентальной коры к океанической начинается при воздействии комбинации базовых факторов. Прежде всего, необходим контакт огромного количества морской воды с породами верхней мантии. Чтобы произошла химическая реакция с образованием $1,0 \text{ м}^3$ серпентинита, требуется $0,4 \text{ м}^3$ воды. Это возможно только при существовании густой сети тектонических нарушений, пронизывающих

всю земную кору вплоть до верхней мантии, что обуславливает ее хрупкое состояние. В такой ситуации морская вода попадает в мантийные породы. Показателем необходимой хрупкости служит коэффициент растяжения коры 3—5. Гиперрастяжение мантии и ее эрозия (exhumation) происходят при коэффициенте растяжения, равным или большим 10. Существование минералов lizardita и antigorita, из которых практически сложен серпентинит, возможно только при температуре ниже 400—500 °С.

В области предполагаемого ("speculative" по терминологии первооткрывателей) развития серпентинизированных пород ни одно из необходимых условий не выполняется. Тип океанической коры в этой части разреза не установлен (см. рис. 8), коэффициент растяжения не превышает 1,0 в ККИЗ и даже в центре ВЧВ он меньше 6 [Shillington et al., 2008]. Разломная тектоника кристаллической коры представлена серией строго параллельных широтных разломов Южно-Керченской зоны разломов (см. рис. 6). Как видно на рис. 8, она не достигает мантии, а раздробленность коры развита слабо. Температура в ККИЗ на глубине 30 км составляет 520 °С.

Если серпентинизированные породы не проходят тесты на генезис, следует искать более правдоподобных кандидатов на эту роль. Поскольку зависимость V_p/V_s от V_p является более информативной для диагностики состава коры, чем распределение V_p и V_s [Musacchio et al., 1997], оно было использовано для выбора пород, альтернативных серпентинизированным. Величины $V_p/V_s = 1,75 \div 1,8$ и $V_p = 6,5 \div 6,6$ км/с [Gobarenko et al., 2017] по экспериментальным данным присущи габбро, габбро-норитам и основным гранулитам, полученным лабораторными измерениями при P - T , имитирующих условия на 20—30 км [Musacchio et al., 1997; Корчин и др., 2013]. Среднее значение плотности этих пород, равное $3,04 \text{ г/см}^3$ [Christensen, Mooney, 1995], совпадает с модельной величиной [Старостенко и др., 2019], что объясняет максимум гравитационного поля (см. рис. 4).

Поскольку эти породы классифицируются как сильномагнитные, а они располагаются в полосе отрицательного магнитного поля (см. рис. 2), обсудим это противоречие. Температурные условия на глубине 30 км в ККИЗ дают основание свети к минимуму это ограничение. Единственным магнитным минералом в основных породах, способным обусловить измеряемую аномалию при температуре больше 500 °С, является магнетит, чья точка Кюри равна 578 °С. Многочисленные эксперименты по терморазмагничиванию габбро показали, что нагрев до температуры 500—520 °С уменьшает первичную магнитную восприимчивость на 85—90 % (см., например, [Копо, 2009]), что связано с размагничиванием и окислением магнетита в гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), которое начинается при 375 °С и заканчивается при 550 °С [Lepp, 1957]. Кроме того, экспериментальное окисление синтетического магнетитового порошка под действием соленой воды показало, что в течение нескольких недель при 100 °С магнетит трансформируется в хорошо кристаллизованный гематит [Taylor, Owen, 1993]. Комбинированное воздействие температуры и воды в естественных условиях в геологическом масштабе времени приводит к катастрофическому уменьшению интенсивности намагниченности основных пород. Диапазону V_p и V_s , по которым выделено тело серпентизированных основных пород [Gobarenko et al., 2017], хорошо соответствует амфиболизированное габбро. При чрезвычайно широком диапазоне значений магнитной восприимчивости $(50\text{--}6000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [Крутиховская и др., 1982] преобладающая часть этих пород из УЩ относится к слабомагнитным разностям. Это дает возможность для объяснения полосы отрицательного магнитного поля небольшой интенсивности привлечь также амфиболизированное габбро. Таким образом, физические свойства рассмотренных пород указывают на стандартную континентальную кору в ККИЗ.

Использованный подход к спорной проблеме границы СП и ВЕП позволил суще-

ственно сузить рамки многолетней дискуссии на эту тему. Впервые в решение этой проблемы был включен анализ неоднородности кристаллической коры и мантии. Смена морфологии аномального магнитного поля, интенсивности аномалий, резкий градиент изменения гравитационного поля и характера разрывных нарушений, закартированных в пределах ВЕП, в сочетании с изменением строения кристаллической коры дали возможность основанно выделить собственно современную границу ВЕП и ПЗ между ВЕП и СП. Она соответствует самому глубокому положению поверхности астеносферы и сформирована при участии внутрикоровых движений в районе ГАН, а сам он на глубинах 12—26 км определяет положение гранитного слоя ВЕП под СП. Южная граница распространения этого слоя, как указывалось, интерпретируется как палеограница ВЕП.

Комплексное изучение глубинного строения кристаллической коры и ее разломной тектоники с обобщением имеющихся данных о главных разломных структурах позволило по другому проинтерпретировать казалось бы "неопровержимые" факты докембрийского возраста фундамента СП. Заключение о таком возрасте фундамента в районе ГАН в пределах АВ сделано в результате изучения кернов скважин Электророзвизочна-1, Жовтнева-245 и Бейсугска-201 [Улановская и др., 2011]. Однако по ГАН были надвинуты крупные пластины кристаллической верхней коры вполне вероятно гранитного слоя ВЕП (см. рис. 8), которые были вскрыты этими скважинами. Как следует из этого рисунка, состав фундамента СП неоднороден и может содержать крупные останцы кристаллического основания ВЕП.

Основные выводы исследований

Исследуемый регион в тектоническом отношении представляет собой сложный коллаж структур, образовавшихся в разных геодинамических условиях от архея до неогена, что обусловило состав и строе-

ние современной литосферы, которые являются "суммарным эффектом" проявления разных этапов формирования земной коры.

Региональными закономерностями строения литосферы являются уменьшение мощности коры с севера на юг (от древних структур к молодым) с одновременным подъемом кровли астеносферы до 90 км под ВЧВ, глубины до которой оценены по интерпретации теплового поля, данных сейсмомографии и АСЭМЭЗ.

Неоднородность вещественного состава и строения кристаллической земной коры, установленная по комплексу геофизических параметров, отражает существование крупных тектонических единиц, ограниченных разновозрастными сутурами.

Смена морфологии магнитного и гравитационного полей, интенсивности аномалий и характера разрывных нарушений, закартированных в пределах ВЕП, отражающих изменение строения литосферы, позволили впервые оценить положение собственно границы ВЕП и выделить ПЗ между ВЕП и СП. Эта зона соответствует самому глубокому положению поверхности астеносферы и зоне раздела литосферной мантии, установленной по ее скоростной характеристике.

По результатам районирования кристаллической коры с использованием ее скоростной и плотностной моделей вдоль профиля и трехмерной магнитной модели выделены сегменты разного состава и стиля разломной тектоники верхней коры. Главные разломы осадочного чехла и разновозрастные шовные зоны прослеживаются в разрезе кристаллической коры, а также в верхах мантии.

"Следами" переработки вещества литосферы в процессе ее развития можно рассматривать области подкорового разуплотнения мантии и наличие в основании коры коромантийной смеси в зонах разновозрастных сутур, причем максимальное развитие ее относится к блоку между Южно-Крымской и Мезозойской сутурами и Донбассу.

Внутрикоровые разломы и разновозрастные сутуры имеют встречное падение,

ярко проявившееся в зоне сочленения Мезозойской и Палеозойской сутур, и, несомненно, обусловлены неоднородностью верхней мантии.

Разные типы кристаллической коры сформировались в результате неоднократной субдукции океанической коры Палео-, Мезо- и Неотетиса, о чем свидетельствуют пологие наклонные внутрикоровые нарушения, приведшие в некоторых областях к "сдваиванию" разных слоев кристаллической коры.

Стандартная континентальная трехслойная кора установлена на ВКМ и в ПМБ. Кристаллическая кора в Дб переработана палеозойским рифтообразованием, однако не подвергалась влиянию более молодых геодинамических процессов. Континентальная кора СП с верхней частью "гранитного" слоя, отличного от слоя стандартной континентальной коры, как и вся кора изучаемого региона, представляет собой коллаж блоков разного состава.

Переход от СП к ВЧВ характеризуется наличием коромантийной смеси аномально большой мощности, а кора ВЧВ — неоднородным блоковым строением.

Сравнением модельных и экспериментальных значений скорости и плотности при *PT*-условиях кристаллической коры определен набор пород, которые могут входить в ее состав в пределах южного склона ВКМ, Дб и ПМБ.

В Крымско-Кавказской инверсионной зоне в результате анализа соотношений продольных и поперечных волн при тектонических и термобарических условиях кристаллической коры на глубине 30 км установлен комплекс пород, присущий стандартной континентальной коре, альтернативный прогнозу локального подъема верхней мантии в процессе серпентинизации основных пород.

Обобщающий итог исследований заключается в том, что впервые вдоль профиля DOBREFraction'99/DOBRE-2 проведено комплексное геолого-геофизическое исследование особенностей строения литосферы, тектонических структур и переходных зон. Это дало возможность полу-

читать принципиально новую информацию и доказательно решить ряд спорных проблем: провести тектоническое районирование кристаллической коры, выявить разный ее состав в пределах некоторых тектонических единиц, установить решающее

влияние глубинных разломов на устройство осадочного чехла и определить границы ВЕП и СП.

Авторы выражают благодарность О.Б. Гинтову за полезные замечания и Т.А. Лебедь за участие в подготовке рисунков.

Список литературы

- Богданов Ю.А., Павлович В.Н., Шуман В.Н. Спонтанная электромагнитная эмиссия литосферы: состояние проблемы и математические модели. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 4. С. 20—33.
- 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.* 1999. Т. 21. № 4. С. 20—39.
- Герасимов М.С., Бондарчук Г.К., Юдин В.В. Тектонічна карта Азово-Чорноморського регіону. 1 : 500 000. Київ: Державна геологічна служба України, 2005. 1 л.
- 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>.
- Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Краюшкін В.О., Євдошук М.І., Крупський Б.Л., Гладун В.В., Максимчук П.Я., Полухтович Б.М., Маєвський Б.Й., Клочко В.П., Павлюк М.І., Федішин В.О., Захарчук С.М., Мельничук П.М., Туркевич Є.В., Пахолук О.В., Федун О.М. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків вуглеводнів в Азовському морі. Київ: ЕКМО, 2006. 339 с.
- Егорова Т.П., Старостенко В.И. Гравитационное моделирование и плотностные модели. В кн.: *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE*. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. Вып. 2. С. 333—336.
- Егорова Т.П., Стифенсон Р.А., Козленко В.Г., Старостенко В.И., Заворотько А.Н., Легостаева О.В. Трехмерное гравитационное моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 81—92.
- Ентін В.А. Геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Захаров И.Г., Кулинич М.С., Лойко Н.П., Федотова И.Н., Черняков А.М. Исследование земной коры вдоль региональных профилей "Dobre" и "Dobre-2" методом спонтанной электромагнитной эмиссии Земли. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014. № 3. С. 49—60.
- Ильченко Т.В., Степаненко В.М. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 95—105.
- Корчин В.А., Буртный П.А., Коболев В.П. Термобарическое и петробарическое моделирование в геофизике. Киев: Наук. думка, 2013. 302 с.
- Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 264 с.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура

- земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 216 с.
- Черноморского региона. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 5. С. 102—114.
- 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>.
- Пашкевич И.К., Мозговая А.П., Орлюк М.И. Скифская плита и сопредельные регионы. Магнитные неоднородности. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и альпийский складчатый пояс*. Киев: Наук. думка, 1994. С. 250—252.
- Кутас Р.И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453>.
- Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря. *Геотектоника*. 2009. № 4. С. 84—93.
- Кутас Р.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Макаренко И.Б., Бугаенко И.В. Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным. Общие сведения. В кн.: *Очерки геодинамики Украины*. Ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов. Киев: Изд-во "ВИ-ЕН-ЕЙ", 2018. С. 17—23.
- Урасаков О.М., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Лебедь Т.В. Глубинное строение Срединно-Черноморского поднятия и Синопского прогиба: *Тезисы докладов XI Международной конференции "Крым-2013": "Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа"*. Симферополь: АГЕО, 2013. С. 19—22.
- 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.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В. Глубинное строение Донбасса и сопредельных территорий. *Геол. журн.* 1977. Т. 37. № 2. С. 23—31.
- Кутас Р.И., Цвященко В.А. Тепловые процессы в геологической истории Донбасса. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 2. С. 42—53.
- 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.
- Лапина Е.П., Михеева Т.Л., Панченко Н.В. Локализация геологических объектов по магнитометрическим данным с использованием алгоритмов автоматизированного подбора. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 6. С. 160—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91904>.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных 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>.
- Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 9. С. 23—30.
- Старостенко В.И., Лукин А.Е., Коболев В.П., Урасаков О.М., Орлюк М.И., Шуман В.Н., Омельченко В.Д., Пашкевич И.К., Толкунов А.П., Богданов Ю.А., Буркинский И.Б., Лойко Н.П., Федотова И.Н., Захаров И.Г., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Лебедь Т.В. 3D магнитная модель земной коры Азово-

- Черняков А. М., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Лебедь Т. В., Савченко А. С. Модель глубинного строения Донецкого складчатого строения по данным региональных геофизических наблюдений. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 3. С. 44—68.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Куприенко П. Я., Савченко А. С., Легостаева О. В. Плотностная неоднородность земной коры Черного моря и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2019 (в печати).
- Стовба С. Н., Стиффенсон Р. А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 4. С. 37—61.
- Структурно-формационная карта кристаллического основания юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Ред. В. А. Колосовская. Комплект карт "Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы". Масштаб 1 : 1 000 000. Киев: Госкомгеология Украины, Геопрогноз, 1992. 6 л.
- Тектонічна карта України, м-б 1 : 1 000 000. Гол. ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: Міністерство охорони природного середовища України, Державна геологічна служба, 2007. 1 л.
- Улановская Т. Е., Зеленщиков Г. В., Калинин В. В. О некоторых нерешенных задачах стратиграфии юго-востока Европы. *Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина*. Москва, 1—4 февраля 2011. С. 1920—1926.
- Хаин В. Е., Попков В. И. (ред.). *Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы*. Краснодар: Изд-во КГУ, 2009. 217 с.
- Хортов А. В., Непрочнов Ю. П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России. *Океанология*. 2006. Т. 46. № 1. С. 114—122.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмическая визуализация плюмов и сверхглубинных флюидов мантии под территорией Украины. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 4. С. 42—54. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i4.2017.107506>.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Гарецкий Р. Г., Гутерх А., Харитонов О. М., Ельченко Т. В., Град М., Красовский С. С., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Оровецкий Ю. П., Сологуб Н. В. Геотрансект Балтийское море—Черное море. *Геофиз. журн.* 1991. Т. 13. № 2. С. 3—14.
- Щербаков И. Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Юдин В. В. Предскифийский краевой прогиб. *Доклады III Международной конференции "Крым-2001": Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона*. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 177—183.
- Юдин В. В. *Тектоника Южного Донбасса и рудогенез*. Киев: Изд. УкрГГРИ, 2006. 58 с.
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust. A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761—9788. doi: 10.1029/95JB00259.
- "DOBREfraction'99" Workin Group (Gрад, M., Gryn, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, R., Lang, R., Lyngsie, S. B., Omelchenko, V., Starostenko, V. I., Stephenson, R. A., Stovba, S. M., Thybo, H., Tolkunov, A.) (2003). "DOBREfraction'99" — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Fold belt (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371 (1), 81—110.
- Gobarenko, V., Yegorova, T., & Stephenson, R.

- (2017). Local tomography model of the northern Black Sea: intra-plate crustal underthrusting. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 222—239). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Holbrook, W.S., Money, W.D., & Christensen, N.I. (1992). The seismic velocity structure of the deep continental crust. In D.M. Fountain, R. Arculus, & R.W. Kay, (Eds), *Continental lower crust. Development in Geotectonics* (pp. 1—43). Amsterdam: Elsevier.
- Khriachtchevskaia, O., Stovba, S., & Stephenson, R. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 137—157). Geol. Soc. London, Special Publ. 340. doi: 10.1144/SP340.3 0305-8719/10/\$15.00.
- Kono, M. (Ed.). (2009). *Geomagnetism*. Amsterdam: Elsevier.
- Kutas, R.I., Kobolev, V.P., & Tsvyashchenko, V.A. (1998). Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression. *Tectonophysics*, 291 (1-4), 91—100. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00033-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00033-X).
- Lee, W.H.K., Jennings, P., Kisslinger, C., & Kanamor, H. (Eds) (2002). *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. New York, London, Oxford, Boston, San Diego: Academic Press.
- Lepp, H. (1957). Stages in the oxidation of hematite. *The American Mineralogist*, 42, 679—681.
- Lyngsie, S.B., Thybo, Y., & Lang, R. (2007). Rifting and lower crust reflectivity. A case study of the intracratonic Dnieper-Donets rift zone, Ukraine. *Journal of Geophysical Research*, 112, B1240. doi: 10.1029.2006JB004795.
- Maystrenko, Yu., Stovba, S., Stephenson, R., Bayer, U., Menyoli, E., Gajewski, D., ... Tolkunov, A. (2003). Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas Foldbelt, Ukraine. *Geology*, 31 (8), 733—736. doi: 10.1130/G19329.1.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 40 (1), 25—32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).
- Meisner, A., Sheya, C., & Nemcok, M. (2011). Ancient Depositional Environments of the Eastern Black Sea. Search and Discovery Article # 50388. http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2011/50388meisner/ndx_meisner.pdf.html.
- Musacchio, G., Mooney, W.D., Luetgert, J.H., & Christensen, N.I. (1997). Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_P/V_S ratios. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15,225—15,241.
- Nikishin, A.M., Vannier, A.S., Aleekseev, O.A., Mendinger, P.A., Fokin, R.R., Gabdullin, A.K., ... Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 241—264). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Pérez-Gussinyé, M., & Reston, T.J. (2001). Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106 (B3), 3961—3975.
- Rudnick, R.L., & Fountain, D.M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33 (3), 267—309.
- Rüpke, L.H., Schmid, D.W., & Hartz, E.H. (2013). Causes and Consequences of Mantle Serpentinization During Passive Margin Formation.

- Search and Discovery Article # 120118. http://www.searchanddiscovery.com/documents/2013/120118rupke/ndx_rupke.pdf.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Nicollet, C., Debret, B., ... Auzende, A. L. (2012). Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197—210. doi: 10.1016/j.lithos.2012.11.023.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the Eastern Black Sea: a test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265 (3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., ... Sava, S. (2004). Topography of the crust—mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381 (1-4), 211—233. doi: 10.1016/j.tecto.2002.08.001.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., ... Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199—220). Geol. Soc. London, Special Publ. 428.
- Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., ... Omelchenko, V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 307—321). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.15>.
- Taylor, P., & Owen, D.G. (1993). Oxidation in magnetite in aerated aqueous media. *Atomic Energy of Canada Limited Report*, AECL-10821, COG-93-81. https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/27/000/27000133.pdf.
- Thybo, H., & Artemieva, I. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 605—619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032.
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22 (1), 108—125. <https://doi.org/10.1139/e85-009>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kozlenko, V.G., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V. (1999). 3D gravity analysis of the Dnieper-Donets Basin and Donbas Foldbelt, Ukraine. *Tectonophysics*, 313 (1-2), 41—58. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00189-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00189-4).
- Yegorova, T., Baranova, E., & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. 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* (pp. 43—56). Geol. Soc. London, Special Publ. 340. doi: 10.1144/SP340.4.

Lithospheric structure based on integrated analysis of geological-geophysical data along the DOBREFraction'99/DOBRE-2 profile (the East European Platform—the East Black Sea Basin)

I.K. Pashkevich, O.M. Rusakov, R.I. Kutas, D.N. Gryn, V.I. Starostenko, T. Janik

The continuous DOBREFraction'99/DOBRE-2 WARR and CDP profile of 775 km length with about 100 km overlap was acquired by an international team from Ukraine, Poland, Denmark, USA, Netherlands, Germany, Great Britain and Norway in 1996 and 2007 respectively. It crosses southeastern East European Craton (the southern slope of the Voronezh Massif, Donbas, the Priazov Megablock), the North Azov Trough, the Middle Azov High, the Indolo-Kuban Depression, the Crimea-Caucasus inversion zone, the Sorokin Trough, the Shatsky and Andrusov Ridges in the Eastern Black Sea Basin. In terms of the number of tectonic structures of different ages and origin, the profile has no analogues in world practice. Along the profile there has first been carried out an interdisciplinary geological and geophysical study of the entire lithospheric cross-section with the use of seismic data, magnetic, gravity and thermal fields, information on seismic tomography and spontaneous electric emission of the Earth. Fundamentally new information has been obtained for the structure of the lithosphere and a number of controversial problems have been convincingly solved. Tectonically, the lithosphere is a complex collage of structures arised in different geodynamic conditions from the Archean to the Neogene as a result of successive stages of its formation. The regional regularities in the structure of the lithosphere are the decrease in the thickness of the crust from north to south, from ancient structures to young ones with simultaneous elevation of the top of asthenosphere from 210 km under the Voronezh Massif to 90 km under the East Black Sea Basin. The standard continental crystalline crust has been mapped on the southern slope of the Voronezh Massif and in the Priazov Megablock. It has been reworked by the Paleozoic rifting in Donbas. The analysis of the heterogeneity of the crystalline crust and mantle has first been used to assess the position of the actual boundary of the East European Platform and the transition zone to the Scythian Plate, which corresponds to the deepest position of the asthenosphere top and the division between domains of different seismic velocities in the lithospheric mantle. The changes in the crystalline crust type under the Main Azov Thrust fixes the buried boundary of the East European Platform. The relationship has been established between large sedimentary structures and the areas of change in the composition of the crystalline crust along suture zones. The main faults of the sedimentary cover as the sutures of different ages have been traced in the cross-section of the crystalline crust and in the upper mantle. The subcrustal decomposition of the mantle and the crust—mantle mixture at the base of the crust of the maximum thickness between the South Crimean and Mesozoic sutures and in Donbas have resulted from the lithosphere reworking during its development. Different types of crystalline crust and gentle inclined intracrustal disturbances sometimes causing doubling different layers of the crystalline crust provide evidence of repeated subduction of the oceanic crust of the Paleo-, Mezo- and Neotethys. The low-velocity mantle layer between the South Crimean and Mesozoic sutures indicates a present-day manifestation of the total effect of post-Paleozoic subductions. A set of possible rocks has been determined for the crystalline crust within the southern slope of the Voronezh Massif, Donbas and the Azov Mega block. In the Crimea-Caucasus inversion zone at a depth of 30 km a complex of rocks has been documented to be inherent in the standard continental crust which is an alternative to the speculation about the local elevation of the upper mantle due to the serpentinization of mafic rocks.

Key words: lithosphere, asthenosphere, deep faults, sutures, subcrustal decompaction, crust—mantle mixture, paleosubduction zones, East European Platform, Scythian Plate, Eastern Black Sea Basin.

References

- Bogdanov, Yu.A., Pavlovich, V.N., & Shuman, V.N. (2009). Spontaneous electromagnetic emission of the lithosphere: state of the problem and mathematical models. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31 (4), 20—33 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (1999). The eastern part of the Dnieper-Donets depression and the Donbass: a new three-dimensional density model. *Geofizicheskiy zhurnal*, 21 (4), 20—39 (in Russian).
- Gerasimov, M.E., Bondarchuk, G.K., & Yudin, V.V. (2005). Tectonic Map of the Azov-Black Sea Region. 1 : 500 000. Kiev: State Geological Survey of Ukraine (in Ukrainian).
- Gintov, O.B., Egorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugayenko, I.V., & Murovskaya, A.V. (2014). Geodynamic features of junction zone of the Eurasian Plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Hozhyk, P.F., Chebanenko, I.I., Krayushkin, V.O., Yevdoshchuk, M.I., Krupskyy, B.L., Hladun, V. ... Fedun, O.M. (2006). *Oil and gas perspective objects of Ukraine. Scientific and practical bases of hydrocarbon exploration in the Sea of Azov*. Kiev: ECMO (in Ukrainian).
- Yegorova, T.P., & Starostenko, V.I. (2006). Gravitational Modeling and Density Models. In The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. *The results of studies on the program EUROPROBE* (Vol. 2, pp. 333—336). Moscow: GEOKART, GEOS (in Russian).
- Yegorova, T.P., Stifenson, R.A., Kozlenko, V.G., Starostenko, V.I., Zavorotko, A.N., & Legostaeva, O.V. (2000). Three-dimensional gravity modeling of the structure of the Earth's crust of the Dnieper-Donets Basin and Donbass. *Geofizicheskiy zhurnal*, 22 (6), 81—92 (in Russian).
- Entin, V.A. (2005). Geophysical basis of the tectonic map of Ukraine in scale 1 : 1 000 000. *Geofizicheskiy zhurnal*, 27 (1), 74—84 (in Russian).
- Zakharov, I.G., Kulinich, M.S., Loyko, N.P., Fedotova, I.N., & Chernyakov, A.M. (2014). Study of the Earth's crustal structure along the "DOBRE" and "DOBRE-2" regional profiles using the method of the Earth's spontaneous electromagnetic emission. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, (3), 49—60 (in Russian).
- Ilchenko, T.V., & Stepanenko, V.M. (1998). The speed model of the crust and upper mantle of Donbass and its geological interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal*, 20(2), 95—105 (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtyny, P.A., & Kobolev, V.P. (2013). Thermobaric petrobaric modeling in geophysics. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1981). Reflection of the dynamics of the continental-type crust in a gravitational field. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Krutikhovskaya, Z.A., Pashkevich, I.K., & Silina, I.M. (1982). Magnetic model and structure of the crust of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., & Savchenko, A.S. (2010). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Dnieper-Donets Basin and Donbass. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32 (6), 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2010). Geothermal conditions of the Black Sea basin and its surrounding. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32 (6), 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453> (in Russian).
- Kutas, R.I., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Makarenko, I.B., & Bugayenko, I.V. (2018). The deep structure and territory of Ukraine according to modern geophysical data. General information. In V.I. Starostenko, & O.B. Gintov (Eds), *Sketches of 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 Earth's crust (tectonic analysis together with the data of the DSZ). *Geofizicheskiy zhurnal*, 22 (4), 21—36 (in Russian).
- Kutas, R.I., & Tsvyashchenko, V.A. (1993).

- Thermal processes in the geological history of Donbass. *Geofizicheskiy zhurnal*, 15(2), 42—53 (in Russian).
- Lapina, E. P., Mikheeva, T. L., & Panchenko, N. V. (2016). Localization of geological objects according to magnetometric data with application of algorithms of automated selection. *Geofizicheskiy zhurnal*, 38(6), 160—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91904> (in Russian).
- Moskalenko, V. N., & Malovitsky, Ya. P. (1974). Results of Deep Seismic Sounding on the Transmeridional Profile through the Sea of Azov and the Black Sea. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya*, (9), 23—30 (in Russian).
- Orlyuk, M. I., Pashkevich, I. K., & Lebed, T. V. (2009). A 3D magnetic model of the Earth's crust in the Azov-Black Sea region. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(5), 102—114 (in Russian).
- Pashkevich, I. K., Mozgovaya, A. P., & Orlyuk, M. I. (1994). And the Scythian Plate and adjacent regions. Magnetic inhomogeneities. In *Lithosphere of Central and Eastern Europe: Young Platforms and Alpine Fold Belt* (pp. 250—252). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Popkov, V. I. (2009). Folded-thrust dislocations in the sedimentary cover of the Sea of Azov. *Geotektonika*, (4), 84—93 (in Russian).
- Rusakov, O. M., Pashkevich, I. K., Makarenko, I. B., & Lebed, T. V. (2013). The deep structure of the Mid-Black Sea Rise and the Sinop Trough: Abstracts of the XI International Conference "Crimea-2013": "The Azov-Black Sea testing ground for the study of geodynamics and fluid dynamics of the formation of oil and gas fields" (pp. 19—22). Simferopol: AGEO (in Russian).
- Sollogub, V. B. (1986). Lithosphere of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Sollogub, V. B., Borodulin, M. I., & Chekunov, A. V. (1977). The deep structure of Donbass and adjacent territories. *Geologicheskii zhurnal*, 37(2), 23—31 (in Russian).
- Starostenko, V. I., Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., & Legostaeva, O. V. (2008). Density model of the Earth's crust along the 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 faults of the Ukrainian Shield and the Dnieper-Donets basin. *Geofizicheskiy zhurnal*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Lukin, A. E., Kobolev, V. P., Rusakov, O. M., Orlyuk, M. I., Shuman, V. N., ... Savchenko, A. S. (2009). Model of the deep structure of the Donetsk folded structure according to regional geophysical observations. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(3), 44—68 (in Russian).
- Starostenko, V. I., Makarenko, I. B., Rusakov, O. M., Pashkevich, I. K., Kutas, R. I., & Legostaeva, O. V. (2010). Geophysical heterogeneity of the lithosphere of the mega-basin 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., Makarenko, I. B., Kuprienko P. Ya., Savchenko, A. S. & Legostaeva, O. V. (2019). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Black Sea and adjacent territories according to the data of three-dimensional gravity modeling. *Geofizicheskiy zhurnal*, 41(1) (in print).
- Stovba, S. N., & Stephenson, R. A. (2000). Comparative analysis of the structure and history of the formation of the southeastern part of the Dnieper-Donets Basin and the Donets Fold Structure. *Geofizicheskiy zhurnal*, 22(4), 37—61 (in Russian).
- Kolosovskaya, V. A. (Ed.). (1992). Structural-formational map of the crystalline basement of the south-western part of the East European Platform. In *Geology and metallogeny of the south-western part of the East European platform (A set of maps, Scale 1 : 1,000,000)*. Kiev: State Committee on Geology of Ukraine, Geoprognozis (in Russian).
- Kruglov, S. S., & Gursky, D. S. (Eds). (2007). Tectonic map of Ukraine. 1 : 1,000,000. Kiev: Ministry of Conservation of the Natural Environment of Ukraine, State Geological Survey (in Ukrainian).
- Ulanovskaya, T. E., Zelenshchikov, G. V., & Kalinin, V. V. (2011). On some unsolved problems of the stratigraphy of south-eastern Europe. *Proceedings of the international conference dedicated to the memory of Viktor Efimovich Khain. Moscow, 1—4 February 2011* (pp. 1920—1926) (in Russian).

- Khain, V. E., & Popkov, V. I. (Eds.). (2009). *Tectonics of the southern framing of the East European Platform*. Krasnodar: KSU Publishing House (in Russian).
- Khortov, A. V., & Neprochnov, Yu. P. (2006). Deep structure and selected aspects of the oil and gas potential of the southern seas of Russia. *Oceanologiya*, 46 (1), 114—122 (in Russian).
- Tsvetkova, T. A., Bugaenko, I. V., & Zaets, L. N. (2017). Seismic visualization of plumes and super-deep fluids in mantle under Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39 (4), 42—54. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i4.2017.107506> (in Russian).
- Chekunov, A. V., Sollogub, V. B., Garetsky, R. G., Guterch, A., Kharitonov, O. M., Ilchenko, T. V., Grad, M., ... Sologub, N. V. (1991). The Baltic Sea—The Black Sea Geotranssect. *Geofizicheskiy zhurnal*, 13 (2), 3—14 (in Russian).
- Shcherbakov, I. B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZUKTS (in Russian).
- Yudin, V. V. (2001). Predskifisky marginal deflection. *Reports of the III International Conference "Crimea-2001": Geodynamics and oil and gas bearing systems of the Black Sea-Caspian region* (pp. 177—183). Simferopol: Tavriya Plus (in Russian).
- Yudin, V. V. (2006). Tectonics of the Southern Donbass and Rudogenesis. Kiev: Publ. UkrGGRI (in Russian).
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust. A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761—9788. doi: 10.1029/95JB00259.
- "DOBREFraction'99" Workin Group (Grad, M., Gryn, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, R., Lang, R., Lyngsie, S. B., Omelchenko, V., Starostenko, V. I., Stephenson, R. A., Stovba, S. M., Thybo, H., Tolkunov, A.) (2003). "DOBREFraction'99"—velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Fold belt (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371 (1), 81—110.
- Gobarenko, V., Yegorova, T., & Stephenson, R. (2017). Local tomography model of the northern Black Sea: intra-plate crustal underthrusting. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adami (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 222—239). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Holbrook, W. S., Money, W. D., & Christensen, N. I. (1992). The seismic velocity structure of the deep continental crust. In D. M. Fountain, R. Arculus, & R. W. Kay, (Eds), *Continental lower crust. Development in Geotectonics* (pp. 1—43). Amsterdam: Elsevier.
- Khriachtchevskaia, O., Stovba, S., & Stephenson, R. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 137—157). Geol. Soc. London, Special Publ. 340. doi: 10.1144/SP340.3 0305-8719/10/\$15.00.
- Kono, M. (Ed.). (2009). *Geomagnetism*. Amsterdam: Elsevier.
- Kutas, R. I., Kobolev, V. P., & Tsvyashchenko, V. A. (1998). Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression. *Tectonophysics*, 291 (1-4), 91—100. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00033-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00033-X).
- Lee, W. H. K., Jennings, P., Kisslinger, C., & Kanamor, H. (Eds) (2002). *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. New York, London, Oxford, Boston, San Diego: Academic Press.
- Lepp, H. (1957). Stages in the oxidation of hematite. *The American Mineralogist*, 42, 679—681.
- Lyngsie, S. B., Thybo, Y., & Lang, R. (2007). Rifting and lower crust reflectivity. A case study of the intracratonic Dnieper-Donets rift zone, Ukraine. *Journal of Geophysical Research*, 112, B1240. doi: 10.1029.2006JB004795.
- Maystrenko, Yu., Stovba, S., Stephenson, R., Bayer, U., Menyoli, E., Gajewski, D., ... Tolkunov, A. (2003). Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas Foldbelt, Ukraine. *Geology*, 31 (8), 733—736. doi: 10.1130/G19329.1.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 40 (1), 25—32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).
- Meisner, A., Sheya, C., & Nemcok, M. (2011).

- Ancient Depositional Environments of the Eastern Black Sea. Search and Discovery Article # 50388. http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2011/50388meisner/ndx_meisner.pdf.html.
- Musacchio, G., Mooney, W. D., Luetgert, J. H., & Christensen, N. I. (1997). Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_p/V_s ratios. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15,225—15,241.
- Nikishin, A. M., Vannier, A. S., Alekseev, O. A., Mendinger, P. A., Fokin, R. R., Gabdullin, A. K., ... Rubtsova, E. V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 241—264). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Pérez-Gussinyé, M., & Reston, T. J. (2001). Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106 (B3), 3961—3975.
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33 (3), 267—309.
- Rüpke, L. H., Schmid, D. W., & Hartz, E. H. (2013). Causes and Consequences of Mantle Serpentinization During Passive Margin Formation. Search and Discovery Article # 120118. http://www.searchanddiscovery.com/documents/2013/120118rupke/ndx_rupke.pdf.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Nicollet, C., Debret, B., ... Auzende, A. L. (2012). Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197—210. doi: 10.1016/j.lithos.2012.11.023.
- Shillington, D. J., White, N., Minshull, T. A., Edwards, G. R. H., Jones, S. M., Edwards, R. A., Scott, C. L. (2008). Cenozoic evolution of the Eastern Black Sea: a test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265 (3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., ... Sava, S. (2004). Topography of the crust—mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381 (1-4), 211—233. doi: 10.1016/j.tecto.2002.08.001.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., ... Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199—220). Geol. Soc. London, Special Publ. 428.
- Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., ... Omelchenko, V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 307—321). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.15>.
- Taylor, P., & Owen, D. G. (1993). Oxidation in magnetite in aerated aqueous media. Atomic Energy of Canada Limited Report, AECL-10821, COG-93-81. https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/27/000/27000133.pdf.
- Thybo, H., & Artemieva, I. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 605—619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032.
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22 (1), 108—125. <https://doi.org/10.1139/e85-009>.
- Yegorova, T. P., Stephenson, R. A., Kozlenko, V. G., Starostenko, V. I., Legostaeva, O. V. (1999). 3D gravity analysis of the Dnieper-Donets Basin and Donbas Foldbelt, Ukraine. *Tectonophysics*, 313 (1-2), 41—58. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00189-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00189-4).
- Yegorova, T., Baranova, E., & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. 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* (pp. 43—56). Geol. Soc. London, Special Publ. 340. doi: 10.1144/SP340.4.