

Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5

© А. В. Фарфуляк, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 21 сентября 2015 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Побудовано уточнювальну об'ємну сейсмічну тектонічну модель Скіфської плити; виявлено структурно-швидкісний елемент — похилу сейсмічну границю по профілю DOBRE-5, уточнено її положення та запропоновано можливі механізми утворення. Виявлена границя відповідає північному краю ранньопермського активного підкидового або насувного фронту південного падіння та формування передового моласового прогину так званого Евксинського орогенного поясу або Північнокримській сутури, що утворилася в результаті закриття Палеотетису в пізньому палеозой—тріасі та субдукції Східноєвропейської платформи під Скіфську плиту у південному напрямку та їх колізії. На поверхні докрейдакий фундамент Північнокримської сутури простежується у вигляді Голіцинської та Азовської зон розломів, які зазвичай розглядають як границю між Східноєвропейською платформою і Скіфською плитою. Похила сейсмічна границя є лістричною поверхнею, яка падає на південний-південний схід, з кутами нахилу в меридіональному перетині $\alpha=17^\circ$, а в перетинах, перпендикулярних до границі між Східноєвропейською платформою і Скіфською плитою, — від 22 до 38° . Такий нахил зазначеної границі близький до нахилу Північнокримської сутури, що раніше передбачав В. В. Юдін.

Ключові слова: Скіфська плита, швидкісна сейсмічна модель, земна кора, тектоніка, геодинаміка, похила сейсмічна границя.

Введение. Согласно международному проекту «DOBRE», в последние годы проводятся исследования земной коры методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) (wide-angle refraction and reflection (WARR) [Artemieva, 2011] — закритические отражения/преломления) в пределах Украины и сопредельных регионов (в том числе морских акваторий). Работы направлены на изучение строения основных геотектонических элементов территорий, уточнение пространственного положения и характера глубинных сейсмических границ, а также особенностей геодинамического развития [DOBREFraction 99 Working Group, 2003; Starostenko et al., 2006—2008, 2012, 2013, 2015; Starostenko, Stephenson, 2007; Tolkunov et al., 2011].

В настоящей статье в продолжение уже опубликованной геолого-тектонической интерпретации сейсмической модели по профилю DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015] автором дополнена тектоническая схема (рис. 1) западной части Скифской плиты (СП), уточнена ее геолого-тектоническая модель и выявлена наклонная сейсмическая граница в земной коре СП. Предлагаемая статья посвящена анализу, уточнению положения и выяснению ее природы.

В тектоническом отношении профиль DOBRE-5 проходит вдоль пограничных структур области сочленения Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса с южным краем Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Основная тектоническая единица изучаемого региона — Скифская плита (или Скифская эпиорогенная зона, согласно работам [Тектонічна..., 2007; Гинтов и др., 2014, 2015]), которая в пределах Украины включает в себя Преддобруджинский прогиб, северо-западный шельф Черного моря, Крымский полуостров, ограниченный на юго-востоке Крымскими горами, и большую часть Азовского моря (рис. 1). К югу от СП глубоководная часть Черного моря состоит из двух суббассейнов с тонкой высокоскоростной субокеанической корой и глубиной до границы Мохо (М) 20 — 30 км [Starostenko et al., 2004; Yegorova, Gobarenko, 2010; Yegorova et al., 2013].

Современные представления о северной и южной границах западной части Скифской плиты, ее изученность методом ГСЗ. Скифская плита с гетерогенным байкальско-киммерийским складчатым основанием [Тектоника..., 1988; Хаин, 1977; Nikishin et al., 2011] примыкает с юга к древнему Восточно-Ев-

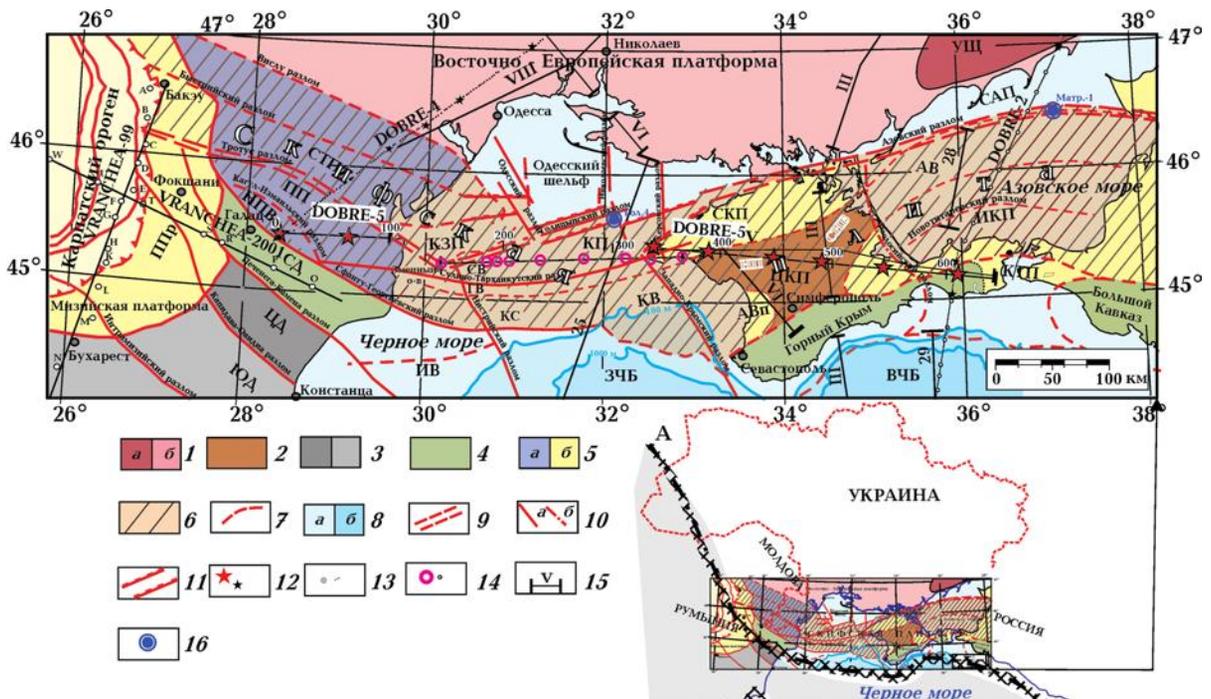


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Скифской плиты, по [Starostenko et al., 2015] с изменениями: 1 — архей-раннепротерозойская Восточно-Европейская платформа (а — Украинский щит (УЩ), б — южный склон ВЕП); 2 — байкало-варисский (герцинский) фундамент Скифской плиты; 3 — палеозойская Мизийская платформа; 4 — альпийский складчатый пояс; 5 — наложенные прогибы (а — палеозой-среднезойские, б — альпийские); 6 — Скифская плита; 7 — локальные структуры осадочного чехла и фундамента; 8 — Восточно- и Западно-Черноморский бассейны (а — шельф, б — континентальный склон и глубоководная часть); 9 — южная граница Восточно-Европейской платформы; 10 — глубинные и региональные разломы (а — общепринятые, б — предполагаемые); 11 — зона смены структурного плана магнитных аномалий на границе ВЕП [Старостенко и др., 2005]; 12 — пункты взрыва вдоль профиля DOBRE-5 и других профилей; 13 — пункты наблюдения вдоль профиля DOBRE-5 и других профилей; 14 — положение донных станций OBS и ОВН вдоль профиля 26 и других профилей; 15 — геотранверсы — предыдущие исследования ГСЗ; 16 — скважины. Сокращения: АВ — Азовский вал, АВп — Альминская впадина, ВЧБ — Восточно-Черноморский бассейн, ГВ — вал Губкина; ЗЧБ — Западно-Черноморский бассейн, ИВ — Истрийская впадина, ИКП — Индоло-Кубанский прогиб, КВ — Каламитский вал, КЗП — Килийско-Змеиное поднятие, КП — Каркинитский прогиб, КС — Краевая ступень, КТП — Керченско-Таманский прогиб, НПВ — Нижнепрутский выступ, НП — Новоселовское поднятие, ПП — Преддобруджинский прогиб, ППр — Предкарпатский прогиб, САП — Северо-Азовский прогиб, СВ — Суинская впадина, СД — Северная Добруджа, СКП — Северо-Крымский прогиб, СНВ — Симферопольско-Новоцарицынский выступ, СТП — Сарата-Тузлинский прогиб, ЦД — Центральная Добруджа, ЦКП — Центрально-Крымское поднятие, ЮД — Южная Добруджа. Вставка в правом нижнем углу: А — зона раздела «толстой» (>40 км, белое) и «тонкой» (<40 км, серое) коры, по [Grad et al., 2008]; А¹ — линеймент А, по [Структура..., 1978; Соллогуб, 1986].

ропейскому кратону. Ее фундамент принято считать деформированным на варисском этапе тектогенеза [Муратов и др., 1968; Геология..., 1969; Милановский, 1991; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Natal'in, Sengjör 2005]. Структурное и геодинамическое развитие региона связано с венд-фанерозойской активностью южной окраины кратона и развитием/эволюцией океанов Палео-, Мезо- и Неотетис [Тектоника..., 1988; Okay et al., 1994; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Seghedi, 2001, 2012; Saintot et al., 2006; Юдин, 2008].

Точное положение, природа северной и южной границ СП, основные тектонические единицы, глубинная структура, а также ее

возраст обсуждаются до сих пор. На севере сутурной/шовной зоной между древней ВЕП и молодой СП предлагается считать субширотную систему грабенов и полуграбенов вдоль Голицынской и Азовской зон разломов [Тектоника..., 1988; Khriachtchevskaia et al., 2010; Saintot et al., 2006; Yegorova, Gobarenko, 2010; Старостенко и др., 2005], которая практически полностью совпадает с Северо-Крымской сутурой, по В. В. Юдину [Юдин, 2008] (см. рис. 1). На юго-западе района исследований СП ограничена с юга Сфанту-Георгиевским разломом, отделяющим Преддобруджинский прогиб от Северной Добруджи [Seghedi, 2012], восточное продолжение разлома уходит в море. Далее на

восток южная граница СП простирается вдоль континентального склона глубоководного бассейна Черного моря.

Существует и несколько иное представление о продолжении южной границы СП в пределах Черного моря [Гинтов и др., 2014]. Согласно этому представлению, южная граница СП совпадает в акватории с границей «толстой» и «тонкой» коры — линеаментом А, по [Структура..., 1978; Соллогуб, 1986] (см. вставку на рис. 1), поскольку, по данным ГСЗ, толщина коры СП не отличается от таковой ВЕП. Эта граница проходит несколько южнее показанной на основном рис. 1 и совпадает с Крымско-Кавказской полосой сейсмогенных зон.

Значительная часть северной границы СП прослеживается под водами Черного моря в пределах Одесского (северо-западного) шельфа. Здесь кристаллический фундамент южного склона ВЕП постепенно погружается в южном направлении на глубины нескольких сотен метров — 2–5 км и больше [Тектоника..., 1988; Соллогуб, 1986; Yegorova, Gobarenko, 2010]. Развитие пермских красноцветных комплексов вдоль южной окраины континентального склона, возможно, указывает на существование Предскифского краевого прогиба, который простирается от Каспийского моря до южного края Преддобруджья более чем на 2000 км при ширине около 50–100 км [Юдин, 2008]. Однако наличие карбон-раннепермских отложений кордильерского орогенеза может также свидетельствовать о пермском передовом прогибе молассового комплекса южного края древней платформы [Nikishin et al., 2011].

В пределах СП из серии профилей проекта «DOBRE» были отработаны четыре профиля. Профиль DOBRE'99 пересекает структуры Донбасса [Grad et al., 2003, DOBREFraction'99 Working Group, 2003]; DOBRE-2 [Starostenko et al., 2006–2008, 2012; Starostenko, Stephenson, 2007 и др.] проходит вдоль линии, начинающейся на Приазовском массиве, пересекающей Азовское море, Керченский полуостров и заканчивающейся в Черном море; профиль DOBRE-4 пересекает Преддобруджинский прогиб, Южно-Украинскую моноклиаль и значительную часть Украинского щита (УЩ) [Starostenko et al., 2013]; профиль DOBRE-5 широтно сечет Скифскую плиту [Starostenko et al., 2015].

Западная часть СП исследована румынскими и немецкими коллегами, выполнившими на территории Румынии сейсмический эксперимент методом ГСЗ «VRANCHEA-99» и

«VRANCHEA 2001». Первый профиль проходит через очаговую зону Вранча вкрест простиранья СП [Hauseret et al., 2001], второй — южнее профиля DOBRE-5 в районе Добруджи [Hauseret et al., 2007].

Ранее (1970–1980) в пределах СП были проведены сейсмические исследования методом ГСЗ, сопровождавшиеся комплексом других геофизических методов. Геотраверс V проходит в субширотном направлении и пересекает с востока на запад СП, северный склон складчатого сооружения Добруджи, Предкарпатский передовой прогиб, зону сочленения Восточных и Южных Карпат, Трансильванскую впадину [Геология..., 1969; Соллогуб, 1986]. Геотраверс III, отработанный Институтом геофизики АН УССР в 1962 г., состоит из наземного (в Крыму — профиль Белогорск—Новоалексеевка) и морского профиля 17 [Краснопевцева и др., 1993]. Геотраверс VI (участок Николаев — Черноморская впадина) [Соллогуб, 1986] и профиль ГСЗ 25 с новой интерпретацией [Баранова и др., 2008, 2011] пересекают Каркинитский прогиб, СП, Горный Крым (геотраверс VI) и Западно-Черноморскую впадину. Переинтерпретированные профили ГСЗ 28 и 29 [Баранова и др., 2008] пересекают южную часть Приазовского мегаблока УЩ, Азовское море, Керченский полуостров (как и профиль DOBRE-II) и восточную часть Черноморской впадины (профили 28, 29) (см. рис. 1).

Достаточно большой объем работ методом ГСЗ, выполненных в пределах СП и смежных регионов, позволяет в комплексе с другими геофизическими методами выяснить положение южной границы ВЕП на контакте с СП. Однако сложность геолого-тектонического строения зоны сочленения данных структур обусловлена неоднократной перестройкой тектонического плана в процессе эволюции литосферы [Хаин, 1977, 1991; Зоненшайн и др., 1990; Юдин, 2008; Гинтов и др., 2014, 2015]. Это в значительной мере является причиной того, что тектоника и история формирования региона остаются предметом дискуссий, а границы тектонических элементов и разломы картируются по-разному. Существует более десятка вариантов положения современной южной границы ВЕП в полосе субширотного простиранья шириной более 150 км. На рис. 2 представлены только некоторые из них. Наибольшие расхождения в положении южной границы ВЕП отмечаются в пределах Преддобруджинского сегмента, что связано, как представляется автору, с относительно малым объемом выполненных здесь ГСЗ

и геологическими условиями — огромными амплитудами надвигов эпиорогенной зоны (СП) на ВЕП, при общей мощности зоны надвигов 60 км и мощности надвиговых пластин до 10 км [Гинтов и др., 2014]. По данным румынских геологов и геофизиков, северная граница СП в Преддобруджье проходит по разлому Вислу или Быстрийскому разлому, южная — по западной части разлома Тротус и восточнее по Сфанту-Георгиевскому разлому (см. рис. 1, 2) [Seghedi, 2012; Hauser et al., 2001]. Далее на восток в основном все сходятся во мнении, что южная граница ВЕП трассируется в районе Перекопского перешейка до Геническа и по зоне Азовского разлома, разделяющего Северо-Азовский прогиб и Азовский вал.

Некоторую «зигзагообразность» современной южной границы, установленную на основании дистанционного зондирования и представленную в работе [Котляр, Верховцев, 2009], авторы объясняют влиянием субмеридиональных глубинных разломов, которые также отдешифрированы на космических снимках. Подобная «зигзагообразность» южной границы ВЕП отмечается также, согласно [Старостенко и др., 2005], в пределах Каркнитского прогиба, на что указывают признаки проявления нарушений в земной коре в потенциальных полях (смена структурного плана магнитных аномалий и зон высоких градиентов гравитационного поля).

Для дальнейшей тектонической интерпре-

тации результатов ГСЗ по профилю DOBRE-5 важно подчеркнуть, что установленная в пределах Крымско-Азовского сегмента южная граница ВЕП полностью совпадает с выделенной В. В. Юдиным [Юдин, 2008] уже упоминавшейся позднепалеозойской Северо-Крымской сутурой южного наклона, выходящей здесь к домеловой поверхности. Также важно отметить, что границы между ВЕП и СП, а также между СП и герцинско-альпийским складчатым обрамлением не являются вертикальными, а относительно полого погружаются на юг и юго-запад, о чем свидетельствует смещение в этом направлении границы «толстой» коры, характерной для ВЕП и СП, по отношению к близповерхностным геологическим границам [Grad et al., 2008; Гинтов и др., 2014].

Сейсмический профиль DOBRE-5. Сейсмический профиль DOBRE-5 был отработан с основной целью выяснения структуры литосферы и особенностей геодинамического развития юго-запада ВЕП. Общая протяженность профиля составила более 600 км. Начало профиля (в районе г. Рени) имеет координаты 45°27'05" N, 28°21'12" E; окончание (г. Керчь, Крым) — 45°27'05" N, 28°21'12" E (см. рис. 1, 2) [Starostenko et al., 2015]. В результате вдоль профиля DOBRE-5 была получена качественная 2D сейсмическая скоростная модель (V_p — в коре, глубины до границы Мохо и до отражающих границ внутри коры) [Starostenko et al., 2015] (рис. 3).

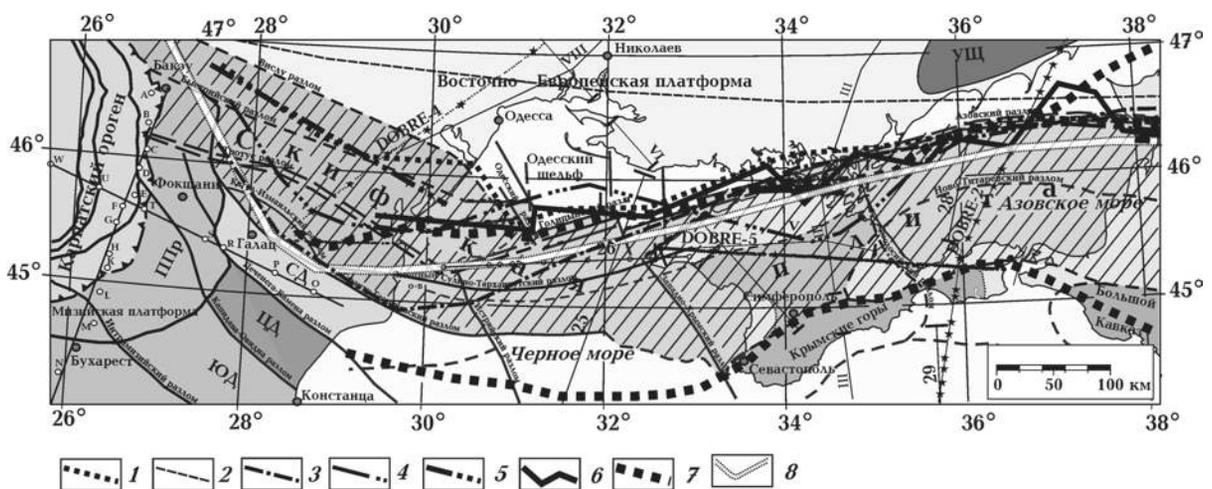


Рис. 2. Положение южной границы Восточно-Европейской платформы на тектонической схеме западной части Скифской плиты: 1 — по [Nikishin et al., 2015]; 2 — по [Okay, Nikishin, 2015]; 3 — по [Artemieva, Thybo, 2013]; 4 — по [Bogdanova et al., 2006]; 5 — по [Okay, Tuysuz, 1999]; 6 — по [Котляр, Верховцев, 2009]; 7 — Северокрымская (на севере) и Предгорная (на юге) сутуры, по [Юдин, 2008]; 8 — северная граница надвигового фронта пермского передового прогиба молассового комплекса на южный край ВЕП [Nikishin et al., 2011], 9 — Скифская плита.

Одним из важнейших структурно-скоростных элементов полученной модели является наклонная граница, прослеживаемая от пункта взрыва (ПВ) ОВН1+20 км на глубине 2 км до ПВ 15205+30 км на глубине 47 км (см. рис. 3).

Эта структура протяженностью вдоль профиля около 400 км имеет явную тектоническую природу. Ниже ей уделено основное внимание.

Профиль DOBRE-5 был проложен субпараллельно и в непосредственной близости от

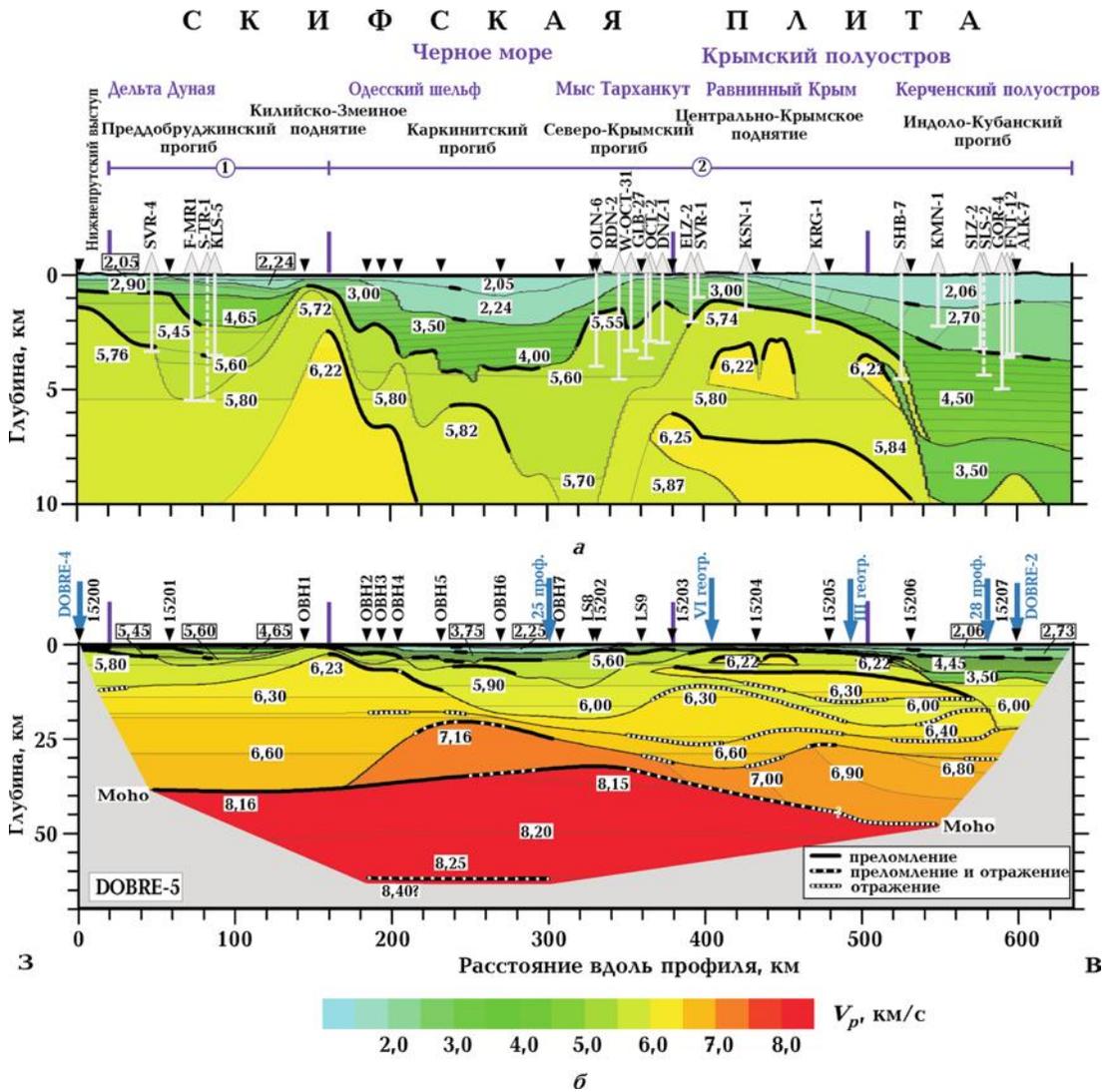


Рис. 3. Двумерная сейсмическая модель: а — по скоростям распространения продольных волн вдоль профиля DOBRE-5 в осадочном чехле: *цифры в кружках*: 1 — Предобурджинский сегмент; 2 — Крымско-Азовский сегмент Скифской плиты); полученная по методу лучевого (ray-tracing) моделирования коры и верхней мантии с использованием программного пакета SEIS83 [Starostenko et al., 2015]. Черными линиями обозначены скоростные границы, толстыми черными линиями — преломленные или/и отраженные границы. Тонкими линиями показаны изолинии скоростей и их значения (в км/с) в белых прямоугольниках, черными стрелками — положение пунктов взрывов; голубыми стрелками — пересечения с другими профилями. Вертикальный масштаб: ~14,5:1 — для осадочного чехла модели; ~2,4:1 — для полной модели. Скважины (данные производственных организаций): SVR-4 — Суворовская (13,2 км на север от профиля); FMR1 — Фурмановская (5,7 км на север); S-TR-1 — Старотрояновская (28,5 км на север); KLS-5 — Килийская (16,0 км на север); OLN-6 — Оленевская (2,8 км на юг); RDN-2 Родниковская (0,8 км на юг); W-ОСТ-31 — Западно-Октябрьская (1,6 км на юг); GLB-27 — Глебовская (9,6 км на север); ОСТ-2 — Октябрьская (2,8 км на юг); DNZ-1 — Донузлавская (5,0 км на север); ELZ-2 — Елизаветинская (0,6 км на юг); SVR-1 — Северская (7,2 км на север); KSN-3 — Красновская (5,8 км на север); KRG-1 — Красногвардейская (12,6 км на север); SHB-7 — Шубинская (1,6 км на север); KMN-1 — Каменская (1,4 км на север); SLZ-2 — Селезневская (2,0 км на север); SLS-2 — Слюсаревская (1,6 км на юг); GOR-4 — Горностаевская (3,1 км на север); FNT-12 — Фонтановская (0,4 км на север); ALK-7 — Алексеевская (0,4 км на север).

геотраверса V, выполненного в 1982 г. Однако рекогносцировочные работы ГСЗ вдоль геотраверса V выполнялись по системе наблюдений, которая не могла обеспечить получение увязанных систем годографов как на суше (Крымский полуостров), так и в пределах акватории Черного моря. Поэтому тогда была построена лишь генерализованная скоростная модель земной коры (О результатах работ ГСЗ вдоль геотраверсов V и VI, выполненных сейсморазведочными партиями. Отчет № 96/81, 98/81, в 1981—1984 гг., Киев, 1984).

Важно также отметить, что по материалам ГСЗ вдоль геотраверсов 1970—1980-х годов выделялись в основном сейсмические фазы отраженных волн. Поэтому в материалах тех лет отсутствует информация о распределении скоростных характеристик внутри разреза, как и данных, необходимых для геодинамических построений.

Рассмотрим вкратце скоростную модель осадочного чехла и кристаллической коры с самой верхней частью верхней мантии, полученную вдоль профиля DOBRE-5.

По сейсмическим данным верхняя земная кора СП условно (граница не везде четкая) подразделяется на осадочный слой и кристаллический фундамент со скоростями соответственно меньше и больше $V_p=5,72$ км/с.

Осадочный слой в пределах СП представлен толщей осадков разного возраста и литологии мощностью от 2 до 12 км. До глубины 4—5,5 км литология и структура осадочного слоя изучены сейсморазведкой и бурением, глубже — сейсморазведкой и частично локальной сейсмотомографией. Значения скорости распространения Р-волны варьируют от 1,9 до 4,65 км/с. Глубина до фундамента колеблется от 1 до 5 км на поднятиях (Килийско-Змеином и Центрально-Крымском), разделяющих три главных района осадконакопления: в Преддобруджинском прогибе мощность осадков колеблется от 4 до 12 км, в Каркинитском и Индоло-Кубанском прогибах — от 4 до 10—12 км (см. рис. 2, 3). Характер осадочного слоя изменяется как вкост простирания СП (в направлении от ВЕП к альпийскому обрамлению), так и по простиранию. Поэтому рассмотрим сейсмогеологическую модель по сегментам.

Преддобруджинский прогиб (дистанция 20—120 км) (см. рис. 3) изучен скважинами до глубины 5,5 км [Patrut et al., 1983; Слюсарь, 1984; Papanikolaou et al., 2004]. Осадочный чехол характеризуется сложной литологией и стратиграфией (рис. 3, 4) [Слюсарь 1984; Dinu

et al., 2002, 2005; Seghedi 2012]. Скоростная характеристика его следующая, км/с: миоцен-четвертичные осадки — $V_p=2,05$; олигоцен-эоценовые — 2,24; юрско-меловые — $V_p=2,90$ (общая мощность 500—700 м); триасовый теригенно-глинистый комплекс — $V_p=4,65$; пермские красноцветные вулканические обломочные породы — $V_p=5,45$; среднедевонский карбонатный комплекс — 5,60 (общая мощность около 4 км).

Платформенные комплексы верхнепалеозойских осадочных толщ Преддобруджинского прогиба могут соответствовать одновозрастной толще Северной Добруджи, которая сформировалась на протяжении байкало-варисского этапов коллизии [Ермаков и др., 1985; Тектоника..., 1988]. Однако граница между Северной Добруджей и Преддобруджинским прогибом не выражена в скоростных моделях обоих профилей — как DOBRE-5 (см. рис. 3), так и DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013].

Нижняя часть осадочной толщи на глубине от 4—5 до 10—12 км не исследована скважинами и ее структура известна только по геофизическим данным. Предположительно [Слюсарь, 1984] она состоит из карбонатов и терригенных образований венда—нижнего девона, перекрытых мигматитами, плагиогранитами и сланцами рифейского фундамента. Скоростная модель показывает отсутствие разницы между девонскими породами и рифейским фундаментом (см. рис. 3) с $V_p=5,72\div 5,80$ км/с.

Каркинитский прогиб (дистанция 220—360 км) изучен бурением на Одесском шельфе до глубины 4 км [Атлас..., 1998; Khriachevskaja et al., 2010; данные Крымской производственной организации]. Верхняя часть осадочной толщи (700—800 м) со скоростью $V_p\approx 2,05$ км/с представлена в основном среднемиоценовыми—четвертичными мелководными морскими карбонатно-терригенными отложениями, ниже — глинами майкопского комплекса (олигоцен—ранний миоцен) со скоростью $V_p=2,24$ км/с (см. рис. 3). Глубже слои со скоростями $V_p=3,0\div 4,0$ (мощность 3 км) и 5,55—5,70 км/с (мощность 6—7 км) представлены, скорее всего, соответственно эоцен-верхнемеловыми известняками и мергелями, нижнемеловыми обломочными комплексами, а также вулканиками [Плахотный и др., 1971; Тектоника..., 1981] (см. рис. 3, 4).

Центрально-Крымское поднятие (дистанция 380—505 км) имеет осадочный чехол толщиной около 2—4 км, представленный эоцен-верхнемеловыми известняками и мергелями со скоростями $V_p=2,70\div 3,0$ км/с (см. рис. 1, 3).

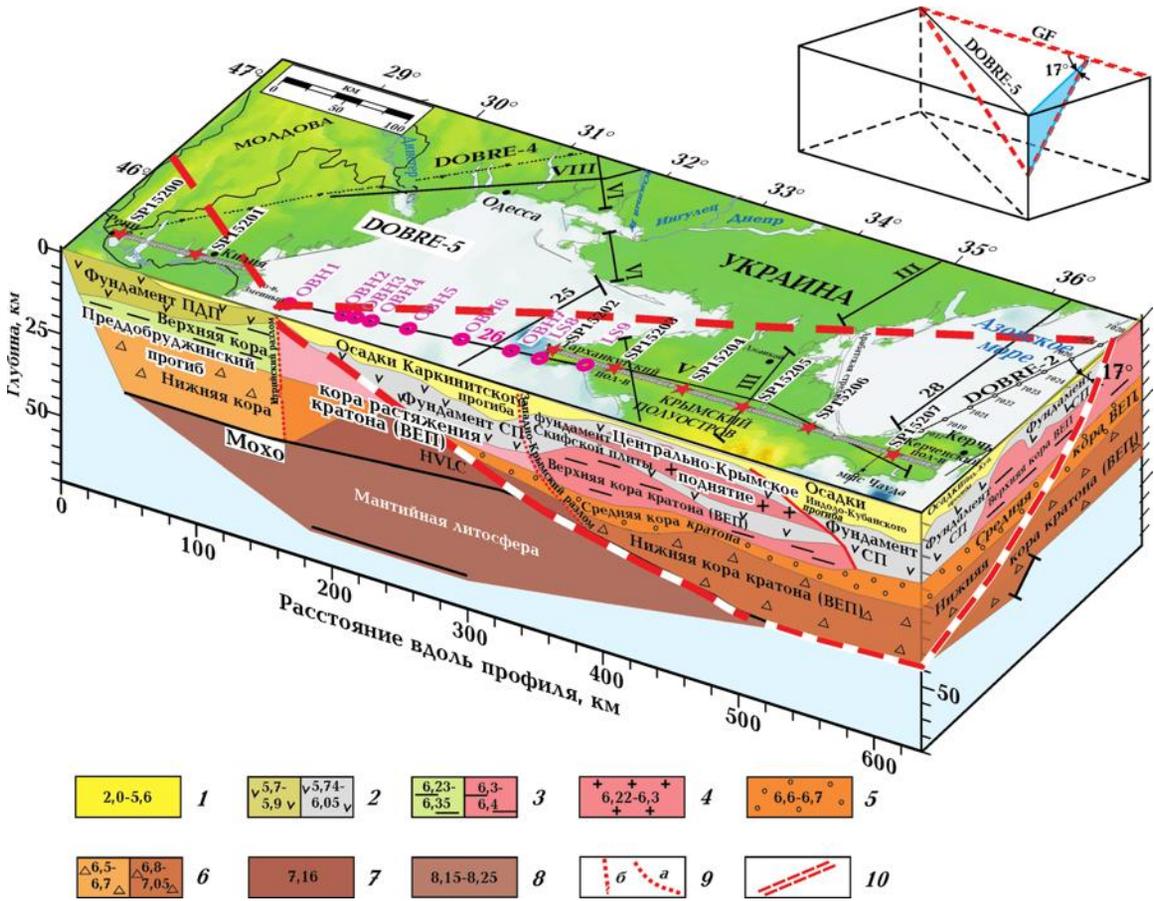


Рис. 4. Объемная схема геолого-тектонической интерпретации сейсмической модели по профилю DOBRE-5 и части сейсмической модели профиля DOBRE-2 (от точки пересечения с DOBRE-5 и до ОВН 7028 [Starostenko et al., 2006, 2007, 2012]), на поверхности — с физической картой района исследований (рис. 2 из работы [Starostenko et al., 2015]). *Земная кора*: 1 — осадочные толщи, $V_p=2,0\div5,6$ км/с; 2 — фундамент Предобруджинского прогиба (ПДП), $V_p=5,7\div5,9$ км/с и Скифской плиты (СП), $V_p=5,74\div6,05$ км/с; 3 — верхняя кора ПДП, $V_p=6,23\div6,35$ км/с и СП/ВЕП, $V_p=6,3\div6,4$ км/с; 4 — гранитные интрузии в фундаменте СП, $V_p=6,22\div6,3$ км/с; средняя кора кратаона, $V_p=6,6\div6,7$ км/с; 5 — нижняя кора для ПДП, $V_p=6,5\div6,7$ км/с и для ВЕП/СП, $V_p=6,8\div7,1$ км/с; высокоскоростной слой нижней коры (HVLC) — тело ниже Каркинитского прогиба, $V_p=7,16$ км/с; 8 — верхняя мантия, $V_p=8,15\div8,25$ км/с; 9 — глубинные разломы (а — подтвержденные данными изменений сейсмического волнового поля и связанные с поверхностным разломом (Западно-Крымским), б — неподтвержденный в сейсмическом разрезе, но обозначен на поверхности [Morosanu, 2007] (Истрийский разлом)); 10 — красный жирный штрих указывает зону разломов земной коры между СП и ВЕП, образованную Голицынским (ГР) и Азовским разломами на поверхности. На вставке показан угол погружения 17° между ВЕП и СП на перпендикулярном срезе к ГР. Основные условные обозначения см. на рис. 1.

Несколько скважин вскрыли фундамент, сложенный метаморфическими породами, в основном зелеными сланцами, метаморфизованными 410—470 млн лет назад [Белов, 1981], а также черными сланцами, известняками и песчаниками девона и карбона [Зоненшайн и др., 1990].

На востоке профиль DOBRE-5 пересекает западную часть *Инголо-Кубанского прогиба* (505—620 км), который условно относится (вместе с Терско-Каспийским прогибом) к передовому прогибу Большого Кавказа, сформированному на фундаменте СП (см. рис. 1). В пределах профиля Инголо-Кубанский про-

гиб заполнен осадочной толщей мощностью до 10 км, представленной главным образом глиной и молассовыми комплексами майкопа ($V_p=2,70$ км/с), а также эоцен-верхнемеловыми известняками и мергелями ($V_p=3,50\div4,50$ км/с).

Кристаллическая кора. Кровля кристаллического фундамента маркируется сейсмической поверхностью со скоростью $V_p=6,2\div6,4$ км/с, которая ассоциируется с кровлей рифейских комплексов. В районе профиля кровля залегает на разных глубинах: под Килийско-Змеиным поднятием — от 3 до 5 км, под Инголо-Кубанским прогибом — 20÷22 км,

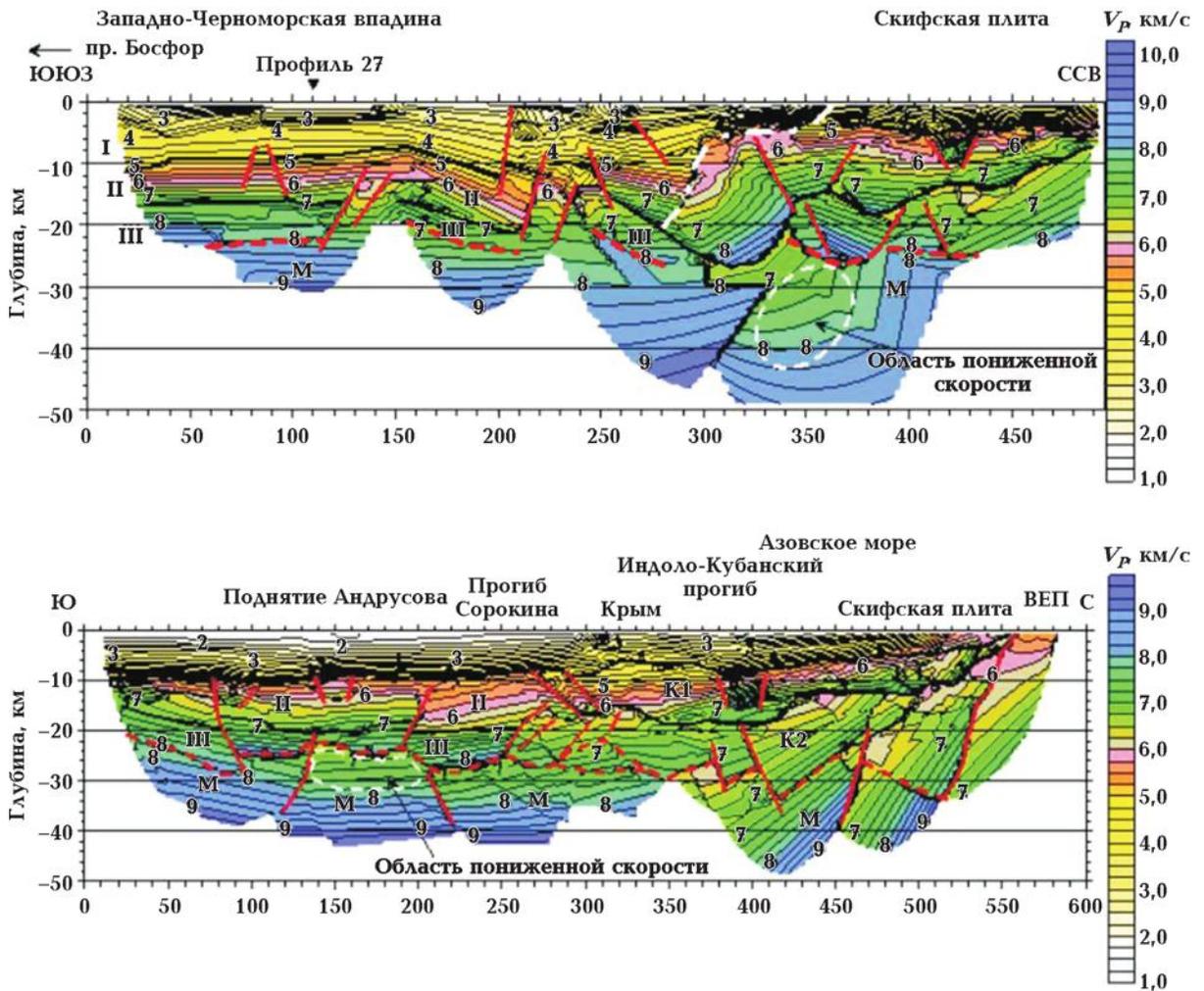


Рис. 5. Сейсмогеологические разрезы по профилям 25 (а) и 28—29 (б), по [Ермаков, Пийп, 2005]. Сечение изолиний скорости (тонкие линии) 0,25 км. Красные сплошные линии — тектонические нарушения, черные толстые линии — границы слоев, красная штриховая линия — граница Мохо, белая штрихпунктирная — зона сочленения коры Черного моря и Скифской плиты.

под Центрально-Крымским поднятием становится приповерхностным слоем. Неоднородность скоростей P -волн свидетельствует о сложной внутренней структуре фундамена СП, который может быть представлен байкальскими, а также варисскими и киммерийскими комплексами разной степени метаморфизма.

Полученная скоростная модель по профилю DOBRE-5 (см. рис. 3, 4) содержит три слоя кристаллической коры: верхняя ($V_p = 6,20 \div 6,40$ км/с), средняя ($V_p = 6,50 \div 6,70$ км/с) и нижняя кора ($V_p = 6,80 \div 7,20$ км/с). Верхняя состоит из двух слоев со скоростями 5,55—5,9 и 6,2—6,38 км/с и характеризуется сильно волнистыми поверхностями. Поднятия этих слоев на глубине от 1 до 4 км образуют фундамент

Килийско-Змеинового поднятия на Одесском шельфе и Центрально-Крымское поднятие в пределах Равнинного Крыма. Средняя и нижняя кора толщиной 10—20 км включает высокоскоростное тело ($V_p \sim 7,15$ км/с) максимальной толщиной 15 км на расстояниях от 160 до 440 км длины профиля (под Каркинитским прогибом).

Были обнаружены вариации во внутренней структуре коры и топографии границы Мохо. В западной части модели глубина до границы Мохо достаточно постоянная — около 38 км. На дистанции 160—340 км граница подымается до глубин 33 км. В восточной части профиля погружается до глубины 47 км (на дистанции 520 км). Скорости под границей Мохо около

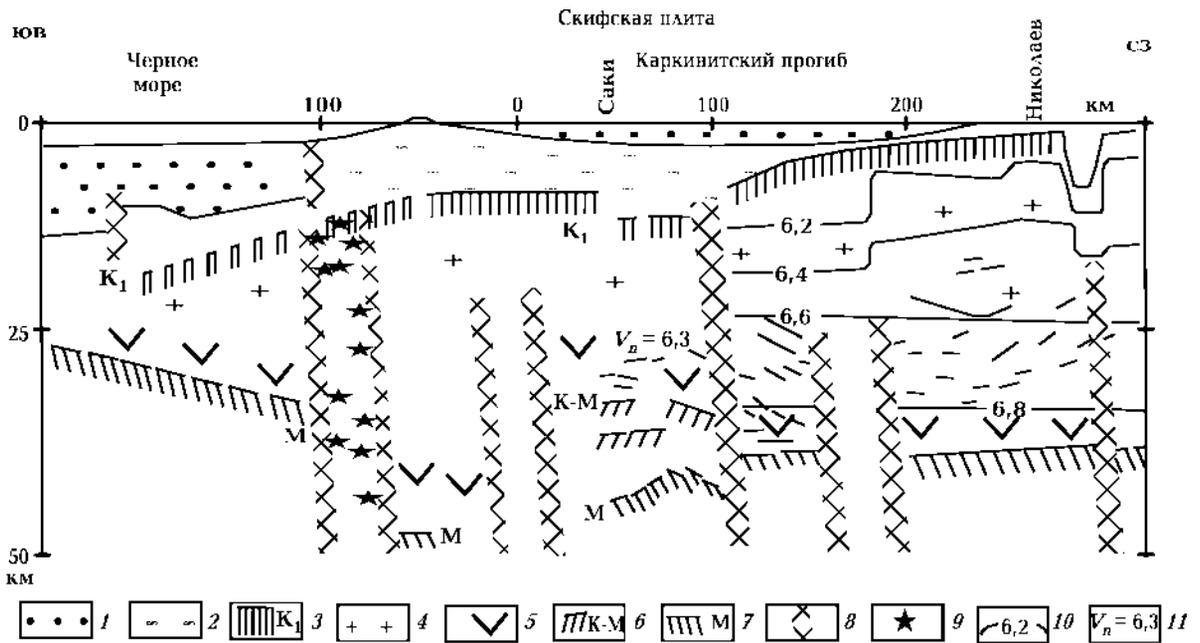


Рис. 6. Юго-восточная часть VI геотраверса (Николаев—Крым—Черное море): 1 — осадочный слой; 2 — дислоцированные породы молодого фундамента; 3 — поверхность дорифейского фундамента; 4 — «гранитный» слой; 5 — породы основного состава ($V_p=7,0$ км/с); 6 — поверхность коромантийного слоя ($V_p=7,5\div 7,6$ км/с); 7 — раздел Мохо; 8 — глубинные разломы; 9 — очаги землетрясений; 10 — изо скорости, км/с; 11 — значение пластовой скорости [Сологуб, 1986; Гинтов и др., 2014].

8,15 км/с. Была также определена субгоризонтальная отражающая граница в верхней мантии на глубине около 60 км.

Мощность неоднородного основания Центрально-Крымского поднятия увеличивается от 10 до 20 км с запада на восток. Структура коры этого поднятия сходна со структурой коры ВЕП, которая состоит из трех слоев со скоростями V_p равными 5,8—6,4 (верхняя кора), 6,5—6,6 (средняя кора) и 6,7—7,0 км/с (нижняя кора), определенных для ВЕП в целом [Чекунов, 1972; Белоусов, Павленкова, 1984; Сологуб, 1986; Pavlenkova 1996; Grad et al., 2006; Janik et al., 2009a,b, 2011; Artemieva, Thybo, 2013], а также на Балтийском и Украинском щитах [BABEL Working Group, 1993; Thybo 2000; EUROBRIDGE'95 Seismic Working Group, 2001; Janik et al., 2007, 2009b].

В целом необходимо отметить, что по данным профиля DOBRE-5 разницы между структурой земной коры СП и южной частью ВЕП не наблюдается, что согласуется с моделями, в соответствии с которыми СП можно представлять как переработанную кору ВЕП в течение позднего протерозоя и фанерозоя [Saintot et al., 2006; Гинтов и др., 2014].

Высокоскоростная нижняя кора (ВСНК) от-

ражена на сейсмическом профиле как асимметричное тело с максимальной толщиной ~10—15 км в западной части Каркинитского прогиба (дистанция 240 км), где глубина до верхней границы ВСНК уменьшается до ~21 км. Это подтверждается надежными преломлениями и отражениями от ее кровли до подошвы (границы Мохо). ВСНК может быть частью нижней коры, измененной в результате магматического либо структурного андерплейтинга либо мафической интрузивной деятельности [Lyngsie et al., 2007; Artemieva, Thybo, 2013].

Наклонная сейсмическая граница (НСГ) — важный структурно-скоростной элемент двумерной модели по профилю DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015]. Граница прослеживается от ПВ ОВН1+20 км на глубине 2 км до ПВ 15205+30 км на глубине 47 км (рис. 3, 4) и представляет собой достаточно гладкую поверхность протяженностью не менее 400 км. НСГ пересекает скоростные слои с $V_p=5,6; 5,9\text{—}6,0; 6,3; 6,6; 7,0$ км/с, т. е. верхнюю и нижнюю кору, и далее около 200 км прослеживается вдоль наклонной (~6° на восток) поверхности раздела М. Визуализации НСГ способствует то, что, во-первых, в ее пределах коровые изолинии V_p изменяют свой наклон от субгоризонталь-

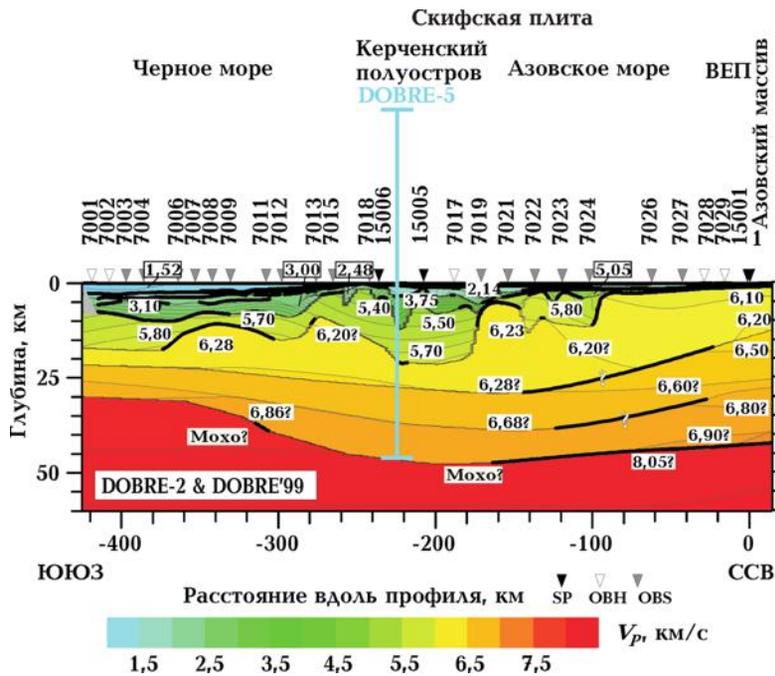


Рис. 7. Южная часть двумерной сейсмической модели по скоростям распространения продольных волн вдоль профиля DOBRE-2 до ПВ 15002 на севере вкрест простирания Скифской плиты [Starostenko et al., 2006, 2007, 2012, 2015]. Черными линиями обозначены скоростные границы, толстыми черными линиями — преломленные или/и отраженные границы, тонкими линиями — изолинии скоростей и их значения (в км/с) в белых прямоугольниках. Черными стрелками показано положение пунктов взрывов на суше, серыми (OBSs) и незалитыми (OBNs) стрелками — в море. Вертикальный масштаб: ~6,7:1 — для осадочного чехла модели, ~2,4:1 — для полной модели.

ного до субпараллельного границе Мохо; во-вторых, почти везде в коре в районе НСГ уверенно прослеживаемые изолинии отраженных и преломленных волн прерываются (проведены условно). Это свидетельствует о том, что НСГ представляет собой достаточно мощную зону дезинтеграции, т. е. имеет явную тектоническую природу. На рис. 4 она показана как элемент объемной структурно-тектонической модели региона.

Тектоническая природа НСГ может рассматриваться в нескольких аспектах.

1. Как полого падающий на восток субмеридиональный Истрийский разлом, согласно [Morosanu, 2007] (см. рис. 1).

2. Как северная граница надвигового фронта пермского передового прогиба молассового комплекса на южный край древней платформы (см. рис. 2) [Nikishin et al., 2011].

3. Как элемент Северо-Крымской сутуры, по [Юдин, 2008], образовавшейся в результате закрытия Палеотетиса в позднем палеозое—триасе, субдукции ВЕП под СП в южном направлении и их коллизии. На поверхности домелового фундамента Северо-Крымская сutura прослеживается в виде Голицынской и

Азовской зон разломов, которые обычно рассматриваются как граница между ВЕП и СП (см. рис. 2).

Как следствие литосферного складкообразования (folding/buckling) и последующего разломообразования в земной коре зоны сочленения южной окраины ВЕП и СП [Stephenson, Cloetingh, 1991; Burov et al., 1993; Cobbold et al., 1993; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Sokoutis et al., 2005; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov, 2011; Starostenko et al., 2013].

Анализ вариантов тектонической интерпретации НСГ приведен в разделе «Дискуссия». Здесь же отметим два важных момента:

а) западная верхняя точка НСГ на профиле DOBRE-5 находится у о-ва Змеиный в пункте пересечения профиля с южной границей ВЕП, трассируемой Голицынской и Азовской зонами разломов (см. рис. 1, 4);

б) в большинстве своем профили ГСЗ, пересекающие СП, субмеридиональные — профили 25, 28 и 29, в интерпретации [Ермаков, Пийп, 2005] (рис. 5), геотраверс VI [Соллогуб, 1986] (рис. 6), профиль DOBRE-2 [Starostenko et al., 2006, 2007, 2012] (рис. 7) показывают наклон скоростных границ в коре СП, ее подошвы и

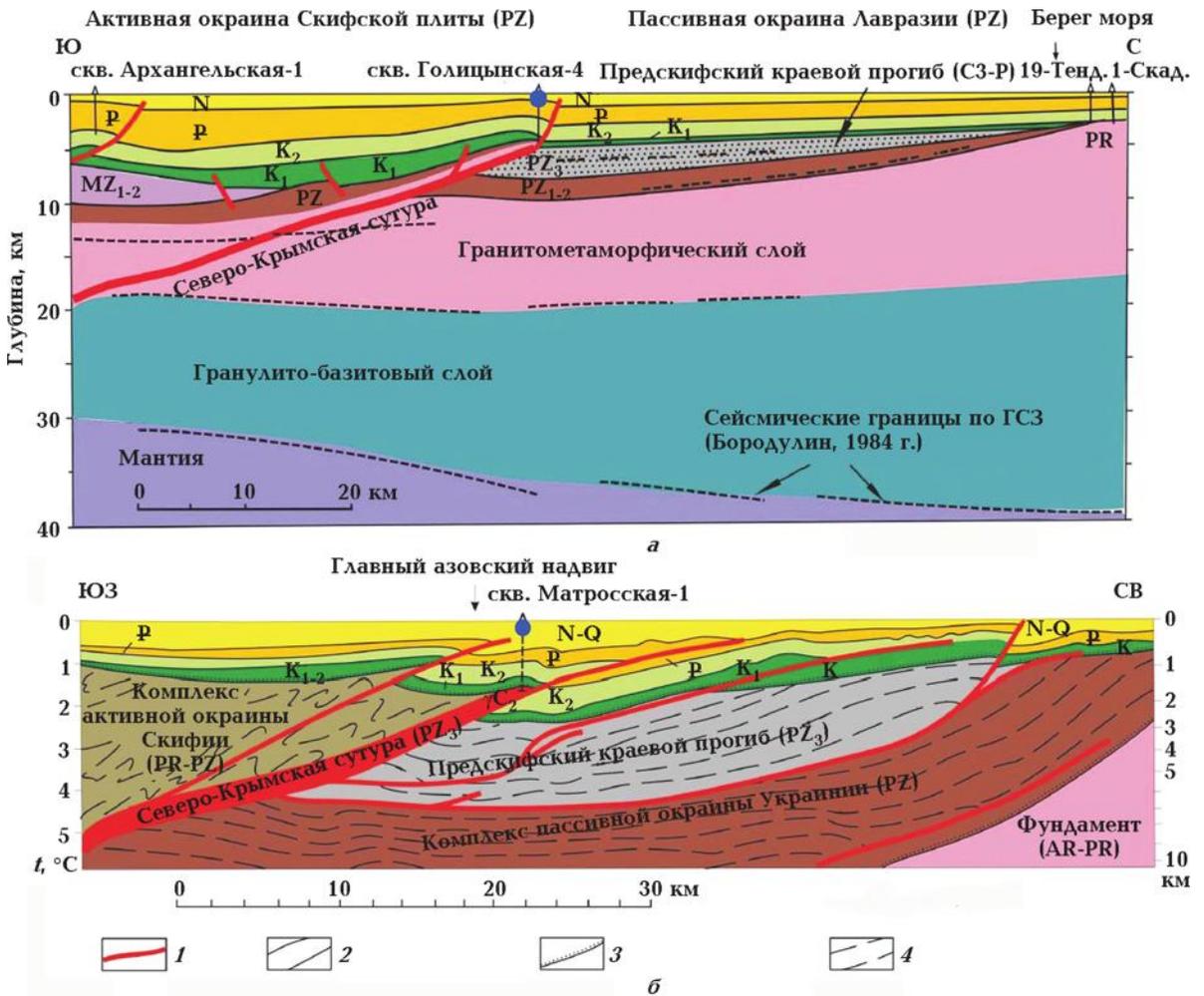


Рис. 8. Геолого-геофизические разрезы, по [Юдин, 2008]: а — северо-западный шельф Черного моря, 25 профиль ГСЗ; б — по северу Азовского моря. Кружками обозначены скважины Голицынская-4 и Матросская-1; 1 — надвижки; 2, 3 — стратиграфические контакты (2 — согласные, 3 — несогласные); 4 — отражающий горизонты по данным сейсморазведки.

поверхности раздела М в южном направлении.

Это приводит к уверенному выводу, что профиль DOBRE-5 пересекает НСГ под острым углом и ее истинный наклон имеет юго-юго-восточное направление, субперпендикулярное к границе ВЕП и СП. Имея азимуты ориентации профиля DOBRE-5 и границы ВЕП и СП, а также углы наклона НСГ в сечении профиля, нетрудно рассчитать ее истинные углы наклона α . В меридиональном сечении, показанном на рис. 4, $\alpha=17^\circ$, а в сечениях, перпендикулярных к границе ВЕП и СП, α изменяется от 22 до 38° в зависимости от расстояния между профилем и следом НСГ на поверхности (чем ближе к поверхности, тем наклон НСГ круче). Другими словами, НСГ — поверхность листрического типа: более крутая в верхних горизонтах коры и более пологая в нижних.

Дискуссия. На основании вышеизложенного можно сделать следующий вывод, что два известных разлома — Азовский и Голицынский — определяют переход от ВЕП к СП по предполагаемой наклонной сейсмической границе. Согласно полученной сейсмической модели (см. рис. 1, 3, 4), предполагается, что Голицынский разлом пересекает Одесский шельф, проходит вблизи о-ва Змеиный и Килийско-Змеиногорского поднятия, а на западе продолжается в Преддобруджинском прогибе как разлом Тротус или, упираясь в Одесский разлом [Атлас..., 1998; Старостенко и др., 2005; Тектонічна..., 2007], смещается на север и переходит в Быстрийский разлом или разлом Вислу в Преддобруджинском прогибе. Голицынский разлом может трансироваться на глубину вдоль западного фланга фундамента депрессии Кар-

кинитского прогиба (ниже глубины ~12 км) и в нижней коре — вдоль границы отражения/преломления на восточном склоне высокоскоростного тела под Каркинитским прогибом (см. рис. 1, 4). Далее на восток он может продолжаться вдоль границы Мохо и углубляться с 32 км под Каркинитским прогибом до 47 км на восток под Центрально-Крымским поднятием (520 км) общей длиной 370 км вдоль профиля DOBRE-5 (см. рис. 1, 2).

Возле о-ва Змеиный Голицынский разлом упирается в субмеридиональный Истрийский (см. рис. 1), от чего и возникает возможная интерпретация [Mogosanu, 2007], в соответствии с которой НСГ ассоциируется с Истрийским разломом, который выходит на поверхность возле Килийско-Змеинового поднятия и, как предполагается, полого погружается на восток, что и отражает профиль DOBRE-5. Эта интерпретация предполагает субширотное растяжение в Каркинитском прогибе, о чем утверждалось также в некоторых интерпретациях раскрытия Восточно-Черноморского бассейна [Finetti et al., 1998; Okay et al., 1999; Shillington et al., 2009]. Однако такая трактовка НСГ может быть сразу исключена, так как выше доказано ее южное, а не восточное погружение.

В работах, основанных на анализе потенциальных полей, в частности [Старостенко и др., 2005], Голицынский разлом ассоциировался с тектоническим растяжением (рифтингом) вдоль южного края ВЕП. Он рассматривался как коровый делитель между корой ВЕП на севере и переработанной корой СП на юге. В принципе, это отчасти согласуется и с выводом, приведенным в начале раздела, однако представлению о связи НСГ с рифтингом противоречит ее пологое (<45°) падение, обусловленное, скорее, надвигом или поддвигом, т. е. сжатием, а не растяжением.

В частности, как указано ранее в работе [Nikishin et al., 2011], с Голицынским и Азовским разломами связываются северная граница раннепермского активного взбросового или надвигового (thrust) фронта южного падения и основание передового молассового прогиба так называемого Эвксинского орогенного пояса. К такому выводу авторов приводит развитие карбон-раннепермских отложений кордильерского орогенеза в пределах СП (Одесский шельф — Равнинный Крым — северная часть Азовского моря). Однако представлению о передовом прогибе может несколько противоречить слишком глубокое погружение НСГ и совпадающий с ней южный наклон повер-

ности раздела М. В пределах Предкарпатского и Преддобруджинского передовых прогибов граница Мохо горизонтальная [Starostenko et al., 2013].

В отличие от предыдущих авторов, В. В. Юдин [Юдин, 2008] эту же границу рассматривает как сутуру (Северо-Крымскую) позднепалеозойского—раннемезозойского возраста, имеющую южный наклон и образованную в результате закрытия океана Палеотетис, который отделял Евразийскую плиту от Гондваны и нескольких террейнов — Крымского, Скифского, Туранского и др. В перми—триасе произошла субдукция с севера под эти террейны, коллизия их с ВЕП (входившей тогда в состав Евроамерики), в результате которой образовались Донецкая складчато-надвиговая область и Донецкая, Таганрогская и Северо-Крымская коллизионные сутуры. Севернее Северо-Крымской сутуры расположен Предскифский передовой прогиб, выполненный молассой перми—триаса [Юдин, 2001]. Прогиб протягивается вдоль сутуры полосой шириной в 50—100 км на расстояние более 2 тыс. км и состоит из вытянутых впадин, разделенных поперечными поднятиями. В присутурных зонах автором обнаружены фрагменты субдуцированной палеоокеанической коры — радиолариты в гальках трех коллизионных моласс, а также меланжированные гипербазиты во фрагментах серпентинитового меланжа и базиты [Юдин, 1993, 1995, 2001, 2008]. Это свидетельствует о субдукции значительной части океанической коры Палеотетиса и о коллизии в раннем—среднем триасе.

На рис. 8 показаны построенные В. В. Юдиным разрезы СП и Предскифийского передового прогиба, на которых изображена Северо-Крымская сутура. В скв. Голицынская-4 (см. рис. 1, 8, а), на глубине 4 км под породами мелового возраста вскрыты дислоцированные протерозойские метаморфические образования. Ниже, согласно авторской интерпретации материалов сейсморазведки (на глубине до 2 с), расположена четкая слоистая толща, полого наклоненная на юг, которая может быть наклонной сейсмической границей вдоль Голицынского разлома. Под тонким аллохтоном из динамометаморфических пород предполагается слабодислоцированный палеозойский комплекс перекрытого надвигом краевого Предскифийского прогиба [Юдин, 2001]. Восточнее, в акватории Азовского моря, Северо-Крымская сутура и Предскифийский краевой прогиб трассируются севернее скв.

Матросская-1 (см. рис. 1, 8, б), где под мел-кайнозойским чехлом на глубине 1950—2074 м вскрыты граниты и плагииграниты с изотопным возрастом среднего карбона.

Изображенная на рис. 8 Северо-Крымская сутура падает на юг под углом 15—20°. Это хорошо согласуется с приведенными выше расчетами наклона НСГ, хотя палеогеодинамические построения выполнялись В. В. Юдиным еще задолго до проведения ГСЗ по профилю DOBRE-5.

Рассмотренная палеогеодинамическая интерпретация согласуется с палинспастической реконструкцией территории СССР для позднего девона, выполненной в работе [Зоненшайн и др., 1990], а также подтверждается тектонофизическими и сейсмотомографическими данными [Гинтов и др., 2014]. В частности, палеосубдукция ВЕП под СП четко прослеживается на меридиональных сейсмотомографических сечениях 27—29° и 44° в.д., на которых видны следы слэбов относительно высокоскоростной литосферы, погружающихся на глубину 300—500 км от 47—48° до 44—45° с.ш.

Следует также упомянуть, что в современной международной практике одним из основных направлений в изучении литосферы разными геофизическими методами считается исследование литосферного складкообразования и разломообразования [Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov 2011; Starostenko et al., 2013]. Обзоры, в которых всесторонне описан комплекс термомеханических аспектов складкообразования литосферного масштаба, его топографические проявления и влияние на формирование осадочных бассейнов и их эволюцию, представлены в работах [Cloetingh et al., 1999; Cloetingh, Burov, 2011]. Полагают, что литосферное прогибание и складкообразование — эффективный механизм для распространения тектонической деформации от активных границ плит далеко во внутриплитные домены [Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995]. Длина волны литосферных деформаций/складкообразования наблюдается в различных масштабах и зависит от возраста литосферы, а также его реологического и теплового состояния.

Другой важный аспект литосферного складкообразования — его взаимосвязь с хрупкими деформациями. Коровые и мантийные разломы могут формироваться как результат складкообразования и оба процесса могут сосуществовать в течение нескольких миллионов лет

[Burov, Molnar, 1998].

Один из примеров складкообразования земной коры/верхней мантии по данным современного ГСЗ — складки границы Мохо с длиной волны порядка 150 км и амплитудой 8—17 км, обнаруженные в пределах южной окраины ВЕП на профиле ГСЗ DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013]. Волнистость сейсмических границ в коре и верхней мантии авторы объясняют литосферным масштабным складкообразованием путем сжатия как результат коллизии в поздней юре и/или в конце мела при закрытии океанов Палеотетис и Неотетис [Starostenko et al., 2013]. Волнистость сейсмических горизонтов хорошо проявляется и на профиле DOBRE-5 (см. рис. 3). Однако в отличие от профиля DOBRE-4, пересекающего крупные геологические структуры вкрест простирания, профиль DOBRE-5 проходит вдоль основного структурного элемента — Скифской плиты. Пример НСГ показывает, что геометрия фиксируемых на профиле структур (длина волны и амплитуда) может отличаться от истинной. Поэтому в данном случае трудно делать конкретные выводы, опираясь на представления о литосферном складкообразовании. К тому же, как следует из этих представлений, а также результатов работ на профиле DOBRE-4, крупномасштабное литосферное складкообразование является одним из элементов геодинамического процесса и в конечном итоге приводит к тем же геодинамическим следствиям, к которым геологи и геофизики приходят другими методами. Эти геодинамические следствия кратко рассмотрены выше.

Выводы. Обнаруженная на профиле DOBRE-5 наклонная сейсмическая граница, прослеженная на расстоянии до 400 км, пересекающая под мел-кайнозойским чехлом всю кору и на значительном своем отрезке совпадающая с наклонной поверхностью раздела М, является важным структурно-тектоническим элементом, образованным в результате позднепалеозойского—раннемезозойского геодинамического процесса.

Анализ возможных механизмов образования НСГ приводит к выводу, что эта граница может отражать северное окончание раннепермского активного взбросового или надвигового (thrust) фронта южного падения и основание передового молассового прогиба так называемого Эвксинского орогенного пояса [Nikishin et al., 2011] либо соответствовать Северо-Крымской сутуре, образовавшейся в результате закрытия Палеотетиса в позднем

палеозое — триасе, субдукции ВЕП под СП в южном направлении и их коллизии [Юдин, 2008]. На поверхности домелового фундамента Северо-Крымская сутура прослеживается в виде Голицынской и Азовской зон разломов, которые обычно рассматриваются как граница между ВЕП и СП.

Автор данной статьи склоняется ко второй точке зрения, которая основана на детально изученных геологических фактах [Юдин, 1993, 1995, 2008] и подтверждается данными тектонофизики и сейсмотомографии [Гинтов и др., 2014]. Расчеты направления и угла наклона НСГ, выполненные на основании анализа материалов профиля DOBRE-5, показали, что НСГ является листрической поверхностью, па-

дающей на юго-юго-восток, с углами наклона от 38° (в верхах) до 22° (в нижних горизонтах). Такой наклон НСГ близок к наклону Северо-Крымской сутуры, предполагавшемуся ранее В. В. Юдиным.

Полученные данные вносят новую информацию в понимание роли Скифской плиты (или эпиорогенной зоны, по [Тектонічна..., 2007]) как важного элемента геодинамических процессов в Черноморско-Каспийском регионе. Для более детального изучения глубинного строения западной части Скифской плиты автором работы предлагается более детально изучить области пересечения профиля DOBRE-5 с профилями DOBRE-4 и DOBRE-2, профилями ГСЗ 25, 29 и геотраверсами V, VI и III.

Список литературы

- Атлас родовищ нафти і газу України. Південний нафтогазоносний регіон. Т. VI. Львів: Центр Європи, 1998, 224 с.*
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д.* Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 15—29.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д.* Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 1—20.
- Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой зоны в палеозое, Москва: Наука, 1981, 212 с.
- Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры. *Геотектоника.* 1985. № 1. С. 167—183.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1.* Геологическое описание. Под ред. А. В. Сидоренко, М. В. Муратова. Москва: Госгеоліздат, 1969. 575 с.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В.* Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В., Егорова Т. П., Вольфман Ю. М., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Колесникова Е. Е., Островной А. М., Бубняк И. Н., Фарфуляк Л. В., Амашукели Т. А.* Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 22—49.
- Ермаков А. П., Пийп В. Б.* Глубинное строение Черноморской впадины по результатам новой интерпретации сейсмических данных. *Ежегод. науч. конф. «Ломоносовские чтения».* Москва: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2005.
- Ермаков Ю. Г., Кирикилица С. И., Вольфман Ю. М., Щербакова Л. Н.* Структурные формы вендраннемезозойской тектонической активизации Приднестровской части Русской плиты. *Геолог. журн.* 1985. Т. 45. № 4. С. 117—127.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2-х томах. Москва: Недра, 1990, Т. 1, 325 с., Т. 2, 334 с.
- Котляр О. Ю., Верховцев В. Г.* Виявлення критеріїв сучасного положення південно-західної межі Східноєвропейської платформи за даними дистанційного зондування Землі. *Геолог. журн.* 2009. № 3. С. 58—63.
- Краснопевцева Г. В., Щукин Ю. К.* Строение литосферы вдоль геотраверса III. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX.* Киев: Наук. думка, 1993. С. 8—77.
- Милановский Е. Е.* Геология СССР. Ч. 3. Москва: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1991, 273 с.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма. *Геотектоника.* 1968. № 4. С. 54—70.

- Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма. *Бюлл. МОИП. Отг. геологии*. 1971. Т. 48, вып. 4. С. 102—112.
- Слюсарь В. С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье. *Геотектоника*. 1984. № 4. С. 90—105.
- Сологуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 2. С. 195—207.
- Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Под ред. В. Б. Сологуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
- Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. Отв. ред. В. Е. Хаин. Москва: Наука, 1981, 244 с.
- Тектоника Украины. Под ред. С. С. Круглова, А. К. Цышко. Москва: Недра, 1988, 254 с.
- Тектонічна карта України. 1:1 000 000. Гол. ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: УкрДГРІ, 2007.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972, 176 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. Москва: Недра, 1977. 359 с.
- Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Историческая геотектоника. Палеозой. Москва: Недра, 1991. 398 с.
- Югин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.
- Югин В. В. Предгорная сутура Крыма. *Геолог. журн.* 1995. № 3-4. С. 56—61.
- Югин В. В. Предскифийский краевой прогиб. *Сб. докл. III Междунар. конф. «Крым-2001»: Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона*. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 177—183.
- Югин В. В. Симферопольский меланж. *Докл. РАН*. 1993. Т. 333. № 2. С. 250—252.
- Artemieva I. M., 2011. The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach. Cambridge Univ. Press, 794 p.
- Artemieva I. M., Thybo H., 2013. EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics* 609, 97—153.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. P. 599—624.
- BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. *Geophys. J. Int.* 112, 325—343.
- Burov E. B., Molnar P., 1998. Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation. *J. Geophys. Res.* 103, 18,137—18, 152.
- Burov E. B., Nikishin A. M., Cloetingh S., Lobkovsky L. I., 1993. Continental lithosphere folding in central Asia (Part II): constraints from gravity and tectonic modelling. *Tectonophysics* 226, 73—87.
- Cloetingh S., Beekman F., Van Wees J. D., Ziegler P. A., Sokoutis D., 2008. Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. In: *Compressional Deformation within Passive Margins: Nature, Causes and Effects*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 306, P. 27—70.
- Cloetingh S., Burov E. B., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. *Basin Res.* 23, 257—290.
- Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andriessen P., Garcia-Castellanos D., De Vicente G., Vegas R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21, 1041—1067.
- Cloetingh S., Burov E., Poliakov A., 1999. Lithosphere folding: primary response to compression? 1166 (from Central Asia to Paris Basin). *Tectonics* 18, 1064—1083.
- Cobbold P. R., Davy P., Gapais D., Rossello E. A., Sadybakasov E., Thomas J. C., Tondji Biyo J. J., De Urreiztieta M., 1993. Sedimentary basins and crustal shortening. *Sediment. Geol.* 86, 77—89.
- DOBRefraction'99 Working Group: Grad M., Grin D., Guterch A., Janik T., Keller G. 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 Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., 2002. Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. *Bucharest Geoscience Forum*, Spec. Vol. 2, 101—117.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L., 2005. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics* 410, 417—435.

- EUROBRIDGE'95 seismic working group Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Motuza G., Nasedkin V., Jacyna J., Seckus R., Grad M., Czuba W., Janik T., Guterch A., Lund C. E., Doody J. J., 2001. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within the East European Craton. *Tectonophysics* 339, 153—175.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Papin M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 30, 197—234.
- Grad M., Jensen S. L., Keller G. R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K. C., Wilde-Piórko, Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J. Geophys. Res.* 108, B11. doi: 10.1029/2003JB002426.
- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landesa M., Bala A., Prodehl C., 2007. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics* 430, 1—25.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G., Schulze A., 2001. VRANCEA99 — the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233—256.
- Janik T., Grad M., Guterch A. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2009a. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geological Quarterly* 53(1), 141—158.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedüs E., Kovács C. S., Kovács I., Keller G. R. & CELEBRATION 2000 Working Group, 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodynamics* 52, 97—113. doi:10.1016/j.jog.2010.12.002.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi Ju., Silvennoinen H., 2009b. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 114, B06308. doi:10.1029/2008JB005689.
- Janik T., Kozlovskaya E., Yliniemi J., 2007. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland. *J. Geophys. Res.* 112, B04302. doi:10.1029/2006JB004681.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 2010, Vol. 340, P. 137—157.
- Lyngsie S. B., Thybo H., Lang R., 2007. Rifting and lower crustal reflectivity: A case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine. *J. Geophys. Res.* 112, B12402. doi:12410.11029/12006JB004795.
- Matenco L., Bertotti G., Leever K., Cloetingh S., Schmid S., Tărăpoancă M., Dinu C., 2007. Large-scale deformation in a locked collisional boundary: interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. *Tectonics* 26, 1—29.
- Morosanu I., 2007. Romanian Continental Plateau of the Black Sea. Oscar Print, București, 176 p.
- Natal'in B. A., Şengör A. M. C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. *Tectonophysics* 404, 175—202.
- Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M. F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Ershov A. V., 1998. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cainozoic evolution tectonic and dynamics. In: *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethys Platforms*. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle. P. 163—176.
- Nikishin A., Okay A., Tuysuz O., Demirel A., Amelin N., Petrov E., 2015. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology* 59, 638—655.
- Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S., Fokin P., 2011. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish J. Earth Sci.* 20, 571—634.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Panov D. I., Nazarevich B. P., Brunet M. F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Tikhomirov P., 2001. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: *Wrench Basins and Passive*

- Margins*. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle, 186, 296—346.
- Okay A., Nikishin A., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* 57(5-8), 1051—1076. doi: 10.1080/00206814.2015.1010609
- Okay A. I., Şengör A. M. C., Görür N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22, 267—270.
- Okay A. I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156, 475—515.
- Papanikolaou D., Barghathi H., Dabovski Ch., Dimitriu R., El-Hawat A., Ioane D., Seghedi A., Zagorchev I., 2004. Transect VII: East European Craton—Scythian Platform—Dobrogea—Balkanides—Rhodope Massif—Hellenides—East Mediterranean—Cyrenaica. In: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- Patrut I., Paraschiv C., Danet T., 1983. The geological constitution of the Danube Delta. *An. Inst. Geol. Geof.* LIX, 55—62.
- Pavlenkova N. I., 1996. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. In: *Advances in Geophysics*. Academic Press Inc. Vol. 37. P. 3—133.
- Saintot A., Stephenson R. A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V., 2006. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc., London, Memoirs, 32, 481—505.
- Seghedi A., 2012. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish J. Earth Sci.* 21, 669—721.
- Seghedi A., 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. In: *Wrench Basins and Passive Margins*. Memoires du Museum national d'Histoire Naturelle, 186, P. 237—257.
- Shillington D. J., Scott C. L., Minshull T. A., Edwards R. A., Brown P. J., White N., 2009. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology* 37(1), 7—10.
- Sokoutis D., Burg J. P., Bonini M., Corti G., Cloetingh S., 2005. Lithospheric-scale structures 1483 from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics* 406, 1—15.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Grad M., Gryn D. N., Guterch A., Danovnski A., Kolomiyets K. V., Legostaeva O. V., Lysynchuk D. V., Omelchenko V. D., Stephenson R. A., Stratford W., Thybo H., Tolkunov A. P., Flyuh E., Czuba W., Środa P., Shulgin A., Janik T., 2008. Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE-2). *Tenth Geoph. Reading by Fedynsky V. V.*, Abstr., Moscow, 41.
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Gintov O., Omelchenko B., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A., 2013. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740—766.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins*. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16—20, 2012, P. 85.
- Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 201, 406—428. doi:10.1093/gji/ggv018.
- Starostenko V. I., Omelchenko V. D., Yegorova T. P., Tolkunov A. P., Tchjoha O. G., Baranova E. P., Sirchenko V. V., Legostaeva O. V., Stephenson R. A., 2006. DOBRE-2: integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—Black Sea area). *12th International Symposium on Deep Seismic Profiling of Continents and their Margins*. Abstr., Hayama, Japan, 108.
- Starostenko V. I. on behalf of the DOBRE-2 Working Group, 2007. Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—

- Black Sea area). In: *Models of the Earth's crust and upper mantle*. St. Petersburg: VSEGEI Publ., P. 206—207.
- Starostenko V. I., Stephenson R. A., 2007. DOBRE-2: geophysical studies of the crust and upper mantle of the Azov Sea—Crimea—Black Sea area. *International Symposium on Middle East basins evolution, MEBE, Abstr., U. Pierre et Marie Curie, Paris*, 62.
- Stephenson R., Cloetingh S., 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics* 188, 27—37.
- Thybo H., 2000. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 46, 145—160.
- Tolkunov A., Sydorenko G., Voitsytskiy Z., Starostenko V., Yegorova T., Stephenson R., Omelchenko V., Pobedash N., Polyvach N., 2011. Geological structure of the north-western terminus of the Eastern Black Sea Rift from new regional CDP profile DOBRE-2, 43. *3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*. Abstr., Supplement to GEO-ECO-MARINA No.17/2011, Bucharest, Romania, 187—189.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. Int.* 193, 287—303.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 340, P. 23—42.
- Ziegler P. A., Cloetingh S., van Wees J-D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7—59.

The nature of inclined seismic boundary in the Earth crust of the Scythian plate along the DOBRE-5 profile

© L. V. Farfulyak, 2015

Amplifying volumetric seismic tectonic model of the Scythian plate has been plotted; structural-high-speed element — sloping seismic boundary along the DOBRE-5 profile has been revealed. Its location has been defined more precisely and possible mechanisms of formation have been proposed: it corresponds to the northern border of the Early Permian active over-thrust or thrust edge of southern dip and of formation of front-rank molassa sag, the so-called Euxinian orogenic belt or the North Crimean suture formed by the closure of the Paleo-Tethys Ocean in the late Paleozoic—Triassic, subduction of the East-European platform under the Scythian plate southward and their collision. On the surface Pre-Cretaceous basement of the North Crimean suture can be traced as Golitsyn and Azov fault zones usually considered as the border between East-European platform and Scythian plate. Dipping seismic border is a listric surface that falls to the south-southeast, with angles in the longitudinal intersection, $\alpha = 17^\circ$, and in sections perpendicular to the East-European platform and Scythian plate, $\alpha = 22$ to 38° . This inclination of the DSB is close to the dip of the South-Crimean suture zone that was previously assumed by Yudin V. V.

Key words: Scythian plate, high-speed model, the Earth crust, tectonics, geodynamics, inclined seismic boundary.

References

- Atlas Oil and Gas Fields of Ukraine. Southern Oil and Gas Bearing Region*, 1998. Vol. VI. Lviv: Tsentr Evropy, (in Ukrainian).
- Baranova E. P., Yegorova T. P., Omelchenko V. D., 2011. Detection of the waveguide in the basement of the north-western shelf of the Black Sea as a result of the DSS re-interpretation of 26, 25 profiles materials. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(6), 15—29 (in Russian).
- Baranova E. P., Yegorova T. P., Omelchenko V. D., 2008. Reinterpretation of DSS seismic materials and gravity modeling along the profiles 25, 28 and 29 in the Black Sea and the Sea of Azov. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 1—20 (in Russian).
- Belov A. A., 1981. Tectonic Development of the Alpine Folded Zone in the Paleozoic. Moscow: Nauka, 212 p. (in Russian).
- Belousov V. V., Pavlenkova N. I., 1984. Types of the Earth's crust. *Geodinamika* 1, 167—183 (in Russian).
- Geology of the USSR. Crimea. Geological description*,

1969. Eds. A. V. Sidorenko, M. V. Muratov. Moscow: Gosgeolizdat, 575 p., (in Russian).
- Gintov O. B., Yegorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugayenko I. V., Murovskaya A. B., 2014. Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gintov O. B., Murovskaya A. B., Yegorova T. P., Volfman Yu. M., Tsvetkova T. A., Bugayenko I. V., Kolesnikova E. E., Ostrovnoy A. M., Bubnyak I. N., Farfulyak L. V., Amashukeli T. A., 2015. Deep seismogenic zone Vrancea as an indicator of geodynamic processes. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 22—49 (in Russian).
- Ermakov A. P., Piyp V. B., 2005. Deep structure of the Black Sea basin as a result of a new interpretation of the seismic data. *The annual scientific conference «Lomonosov readings»*. Moscow: MSU Publ. (in Russian).
- Ermakov Yu. G., Kirikilitza S. I., Volfman Yu. M., Shcherbakova L. N., 1985. Structural forms of Vendian-Early Mesozoic tectonic activity of the Transnistrian Russian Plate. *Geologicheskiy zhurnal* 45(4), 117—127 (in Russian).
- Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M., 1990. Plate tectonics of the USSR. Moscow: Nedra, Vol. 1, 325 p., Vol. 2, 334 p. (in Russian).
- Kotlyar O. Yu., Verkhovtsev V. G., 2009. Identification criteria of modern provisions southwestern boundaries of the East European platform according to earth remote sensing. *Geologicheskiy zhurnal* (3), 58—63 (in Ukrainian).
- Krasnopevtseva G. V., Schukin Yu. K., 1993. The structure of the lithosphere along geotraverse III. In: *Lithosphere of Central and East Europe. Geotraverse III, VII, IX*. Kiev: Naukova Dumka, p. 8—77 (in Russian).
- Milanovsky E. E., 1991. Geology of the USSR. Part 3. Moscow: MSU Publ., 273 p. (in Russian).
- Muratov M. V., Bondarenko V. G., Plakhotnyy L. G., 1968. The structure of the folded basement of the plain Crimea. *Geotectonica* (4), 54—70 (in Russian).
- Plakhotnyy L. G., Apostolova M. Ya., Bondarenko V. G., Gordievich V. A., 1971. Cretaceous volcanic of the Crimean Plain. *Bulleten MOIP. Otdeleniye geologii* 46(4), 102—112 (in Russian).
- Slyusar B. S., 1984. Structures of the horizontal compression in the northern Fore-Dobrudja. *Geotektonika* (4), 90—105 (in Russian).
- Sollogub V. B., 1986. Lithosphere of the Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Pashkevich I. K., Makarenko I. B., Rusakov O. M., Kutas R. I., Legostaeva O. V., 2005. Faulting crust northwest shelf of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(2), 195—207 (in Russian).
- The structure of the crust and upper mantle of the Central and Eastern Europe*, 1978. Ed. V. B. Sollogub, A. Guterkh, D. Prosen. Kiev: Naukova Dumka, 271 p. (in Russian).
- Tectonic and history of development of the North-Western Shelf of the Black Sea*, 1981. Ed. V. E. Khain. Moscow: Nauka, 244 p. (in Russian).
- Tectonic of Ukraine*, 1988. Eds. S. S. Kruglov, A. K. Tsyenko. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Tektonic map of Ukraine*, 2007. 1:1 000 000. Eds. S. S. Kruglov, D. S. Gurskyy. Kiev: UkrDGRI Publ. (in Ukrainian).
- Chekunov A. V., 1972. Structure of the Earth Crust and Tectonics of the European Part of the USSR. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Khain V. E., 1977. Regional Geotectonics. Europe Outside the Alps and Western Asia. Moscow: Nedra, 59 p. (in Russian).
- Khain V. E., Seslavinskiy K. B., 1991. Historical Geotectonics. Paleozoic. Moscow: Nedra, 398 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 2008. Geodynamics of the Black Sea-Caspian Region. Kiev: UkrDGRI Publ., 117 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 1995. The foothill suture of the Crimea. *Geologicheskiy zhurnal* (3-4), 56—61 (in Russian).
- Yudin V. V., 2001. Pre-Scythian foredeep. *The proceedings of the III Int. Conf. «Crimea-2001»: Geodynamics and the oil and system-Black Sea-Caspian region*. Simferopol: Tavria-Plus, p. 177—183 (in Russian).
- Yudin V. V., 1993. Simferopol melange. *Doklady RAN* 333(2), 250—252 (in Russian).
- Artemieva I. M., 2011. The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach. Cambridge Univ. Press, 794 p.
- Artemieva I. M., Thybo H., 2013. EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics* 609, 97—153.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. P. 599—624.
- BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along

- BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. *Geophys. J. Int.* 112, 325—343.
- Burov E. B., Molnar P., 1998. Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation. *J. Geophys. Res.* 103, 18, 137—18, 152.
- Burov E. B., Nikishin A. M., Cloetingh S., Lobkovsky L. I., 1993. Continental lithosphere folding in central Asia (Part II): constraints from gravity and tectonic modelling. *Tectonophysics* 226, 73—87.
- Cloetingh S., Beekman F., Van Wees J. D., Ziegler P. A., Sokoutis D., 2008. Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. In: *Compressional Deformation within Passive Margins: Nature, Causes and Effects*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 306, P. 27—70.
- Cloetingh S., Burov E. B., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. *Basin Res.* 23, 257—290.
- Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andriessen P., Garcia-Castellanos D., De Vicente G., Vegas R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21, 1041—1067.
- Cloetingh S., Burov E., Poliakov A., 1999. Lithosphere folding: primary response to compression? 1166 (from Central Asia to Paris Basin). *Tectonics* 18, 1064—1083.
- Cobbold P. R., Davy P., Gapais D., Rossello E. A., Sadybakasov E., Thomas J. C., Tondji Biyo J. J., De Urreiztieta M., 1993. Sedimentary basins and crustal shortening. *Sediment. Geol.* 86, 77—89.
- DOBREFraction'99 Working Group: Grad M., Grin D., Guterch A., Janik T., Keller G. 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 Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., 2002. Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. Bucharest Geoscience Forum, Spec. Vol. 2, 101—117.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L., 2005. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics* 410, 417—435.
- EUROBRIDGE'95 seismic working group Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Motuza G., Nasedkin V., Jacyna J., Seckus R., Grad M., Czuba W., Janik T., Guterch A., Lund C. E., Doody J. J., 2001. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within the East European Craton. *Tectonophysics* 339, 153—175.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Papin M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 30, 197—234.
- Grad M., Jensen S. L., Keller G. R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K. C., Wilde-Piórko, Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J. Geophys. Res.* 108, B11. doi: 10.1029/2003JB002426.
- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landesa M., Bala A., Prodehl C., 2007. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics* 430, 1—25.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G., Schulze A., 2001. VRANCEA99 — the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233—256.
- Janik T., Grad M., Guterch A. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2009a. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geological Quarterly* 53(1), 141—158.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedüs E., Kovács C. S., Kovács I., Keller G. R. & CELEBRATION 2000 Working Group, 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodynamics* 52, 97—113. doi:10.1016/j.jog.2010.12.002.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H., 2009b. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 114, B06308. doi:10.1029/2008JB005689.
- Janik T., Kozlovskaya E., Yliniemi J., 2007. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection pro-

- filing in Finland. *J. Geophys. Res.* 112, B04302. doi:10.1029/2006JB004681.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R.* Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 2010, Vol. 340, P. 137—157.
- Lyngsie S. B., Thybo H., Lang R.*, 2007. Rifting and lower crustal reflectivity: A case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine. *J. Geophys. Res.* 112, B12402. doi:10.1029/2006JB004795.
- Matenco L., Bertotti G., Leever K., Cloetingh S., Schmid S., Tărăpoancă M., Dinu C.*, 2007. Large-scale deformation in a locked collisional boundary: interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. *Tectonics* 26, 1—29.
- Morosanu I.*, 2007. Romanian Continental Plateau of the Black Sea. Oscar Print, București, 176 p.
- Natal'in B. A., Şengör A. M. C.*, 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. *Tectonophysics* 404, 175—202.
- Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M. F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Ershov A. V.*, 1998. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cainozoic evolution tectonic and dynamics. In: *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethys Platforms*. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle. P. 163—176.
- Nikishin A., Okay A., Tuysuz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E.*, 2015. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology* 59, 638—655.
- Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S., Fokin P.*, 2011. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish J. Earth Sci.* 20, 571—634.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Panov D. I., Nazarevich B. P., Brunet M. -F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Tikhomirov P.*, 2001. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: *Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle, 186, 296—346.
- Okay A., Nikishin A.*, 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* 57(5-8), 1051—1076. doi: 10.1080/00206814.2015.1010609
- Okay A. I., Şengör A. M. C., Görür N.*, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22, 267—270.
- Okay A. I., Tüysüz O.*, 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 156, 475—515.
- Papanikolaou D., Barghathi H., Dabovski Ch., Dimitriu R., El-Hawat A., Ioane D., Seghedi A., Zagorchev I.*, 2004. Transect VII: East European Craton—Scythian Platform—Dobrogea—Balkanides—Rhodope Massif—Hellenides—East Mediterranean—Cyrenaica. In: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- Patrut I., Paraschiv C., Danet T.*, 1983. The geological constitution of the Danube Delta. *An. Inst. Geol. Geof.* LIX, 55—62.
- Pavlenkova N. I.*, 1996. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. In: *Advances in Geophysics*. Academic Press Inc. Vol. 37. P. 3—133.
- Saintot A., Stephenson R. A., Stovba S., Brunet M. -F., Yegorova T., Starostenko V.*, 2006. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *European Lithosphere Dynamics*. *Geol. Soc., London, Memoirs*, 32, 481—505.
- Seghedi A.*, 2012. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish J. Earth Sci.* 21, 669—721.
- Seghedi A.*, 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. In: *Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Musée national d'Histoire Naturelle, 186, P. 237—257.
- Shillington D. J., Scott C. L., Minshull T. A., Edwards R. A., Brown P. J., White N.*, 2009. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology* 37(1), 7—10.
- Sokoutis D., Burg J. P., Bonini M., Corti G., Cloetingh S.*, 2005. Lithospheric-scale structures 1483 from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics* 406, 1—15.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.*, 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Grad M., Gryn D. N., Guterch A., Danovskii A., Kolomiyets K. V., Legostaeva O. V., Lysynchuk D. V., Omelchenko V. D., Stephenson R. A., Strat-*

- ford W., Thybo H., Tolkunov A. P., Flyuh E., Czuba W., Środa P., Shulgina A., Janik T., 2008. Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE-2). *Tenth Geoph. Reading by Fedynsky V. V.*, Abstr., Moscow, 41.
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Gintov O., Omelchenko B., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A., 2013. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740—766.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins*. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16—20, 2012, P. 85.
- Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 201, 406—428. doi:10.1093/gji/ggv018.
- Starostenko V. I., Omelchenko V. D., Yegorova T. P., Tolkunov A. P., Tchjoha O. G., Baranova E. P., Sirchenko V. V., Legostaeva O. V., Stephenson R. A., 2006. DOBRE-2: integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—Black Sea area). *12th International Symposium on Deep Seismic Profiling of Continents and their Margins*. Abstr., Hayama, Japan, 108.
- Starostenko V. I. on behalf of the DOBRE-2 Working Group, 2007. Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea—Crimea—Black Sea area). In: *Models of the Earth's crust and upper mantle*. St. Petersburg: VSEGEI Publ., P. 206—207.
- Starostenko V. I., Stephenson R. A., 2007. DOBRE-2: geophysical studies of the crust and upper mantle of the Azov Sea—Crimea—Black Sea area. *International Symposium on Middle East basins evolution, MEBE, Abstr., U. Pierre et Marie Curie, Paris*, 62.
- Stephenson R., Cloetingh S., 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics* 188, 27—37.
- Thybo H., 2000. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 46, 145—160.
- Tolkunov A., Sydorenko G., Voitsytskiy Z., Starostenko V., Yegorova T., Stephenson R., Omelchenko V., Pobedash N., Polyvach N., 2011. Geological structure of the north-western terminus of the Eastern Black Sea Rift from new regional CDP profile DOBRE-2, 43. *3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*. Abstr., Supplement to GEO-ECO-MARINA No.17/2011, Bucharest, Romania, 187—189.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. Int.* 193, 287—303.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc., London, Spec. 340, P. 23—42.
- Ziegler P. A., Cloetingh S., van Wees J-D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7—59.