

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГОРНОГО КРЫМА ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ “СЕВАСТОПОЛЬ–КЕРЧЬ” ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГСЗ И ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

© 2018 г. Т. П. Егорова¹, *, Е. П. Баранова¹, В. С. Гобаренко², А. В. Муровская¹

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины,
03680, Украина, Киев, пр. Палладина, д.32

²Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, геологический факультет – Институт сейсмологии
и геодинамики, 295007, Россия, Симферополь, пр. акад. Вернадского, д.4

*e-mail: tameg22@yahoo.com

Поступила в редакцию 19.12.2017 г.

Представлено скоростное строение коры Горного Крыма по результатам активного и пассивного сейсмических экспериментов. По результатам новой интерпретации сейсмического материала по старому профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь” с использованием современных методов полномасштабного сейсмического моделирования нами впервые построена скоростная модель коры Горного Крыма. Она показывает существенные различия в строении двух блоков коры: 1) более высокоскоростного в западной и центральной части Горного Крыма и 2) более низкоскоростного на востоке в Феодосийско-Керченской зоне, которые разделены областью подъема фундамента Старокрымского поднятия. Первый блок характеризуется более сложным строением, поверхность Мохо прослеживается на глубинах 43 и 55 км, формируя два раздела Мохо – верхний, соответствующий платформенному этапу, и нижний раздел, сформированный, предположительно, на альпийском этапе тектогенеза в результате поддвига Восточно-Черноморской микроплиты под южный край Скифской плиты в Крыму. На глубинах 7–11 км выделяется зона инверсии скоростей, указывающая на горизонтальную расслоенность коры. Привлечение метода локальной сейсмической томографии по данным слабых землетрясений ($m_b \leq 3$), зарегистрированных Крымской сейсмологической сетью, позволило получить данные о строении коры Горного Крыма на глубинах 10–30 км. На данных глубинах строение коры характеризуется присутствием нескольких высокоскоростных коровых тел в окрестностях городов Ялта, Алушта и Судак и концентрацией гипоцентров землетрясений в их пределах. Сопоставление полученной скоростной модели Горного Крыма с учетом распределения сейсмичности и результатов реконструкции палео- и современных полей напряжений по полевым тектонофизическим наблюдениям и механизмам очагов землетрясений позволило прийти к заключению, что Горный Крым сформировался на зрелой коре южной окраины Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в результате различных фаз киммерийского и альпийского тектогенеза в геодинамических обстановках сжатия и транспрессии. Коллизионный процесс продолжается и на современном этапе, что подтверждается высоким уровнем сейсмичности и воздыманием Горного Крыма.

Ключевые слова: Крым, земная кора, сейсмичность, глубинное сейсмическое зондирование, сейсмическая томография, поверхность Мохо, скоростная модель Горного Крыма

DOI: 10.1134/S0016853X18040021

ВВЕДЕНИЕ

Горный Крым (ГК) и Большой Кавказ образуют складчато-надвиговый пояс вдоль северной окраины Черного моря, сформированный на южной окраине докембрийской Восточно-Европейской платформы в результате кайнозойской коллизии между Евразийской и Африкано-Арабской плитами. Главный Кавказский надвиг, контролирующий южную границу Большого Кавказа, прослеживается в западном направлении вдоль северной границы Черного моря и ГК и совпадает с

Крымской сейсмогенной зоной (КСЗ), протягивающейся вдоль Крымско-Кавказского побережья.

КСЗ расположена в зоне перехода от тонкой коры Черноморской впадины субокеанического или переходного типа на юге к утолщенной континентальной коре на севере [1, 46]. В последнее время достигнут большой прогресс в изучении строения коры Крымско-Черноморского региона на глубинными сейсмическими методами. Выполнены исследования по широтному профилю ДОБРЕ-5 через Одесский шельф и равнинный

Крым [41]. По меридиональному профилю ДОБРЕ-2, пересекающему Азовское море, Керченский полуостров, северную и центральную части Черного моря, проведены исследования ГСЗ [42] и глубинные исследования методом отраженных волн [45]. Нами выполнена новая интерпретация нескольких старых профилей ГСЗ, отработанных в Черном и Азовском морях в 1966–1968 гг. — меридионального профиля 25 в западной части Черного моря и пересекающего его на шельфе широтного профиля 26, а также объединенного субмеридионального профиля 28/29 в Азовском и Черном морях, с применением современных методов лучевого моделирования, что позволило построить современные скоростные модели коры и подкоревой мантии и получить новые данные о строении коры Черного моря [1].

Особое положение в регионе занимает Горный Крым — горное сооружение, сформированное в мезо-кайнозойское время во фронтальной, выдвигающейся в сторону моря части Скифской плиты во время киммерийского и альпийского этапов тектогенеза, развитие которого продолжается и в настоящее время. В геолого-тектоническом отношении Горный Крым и прилегающая часть Черного моря связаны с эволюцией океана Тетис, и, прежде всего, с кайнозойским этапом развития океана Неотетис. Следы длительной тектонической истории района запечатлены, как в структурно-вещественных особенностях пород, доступных изучению в обнажениях, так, они нашли выражение в геофизических полях, отражающих глубинную структуру коры Горного Крыма. Об аномальном строении коры Горного Крыма свидетельствует сильный гравитационный максимум с амплитудой достигающей 100 мГал, который связывается с наличием в коре плотного тела мощностью около 15 км [3], или объясняется суммарным эффектом за счет формирования коро-мантийной смеси на границе коры и мантии и дальнейшей экструзии вещества основного-ультраосновного состава в среднюю и верхнюю часть коры [7]. Магнитное поле Горного Крыма характеризуется обширной аномалией амплитудой около 150 нТл, которая является северным окончанием самой интенсивной аномалии Черного моря—Алуштинско-Батумской, основная часть которой расположена в акватории вдоль Кавказского побережья Черного моря над валом Шатского [13, 21].

Однако, информации о строении коры Горного Крыма, полученной сейсмическими методами было мало, что объясняется трудностями выполнения глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по методике непрерывного профилирования с использованием взрывов в условиях сложно-пересеченного рельефа Горного Крыма. Тем не менее, в 1974–1975 гг. в Горном Крыму были проведены исследования ГСЗ по профилю “Се-

вастополь—Керчь” по системе кусочно-непрерывного профилирования (рис. 1) [15, 16]. В результате этих работ были выделены сейсмические границы и построен разрез, характеризующий строение осадочного чехла, земной коры и верхов мантии. Однако, сведения о скоростях в нем отсутствовали, что соответствовало уровню интерпретации и методических приемов того времени. Учитывая уникальность эксперимента, проведенного в регионе, вызывающем большой интерес широкого круга геологов и геофизиков, мы выполнили новую интерпретацию тех же исходных материалов по профилю ГСЗ “Севастополь—Керчь” на базе современной методики полномасштабного лучевого моделирования, подобно тому, как это было сделано для профилей ГСЗ 25 и 28/29 в Черном море [1].

В последнее время выполнены исследования по изучению строения коры южной части Крыма и прилегающей акватории Черного моря по данным слабых землетрясений методом локальной сейсмотомографии [27]. При этом сейсмичность КСЗ использовалась не только как индикатор современных коллизионных процессов на северной окраине Черного моря [5], но и для изучения скоростных неоднородностей в коре и их связи с современными тектоническими процессами в регионе.

Целью настоящей работы является изучение строения земной коры в сечении Севастополь—Керчь (см. рис. 1), в которой нашла свое отражение ее длительная тектоническая эволюция, и современные геодинамические процессы. Для этого по результатам активного и пассивного сейсмических экспериментов нами проведено моделирование распределения скоростных параметров по линии профиля “Севастополь—Керчь”. Оба скоростных разреза совмещены с распределением сейсмичности и проанализированы в модели, объединяющей скоростную структуру коры с современной сейсмичностью. При тектонической интерпретации полученных результатов для расшифровки и идентификации тектонических режимов и событий, ответственных за те или иные неоднородности в консолидированной коре, использованы результаты реконструкции палео- и современных полей напряжений по полевым тектонофизическим исследованиям и механизмам очагов сильных землетрясений в прилегающей к Горному Крыму северо-восточной окраине Черного моря [5, 12].

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ЛОКАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ

Горный Крым относится к Крымской сейсмогенной зоне (КСЗ), которая характеризуется землетрясениями магнитудой 3–5 с очагами в средней—нижней коре и верхней мантии [24, 46] и



Рис. 1. Положение профиля ГСЗ «Севастополь–Керчь» на карте рельефа дневной поверхности.
1 – пункты взрыва и их номера, 2 – линия профиля, 3 – прерывистая линия профиля

сопровождается значительной слабой сейсмичностью магнитудой $m_b \leq 3$ [5].

Данные по слабым землетрясениям использовались для восстановления распределения скоростей методом локальной сейсмической томографии в коре южной части Крымского полуострова и прилегающей северной части Черного моря. Слабые землетрясения были зарегистрированы в период 1970–2013 гг. девятью сейсмическими станциями Крымской сейсмической сети на Крымском полуострове и одной станцией в районе г. Анапа на Кавказском побережье Черного моря. Релокация гипоцентров выполнялась минимизацией функционала невязок времен пробега Р- и S-волн относительно исходной референтной модели, построенной по данным активных и пассивных сейсмических исследований в регионе [5, 27].

Нами показано распределение эпицентров слабых землетрясений КСЗ с уточненными в результате релокации параметрами [5] (рис. 2). Выделены три основные области с разным характером распределения очагов:

- Керченско–Таманская, погружающаяся в северном направлении под углом $\sim 30^\circ$,
- Южнобережная, или Ялтинско–Алуштинская, полого наклоненная на юго-восток под углом $\sim 18^\circ$,
- Севастопольская, с рассеянным характером сейсмичности до глубины 40 км, ортогональная к Южнобережной и ограничивающая ее с запада.

К югу от г. Судак на континентальном склоне локализуется довольно плотная группа землетрясений с глубиной очагов до 35 км Судакской подзоны, которая, как и Керчь–Таманская, имеет тенденцию погружения очагов к северу. Между Судакской подзоной и Керчь–Таманской зоной наблюдается резкое ослабление сейсмичности, вплоть до полного ее отсутствия к югу и юго-востоку от г. Феодосии (см. рис. 2). Таким образом, главной особенностью сейсмичности КСЗ, наблюдаемой вдоль дуги континентального склона, является изменение полярности сейсмофокальной зоны с северной в Керченско–Таманской зоне, где очаги углубляются в направлении суши до глубин 80–90 км, на более пологую юго-восточную – в сторону Черного моря в Южнобережной зоне с глубинами очагов до 50 км. Такая закономерность отражает особенности современного сеймотектонического процесса в регионе и указывает на более сложную коллизионную обстановку в районе Горного Крыма по сравнению с Керченско–Таманской зоной.

Для томографического моделирования использовались данные о первых вступлениях Р- и S-волн, зарегистрированные станциями Крымской сейсмической сети. Количество трасс (пар источник–приемник), использованных для томографии Южного Крыма и прилегающей северной части Черного моря, составило для Р-волн = 2430 и для S-волн = 3050. Величины невязок изменяются для Р-волн в пределах $-2 \dots +2$ с и для S-волн – в интервале $-3 \dots +3$ с. Для восстановле-

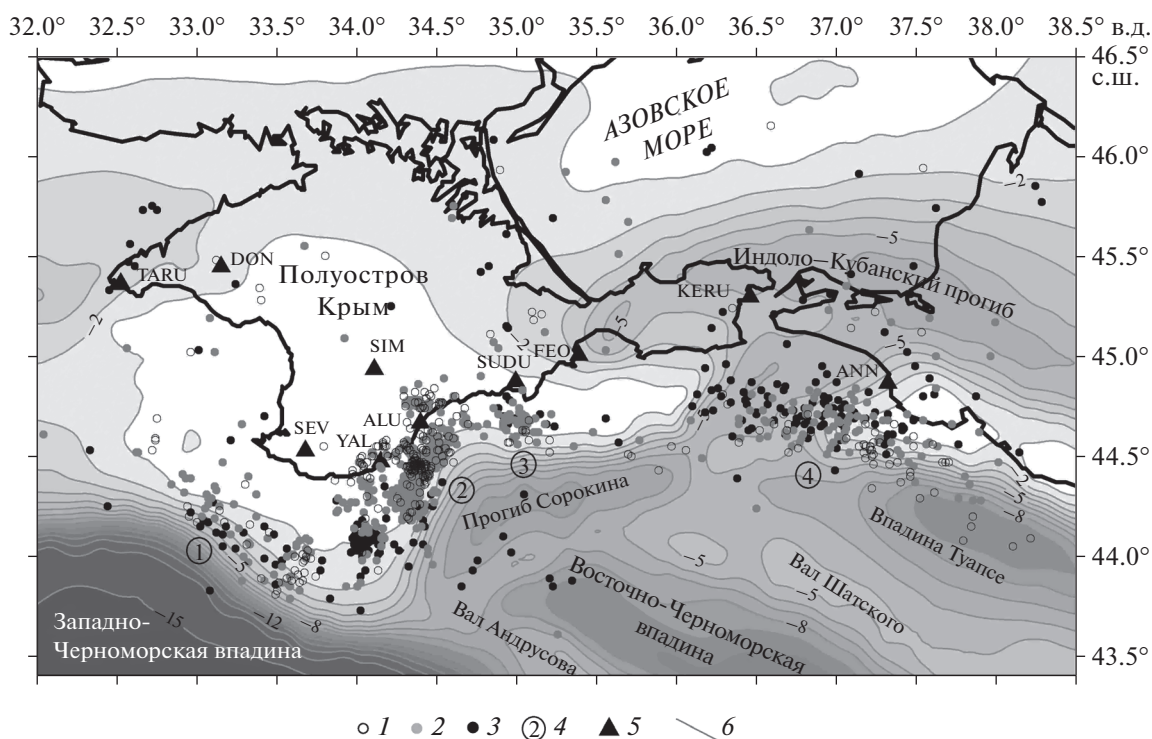


Рис. 2. Распределение очагов слабых землетрясений ($m_b \leq 3$) Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) с уточненными параметрами.

1–3 – гипоцентры на глубине: 1 – 0–15 км, 2 – 15–30 км, 3 – более 30 км; 4 – подзоны КСЗ: 1 – Севастопольская, 2 – Ялтинско-Алуштинская (Южнобережная), 3 – Судакская, 4 – Керченско-Таманская; 5 – сейсмические станции: ALU – Алушта, ANN – Анапа, DON – Донузлав, FEO – Феодосия, KERU – Керчь, SEV – Севастополь, SIM – Симферополь, SUDU – Судак, TARU – Тарханкут, YAL – Ялта; 6 – очаги землетрясений на фоне глубин мелового фундамента, км [19]

ния скоростной структуры коры региона использовалась томографическая инверсия, базирующаяся на методе Бэйкуса–Гильберта для трехмерного случая [27].

Результаты сейсмотомографического моделирования свидетельствуют о значительной неоднородности скоростей Р- и S-волн в интервале глубин 10–30 км. Устойчивые решения получены для глубин 15, 20 и 25 км. Показано горизонтальное сечение распределения Р-скоростей на глубине 25 км (рис.3). Характерной особенностью Западного и Центрального сегментов коры Горного Крыма на этой глубине является субмеридиональная высокоскоростная область сложной конфигурации, состоящая из нескольких тел со скоростями 6.7–6.8 км/с, расположенная между Севастополем, Ялтой, Алуштой и Симферополем, и прослеживающаяся на акваторию примерно до 44° с.ш. (см. рис. 3). Эта аномальная высокоскоростная область Горного Крыма отделена от Керченско–Таманской зоны линейной субмеридиональной зоной низкой скорости, расположенной между г. Судак и г. Феодосией. Линейная субмеридиональная зона низкой скорости интерпретируется как ослабленная зона в коре. Она связана с Корсакско–Феодосийским разло-

мом, который мог быть заложен на южном продолжении более древней, протерозойской Орехово–Павлоградской зоны аналогичного простирания, разделяющей Среднеприднепровский блок и Приазовский массив Украинского щита. К востоку от низкоскоростной зоны своим довольно простым скоростным строением выделяется кора Керченско–Таманской зоны. Интерпретация сейсмотомографической модели Керченско–Таманской зоны, являющейся сегментом всей модели нашего региона, включающего Южный Крым и прилегающую часть Черного моря, указывает на активный процесс поддвига субокеанической коры Восточно-Черноморской впадины под континентальную кору Скифской плиты [27]. Этот процесс контролируется зоной высокой сейсмичности Керченско–Таманской ветви КСЗ, в пределах которой очаги землетрясений погружаются на север.

ПРОФИЛЬ ГСЗ “СЕВАСТОПОЛЬ–КЕРЧЬ”

Характеристика экспериментального материала и описание волнового поля

Сейсмические исследования методом ГСЗ по профилю “Севастополь–Керчь” с использовани-

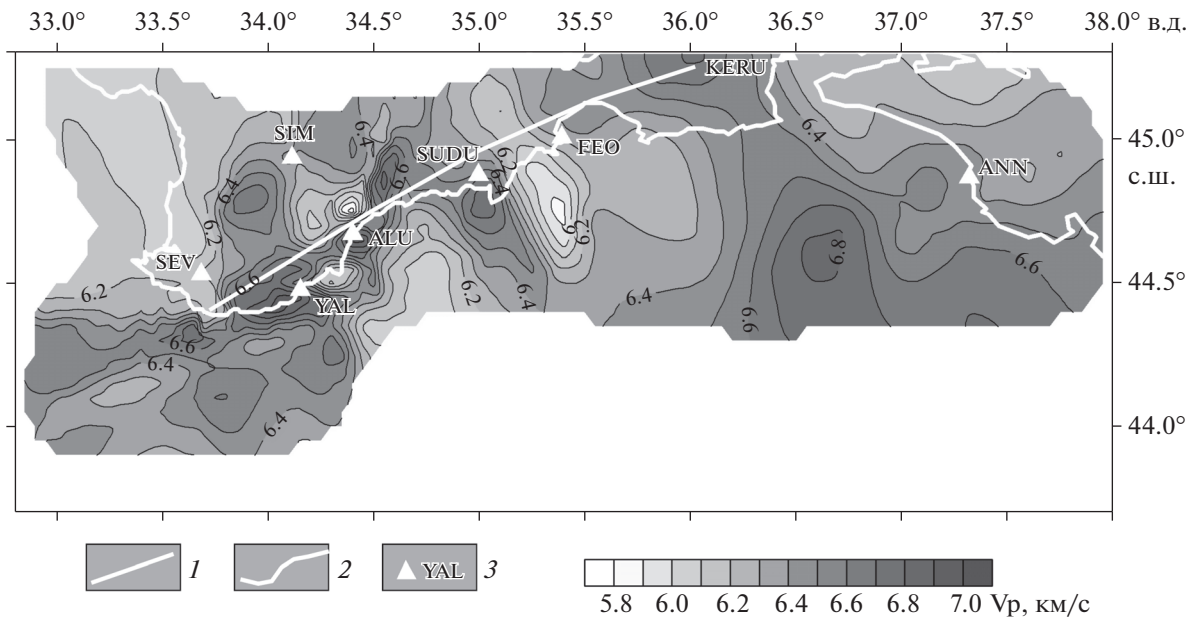


Рис. 3. Горизонтальное сечение P -скоростной сейсмотомографической модели Южного Крыма и северной части Черного моря на глубине 25 км, построенное по данным слабых землетрясений Крымской сейсмогенной зоны. 1 – положение сейсмического профиля ГСЗ “Севастополь–Керчь”, 2 – береговая линия, 3 – сейсмические станции: ALU – Алушта, ANN – Анапа, DON – Донузлав, FEO – Феодосия, KERU – Керчь, SEV – Севастополь, SIM – Симферополь, SUDU – Судак, TARU – Тарханкут, YAL – Ялта

ем методики непрерывного продольного профилирования с получением прямых и обратных годографов, проводились Институтом геофизики АН УССР (г. Киев, Украина) в 1974–1975 гг. с целью изучения глубинного строения коры Горного Крыма [15, 16]. Общая длина профиля составила 220 км (см. рис. 1). Система наблюдений на профиле не являлась равномерной и включала семь пунктов взрыва (ПВ), расстояние между которыми составляло 25–50 км. Такая система наблюдений позволила проследить сейсмические волны на удалениях до 180 км от пунктов взрыва (рис. 4). Из-за сложностей горной местности непрерывное профилирование удалось выполнить только в восточной части профиля ПК 160–270 км. Западная часть профиля, относящаяся к Горному Крыму, обрабатывалась по системе дискретных наблюдений по кусочно-непрерывной схеме с разрывами от 4 до 25 км и смещениями, как интервалов наблюдений, так и пунктов взрыва, относительно линии профиля (см. рис. 1). Дискретность наблюдений, а также сложность волновой картины, не позволили получить увязку годографов вдоль всего профиля [16]. Обработка подобного профиля ГСЗ в условиях Горного Крыма в 1970-х г.г. является уникальным сейсмическим экспериментом, который едва ли будет повторен в будущем, в связи с исключительной сложностью положения профиля в условиях горного рельефа.

Волновое поле, регистрируемое на профиле “Севастополь–Керчь” (см. рис. 4), представлено

преломленными волнами, формирующими область первых вступлений, и отраженными, преимущественно в закритической области, волнами. Первые вступления формируются волнами P_{sd} от осадочного чехла со скоростями 2.0–4.5 км/с, прослеживаемыми непосредственно от источника до удалений 50 км, где их сменяют коровые P_g волны со скоростями 5.6–6.3 км/с. Отраженные волны регистрируются в последующих вступлениях повсеместно вдоль профиля от внутрикоровых границ – P_cP волны и от подошвы коры (поверхности Мохо) – P_mP волны. При построении сложной зоны внутрикоровой инверсии скорости были задействованы коровые P_cP -волны. По интенсивности в волновом поле доминируют мантийные отражения P_mP , прослеживаемые в интервале удалений 70–140 км от источника. Из некоторых пунктов взрыва волны P_mP прослеживаются от двух границ Мохо, отражая сложный характер переходного слоя от коры к верхней мантии в Горном Крыму (рис. 5).

Методика интерпретации и скоростная модель

Исходные сейсмические материалы, на базе которых выполнялось моделирование, представлены в виде годографов основных волн (см. рис. 4) [16]. Нами выполнена переинтерпретация сейсмических материалов по профилю “Севастополь–Керчь” с использованием современных ме-

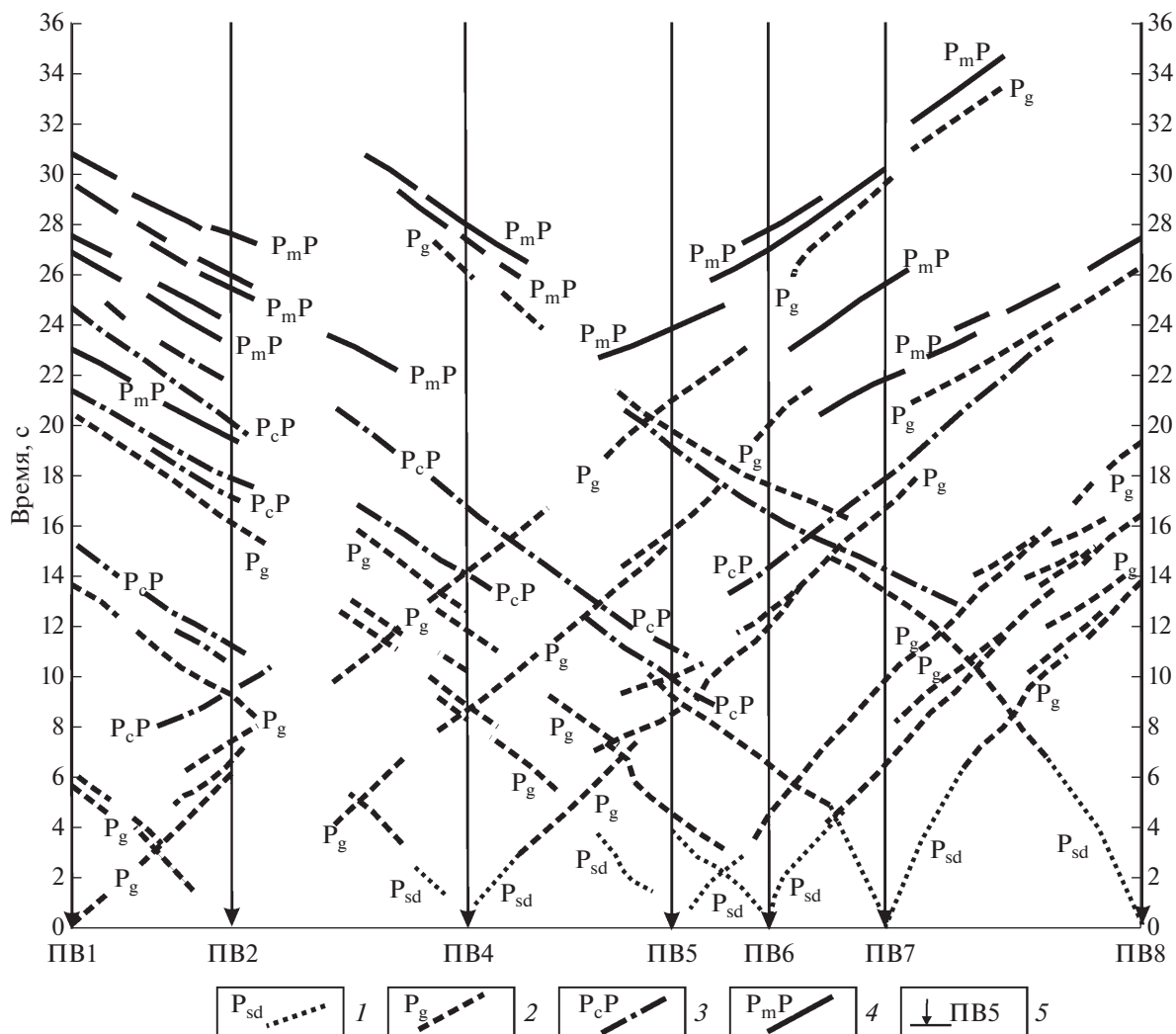


Рис. 4. Система наблюдений и наблюденные годографы по сейсмическому профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь”. 1–4 – волновое поле: 1–2 – волны, преломленные в: 1 – осадочной толще P_{sd} , 2 – фундаменте P_g ; 3–4 – волны, отраженные от: 3 – границ в средней коре P_cP , 4 – поверхности Мохо P_mP ; 5 – пункты взрыва

тодик полноволнового лучевого моделирования, что позволило получить новые данные о скоростном строении коры Горного Крыма. Скоростная модель по профилю “Севастополь–Керчь” построена по методике численного моделирования многократным решением прямой кинематической задачи с использованием программы К. Зельда [47]. При этом процедура продолжалась до достижения совпадения наблюденных и расчетных времен с некоторой заданной точностью. Внутренняя сбалансированность отдельных элементов модели обеспечивается многократным просвечиванием ее из всех пунктов взрыва. Приведены примеры расчета окончательной модели из 2-х пунктов взрыва: прямого ПВ1 и обратного ПВ5 (см. рис. 5, рис. 6).

Принимая во внимание высокий уровень погрешностей исходных данных, а также сложности

структуры верхней–средней коры при явной недостаточности системы наблюдений, основной целью нашей переинтерпретации было построение инварианта упрощенной модели, отразившей общие закономерности структуры земной коры при условии удовлетворительной сходимости расчетных и наблюденных времен.

Нами построена скоростная модель (рис. 7), которая показывает сложную структуру коры и поверхности Мохо в регионе, где находится сложный узел крупных разновозрастных тектонических структур – древней Восточно-Европейской платформы, Скифской плиты, Индоло–Кубанского прогиба и Горного Крыма.

Скоростная модель разработана для верхней и средней коры по преломленным и отраженным в закритической области волнам со скоростными границами до глубины 30–35 км. Глубже, на

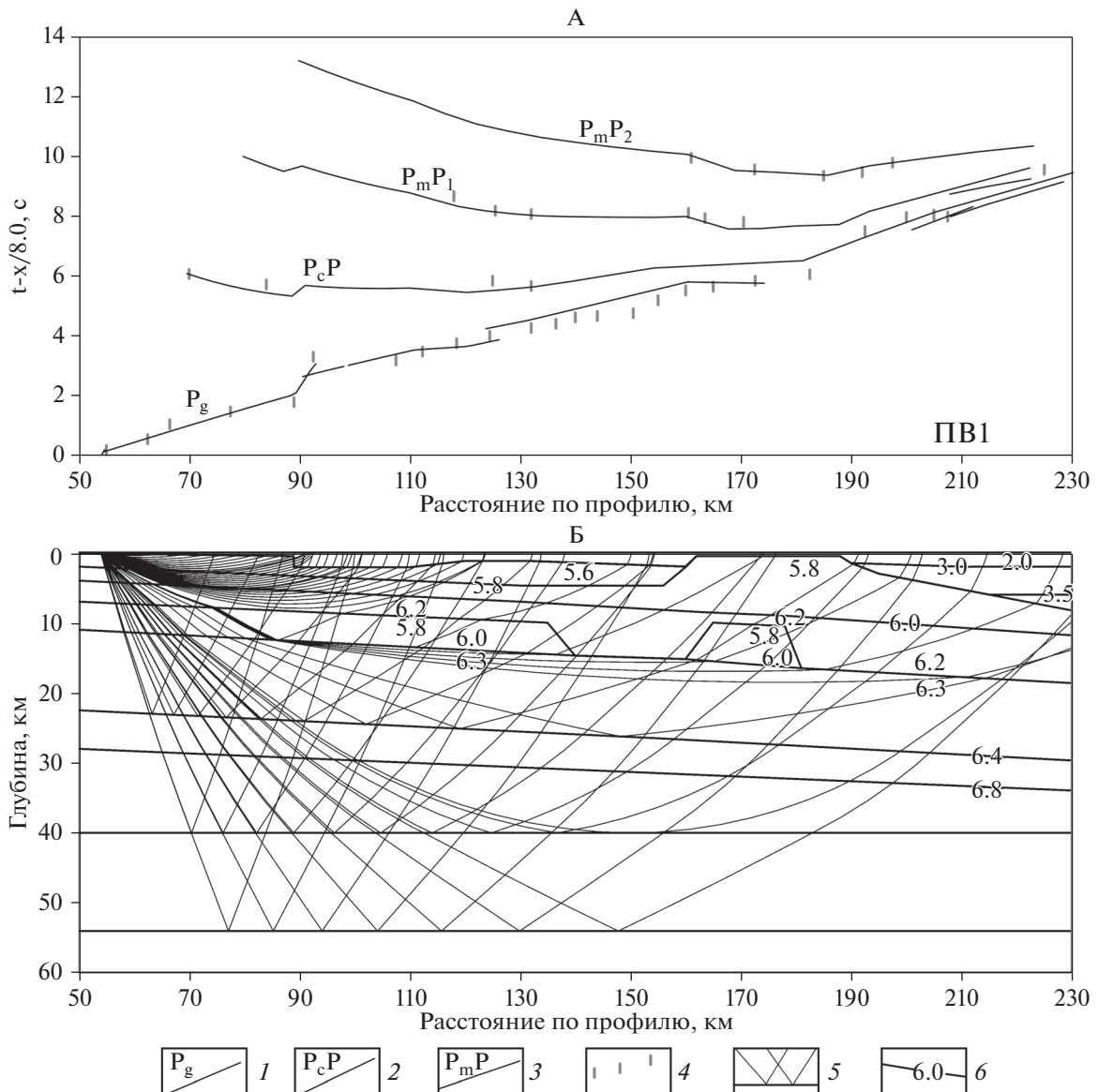


Рис. 5. Времена прихода Р-волны и расчетные лучи для скоростной модели по профилю “Севастополь–Керчь”, ПВ1. А – показаны наблюдаемые и расчетные времена прихода Р-волны, Б – расчетные лучи основных сейсмических фаз. 1–3 – расчетные времена прихода Р-волн от: 1 – фундамента, 2 – границ в коре, 3 – границы Мохо; 4 – наблюдаемые времена прихода Р-волны; 5 – расчетные лучи основных сейсмических фаз; 6 – сейсмические границы и скорость Р-волн в км/с

уровне 40–60 км получены отражающие площадки, отождествляемые с поверхностью Мохо. В скоростном разрезе профиля “Севастополь–Керчь” выделяются слои:

- осадочный слой со скоростью 2.0–4.5 км/с;
- складчатый фундамент с $V_p = 5.6–6.0$ км/с;
- верхняя консолидированная кора с $V_p = 6.0–6.4$ км/с, которая в своей верхней части включает слой с инверсией скорости 6.2–5.8 км/с;
- кровля нижней коры, отождествляемой со скоростной границей с $V_p = 6.8$ км/с, в самой

нижней коре преломленные волны не зарегистрированы (выпадающий слой);

- кора–верхняя мантия, отмечаемый сложным строением раздела Мохо, где на глубине 40–56 км получены многочисленные отражения.

По строению верхней части разреза (осадки и фундамент) в сечении профиля выделяется западная и восточная части. В западной части до ПК (расстояние по профилю) 165 км, относящейся к Горному Крыму, осадки с $V_p = 2.0–3.0$ км/с имеют небольшую мощность или полностью от-

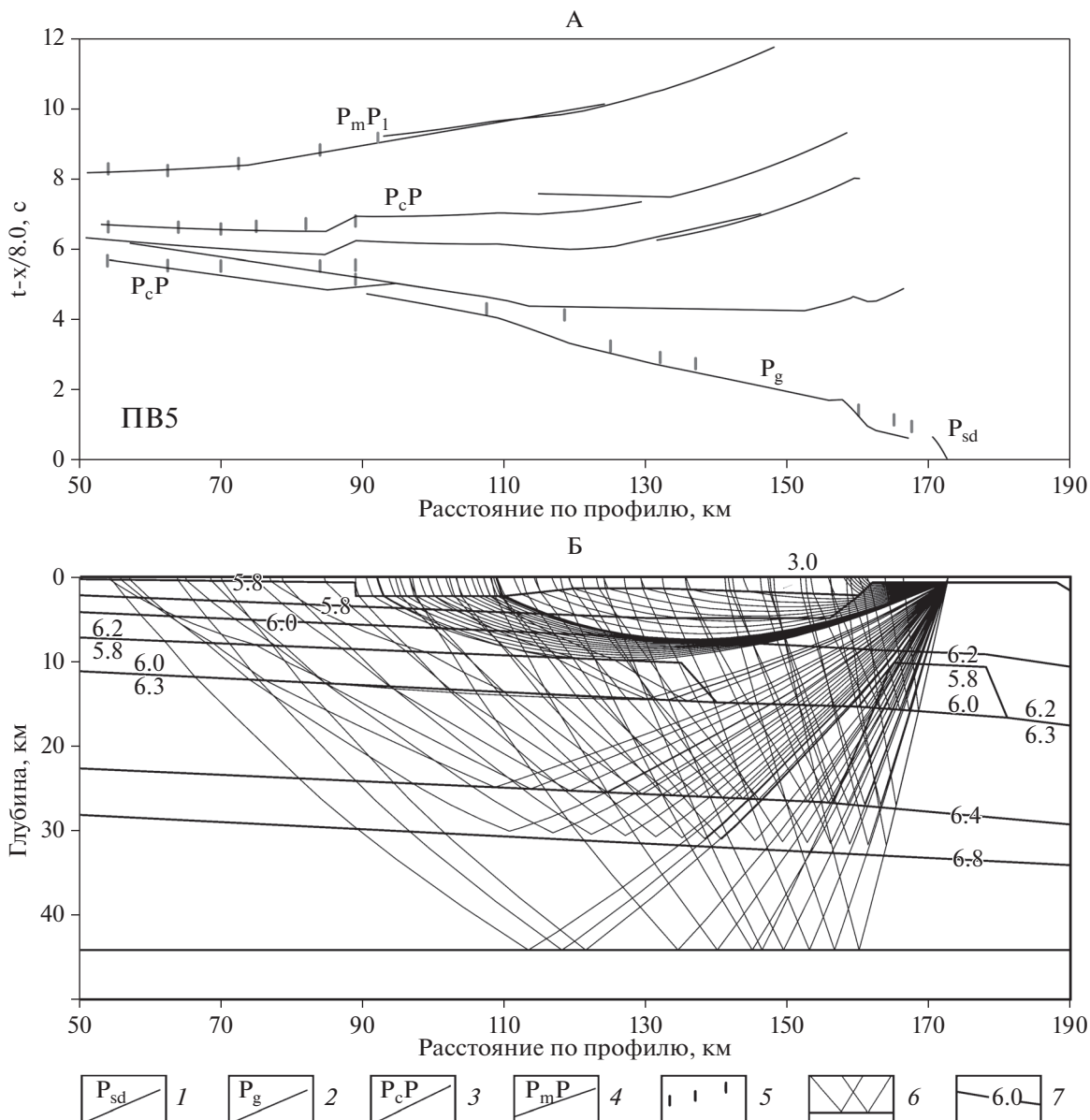


Рис. 6. Времена прихода P-волны и расчетные лучи для скоростной модели по профилю “Севастополь–Керчь”, ПВ5. А – наблюдаемые и расчетные времена прихода P-волны, Б – расчетные лучи основных сейсмических фаз. 1–4 – расчетные времена прихода P-волн от: 1 – границ в осадочной толще, 2 – фундамента, 3 – границ в коре, 4 – границы Мохо; 5 – наблюдаемые времена прихода P-волны; 6 – расчетные лучи основных сейсмических фаз; 7 – сейсмические границы и скорость P-волн в км/с

сутствуют. В восточной части, с ПВ6 до восточного окончания профиля, ПК 190–270 км наблюдается постепенное увеличение мощности осадочной толщи, представленной тремя слоями ($V_p = 2.0–3.0, 3.0–3.5$ и $3.5–4.5$ км/с) до 13 км, заполняющей западное замыкание Индоло–Кубанского прогиба на Керченском полуострове. Между западной и восточной частями расположена область с характерным подъемом изолинии скорости 5.8 км/с почти до дневной поверхности (ПК 165–190, ~ПВ5, ПВ6), которая, скорее всего,

соответствует Старокрымскому поднятию фундамента. Скоростной горизонт с $V_p = 5.6–5.8$ км/с, соответствует неоднородному складчатому фундаменту Крыма, представленному таврическим флишевым комплексом Горного Крыма и фундаментом Скифской плиты на Старокрымском поднятии и в восточной части профиля “Севастополь–Керчь”.

По особенностям строения кристаллической коры и раздела Мохо также выделяются два основных блока коры с областью раздела в районе

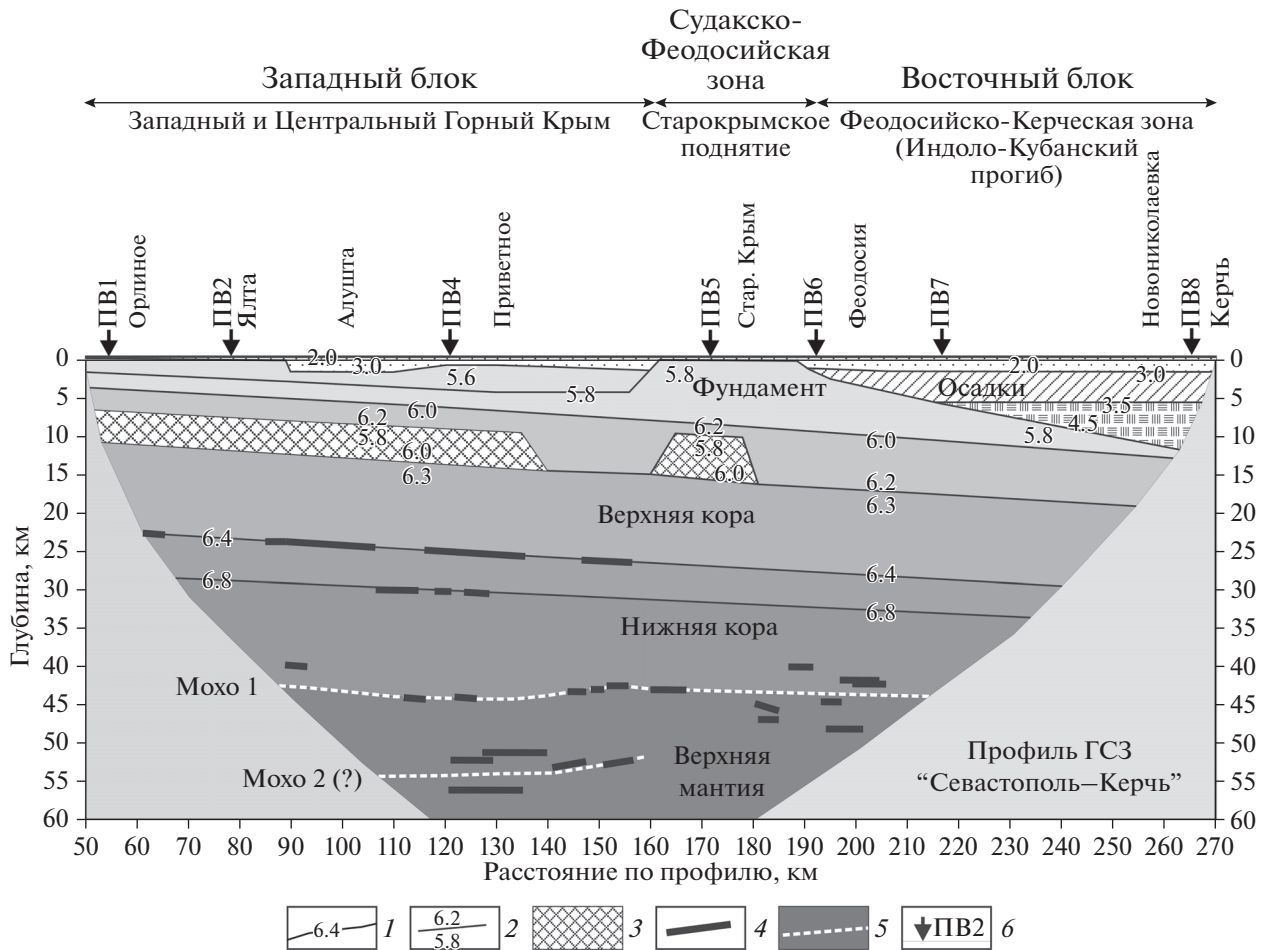


Рис. 7. Скоростная модель по профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь”.
 1 – изолинии V_p в км/с; 2 – сейсмические границы со скачком скоростей в км/с; 3 – области в верхней коре с пониженными скоростями (зоны инверсии); 4 – отражающие площадки; 5 – поверхность Мохо; 6 – пункты взрыва

г. Судак (ПВ5, ~ПК 170): западный, характеризующий основную часть Горного Крыма, и восточный. Кора первого, западного участка, более высокоскоростная (рис. 8), что проявилось подъемом всех скоростных границ в западном направлении в нашей скоростной модели. Амплитуда подъема изолиний $V_p = 6.0, 6.2/6.3, 6.4, 6.8$ км/с составляет ~9–10 км (см. рис. 7). Консолидированная кора второго (восточного) блока с утолщенной верхней корой характеризуется более простым строением без выраженных внутрикорковых неоднородностей.

В верхней коре Горного Крыма выделены инверсионные зоны небольшой мощности (4–5 км), отсутствующие в коре восточного блока. В области раздела (~ПВ5) присутствует локальная инверсионная зона мощностью 4–5 км. На глубине 23–33 км в скоростной модели в западном сегменте профиля выделены отражающие площадки, соответствующие скоростным уровням 6.4 и

6.8 км/с (см. рис. 5, см. рис. 6), тогда как в восточной части таких отражений не выявлено.

Различия двух блоков коры по профилю “Севастополь–Керчь” четко проявились в расположении отражающих площадок на уровне 40–56 км в интервале глубин, характерных для раздела Мохо при переходе от коры к верхней мантии. В Горном Крыму отражающие площадки из трех пунктов взрыва ПВ5, ПВ6 и ПВ7 (см. рис. 5, см. рис. 7) группируются на двух уровнях 43 и 52–56 км, фиксируя два раздела Мохо: верхний (М1) и нижний (М2). В восточном блоке такой закономерности не выявлено – здесь отражающие площадки из двух пунктов взрыва ПВ4 и ПВ8 (см. рис. 7) расположены в интервале глубин 40–48 км.

ОБЪЕДИНЕННАЯ СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ

Для сопоставления пространственного распределения сейсмичности в земной коре Южного Крыма с особенностями скоростного строения

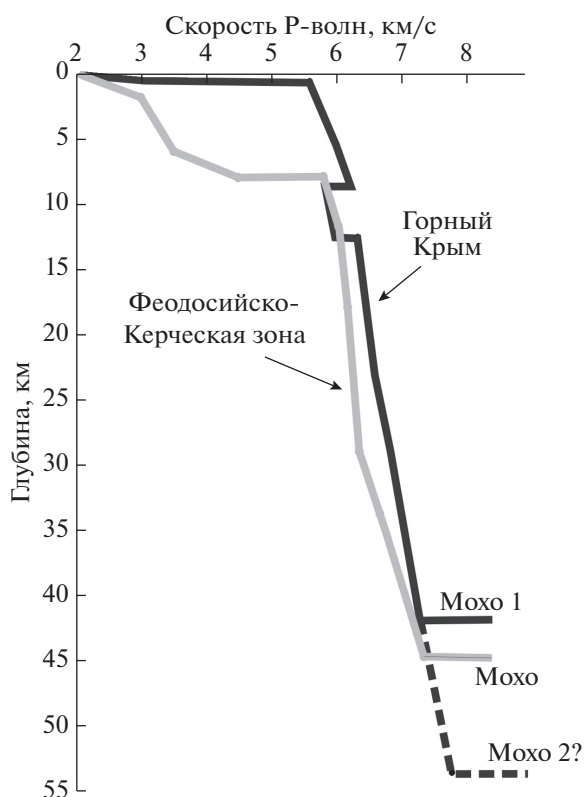


Рис. 8. Скоростные колонки для западной части и для восточной части скоростной модели по профилю “Севастополь–Керчь”. Показаны колонки: ПК 90 км в Горном Крыму в районе г. Алушты (черная линия), ПК 230 в Индоло-Кубанском прогибе на Керченском полуострове (серый фон)

коры на линию профиля спроектированы гипотендры слабых землетрясений в полосе шириной 20 км. Показана область высокой сейсмичности в интервале глубин 10–30 км, ограниченная сверху волноводом на глубине 8–15 км, снизу – нижней корой со скоростями $V_p > 6.8$ км/с (рис. 9, А).

Распределение очагов в коре Южного Крыма в сечении профиля “Севастополь–Керчь” показывает наличие двух блоков с различным характером сейсмичности: высокосейсмичного западного блока, включающего Западный и Центральный Горный Крым, и слабосейсмичного восточного блока, разделенных субмеридиональной зоной между го-

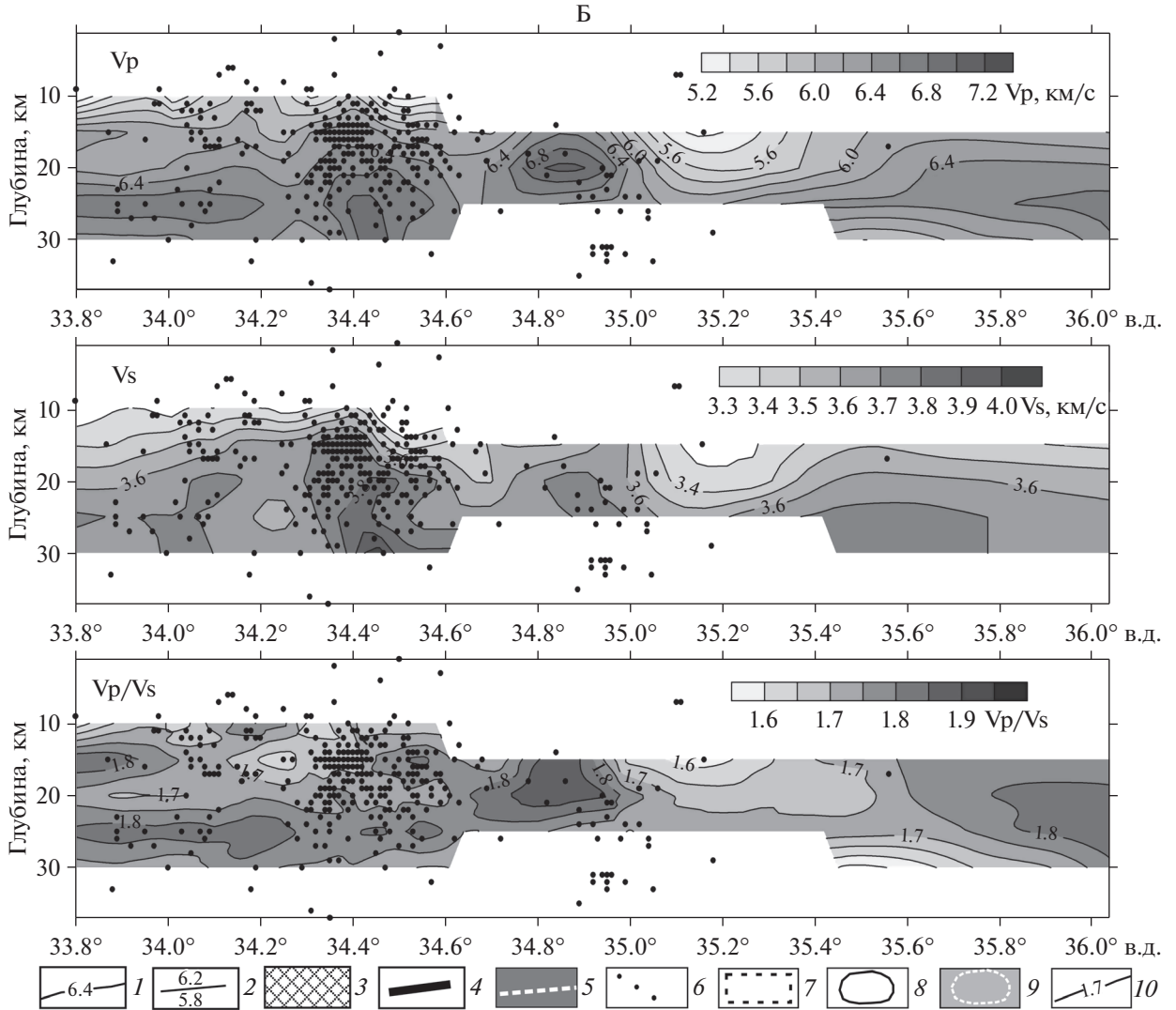
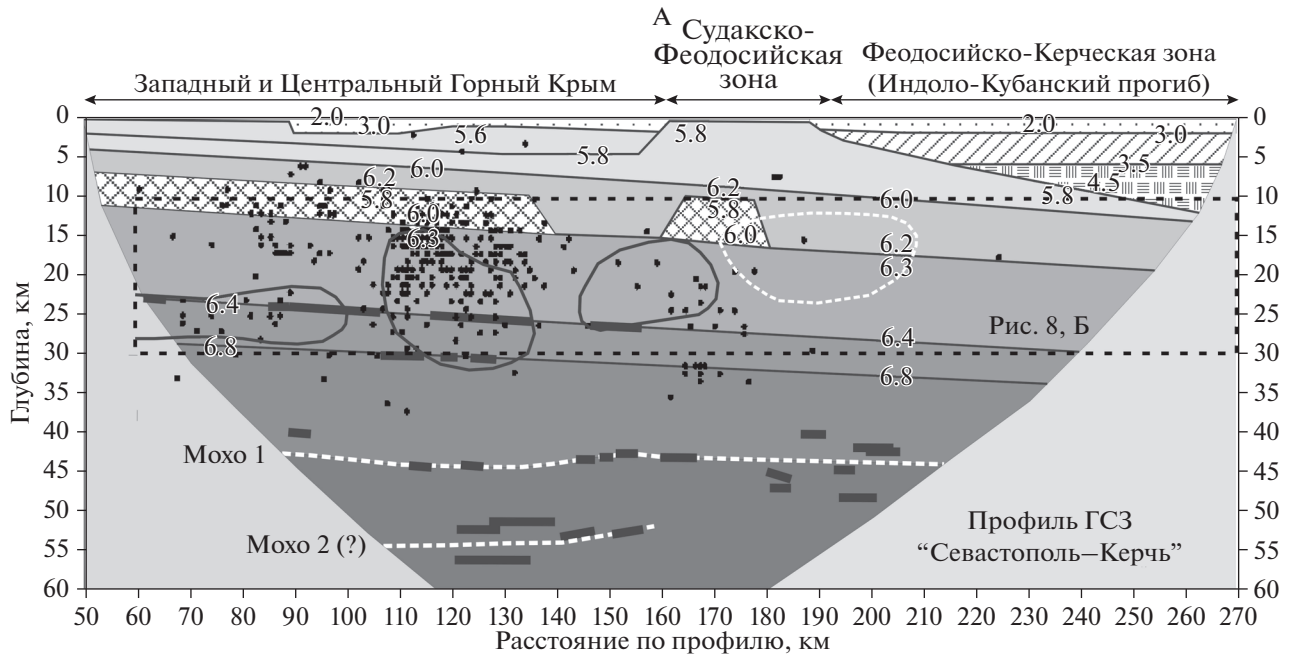
родами Судак и Феодосия. Таким образом, подтверждается аналогичное деление коры, выявленное в разработанной нами скоростной модели (см. рис. 7). В коре Горного Крыма очаги землетрясений локализируются в нескольких областях с разной плотностью очагов – в районе г.Судака (ПВ5) и Южнобережной, или Ялтинско-Алуштинской, сейсмогенной области (~ПВ2–ПВ4). В пределах Южнобережной области максимальной плотностью очагов отмечается область в районе г. Алушты (ПВ4) (см. рис. 9, А).

Поскольку наша интерпретация материалов ГСЗ по профилю “Севастополь–Керчь” позволила установить только общий характер скоростного строения земной коры Южного Крыма (см. рис. 7, см. рис. 8), то для получения более детальной информации о распределении скоростей в коре Южного Крыма нами были использованы результаты локальной сейсмической томографии. Вертикальные сечения скоростей Р- и S-волн и их отношения V_p/V_s в сечении профиля “Севастополь–Керчь” (см. рис. 9, Б) построены по горизонтальным сечениям сейсмотомографической модели на глубинах 10, 15, 20, 25 и 30 км, показано одно из сечений на глубине 25 км (см. рис. 3). Это позволило уточнить строение верхней коры скоростной модели по профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь” и наполнить ее скоростными неоднородностями, начиная с инверсионного слоя на глубине ~10 км и до кровли нижней коры на глубине ~30 км. В этих интервалах глубин расположены очаги большинства землетрясений.

Сейсмотомографические построения детализируют фоновое скоростное строение, полученное при переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю, и подтверждают, что в районе ПВ5 происходит резкая смена разреза. Здесь область пониженных скоростей в районе между г. Судаком и г. Феодосией отделяет восточную область, расположенную между г. Феодосия и г. Керчь, с редкими землетрясениями и нормальным строением верхней коры от аномальной коры западного участка, включающего Горный Крым.

Скорости в верхней коре в восточном блоке находятся в интервале 6.0–6.5 км/с (см. рис. 9, Б), что соответствует данным профиля ГСЗ. В коре Горного Крыма к западу от г. Судака (западнее меридиана 35 градуса) в интервале глубин 10–30 км выделены тела с повышенными и высокими ско-

Рис. 9. Скоростная модель в сечении Севастополь–Керчь по результатам новой интерпретации материалов ГСЗ (А) и сейсмотомографического моделирования (Б). 1 – изолинии V_p в км/с; 2 – сейсмические границы со скачком скоростей в км/с; 3 – области в верхней коре с пониженными скоростями (зоны инверсии); 4 – отражающие площадки; 5 – поверхность Мохо; 6 – очаги слабых землетрясений, зарегистрированные в полосе шириной 20 км и спроецированные на линию профиля; 7 – область восстановления скоростей методом сейсмотомографического моделирования; 8 – контуры, соответствующие областям повышенных и высоких скоростей Р- и S-волн томографической модели в коре Горного Крыма; 9 – область Судакско-Феодосийской зоны низких скоростей (ослабленная зона) по сейсмотомографической модели; 10 – изолинии значений V_p/V_s



ростями, образующими полосу, которая на западном окончании профиля расположена на глубине 25–30 км, постепенно поднимаясь в восточном направлении до 15–25 км в районе г. Судака (см. рис. 9, Б). В полосе локализуются три тела со скоростью $V_p = 6.6\text{--}6.8$ км/с, $V_s = 3.7\text{--}3.8$ км/с, $V_p/V_s = 1.8\text{--}1.85$. Из них максимальными скоростями и размерами характеризуется центральное тело, расположенное в пределах области максимальной сейсмичности в районе г. Алушты. Оно, вероятно, начинается с глубин 12 км и прослеживается до глубин 30 км (см. рис. 9, Б).

Мы отмечаем большие возможности, открывающиеся в интерпретации сейсмических данных при совместном использовании продольных и поперечных волн, поскольку их соотношение (V_p/V_s) зависит от состава пород, – содержания Fe и Mg в основных породах [25]. Это направление сейчас активно развивается для лабораторных определений скоростей и используется при интерпретации активных и пассивных сейсмических исследований. Так, по результатам локальной томографии Керченско–Таманского сегмента нашей модели, на глубине 25–40 км выделена верхняя мантия, подстилающая тонкую кору северо-восточной части Черного моря, которая представлена, скорее всего серпентинизированными породами континентальной верхней мантии, испытавшими эксгумацию в результате мелового рифтогенеза и сильного растяжения литосферы в этой части Черного моря [27].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геолого-тектоническая история Крыма тесно связана с событиями, происходившими на южной окраине Восточно-Европейской платформы, начиная с докембрия и продолжающимися в наши дни. Следы этих процессов должны сохраниться в той или иной степени в породных комплексах Крыма, в структуре геофизических полей, и, главным образом, в структуре земной коры Крыма и Крымских гор. При этом следы более древних событий, скорее всего, не будут явными, со всей очевидностью формирующими общую фоновую структуру для последовавших более молодых процессов и тектонических активизаций, которые проявились в геофизических полях и сохранились в структуре коры более отчетливо. Попробуем объяснить строение коры Южного Крыма в сечении профиля “Севастополь–Керчь”, полученное при нашей переинтерпретации данного профиля ГСЗ и с использованием результатов локальной сейсмической томографии с позиции тектонической эволюции региона.

Основная структура коры, наблюдаемая по профилю “Севастополь–Керчь”, сформировалась в докембрии на южной окраине суперконтинента

Балтики. Это была зрелая континентальная кора толщиной 43–45 км (см. рис. 7, верхняя граница Мохо М1). К данному периоду относится, скорее всего, и формирование субмеридиональной зоны пониженных скоростей в верхней–средней коре, установленной в скоростной модели по профилю ГСЗ и в томографическом разрезе между г. Судаком и г. Феодосией. Эта зона, предопределившая разделение коры Южного Крыма на два блока – более высокоскоростного с аномальным строением на западе и относительно однородного на востоке, – является южным продолжением меридиональной Орехово-Павлоградской позднепротерозойской шовной зоны Украинского щита [15].

Большая часть Крыма расположена в пределах Скифской плиты. Она была сформирована на южной окраине Восточно-Европейской платформы с докембрийским фундаментом, которая позднее была переработана позднепротерозойскими-раннепалеозойскими процессами тектонической активизации, включая процессы рифтогенеза [37, 43]. Сейсмические исследования ГСЗ по широтному профилю DOBRE-5 [41] и меридиональным морским профилям, пересекающим северо-западный шельф Черного моря (профиль 25) и акваторию Азовского моря (профиль 28) [1], показали, что кора Скифской плиты по своему строению очень похожа на утолщенную (более 40 км) трехслойную кору Восточно-Европейской платформы. Скорее всего, на этом этапе эволюции южной окраины Восточно-Европейской платформы (Скифской плиты) ее верхняя кора и фундамент становились хрупкими и расслаивались. Доказательством этого может быть образование субгоризонтальной инверсионной зоны в верхней коре Горного Крыма на глубине 8–15 км (см. рис. 7). Присутствие зоны пониженных скоростей (волновода) в фундаменте и верхней коре Скифской плиты отмечалось и раньше на северо-западном шельфе Черного моря на профилях ГСЗ–25 и ГСЗ–26 [2].

Основной особенностью коры являются высокоскоростные неоднородности, обнаруженные впервые сейсмическими методами в Горном Крыму. В скоростной модели по профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь” это проявилось в более высокоскоростном характере верхней и средней коры Горного Крыма по отношению к восточному блоку (Феодосийско–Керенской зоны). Томографический разрез в сечении профиля показал, что интервал глубин 10–30 км насыщен высокоскоростными неоднородностями в виде трех тел с $V_p = 6.6\text{--}6.8$ км/с, $V_s = 3.6\text{--}3.8$ км/с, $V_p/V_s = 1.75\text{--}1.85$. Такие значения скоростных параметров соответствуют основному составу пород [25] глубинных интрузивных массивов. Самое крупное коровое тело, с кровлей на глубине ~12 км,

расположено в районе г. Гурзуфа—г. Алушты, где выходят на поверхность ряд интрузивных массивов среднеюрского возраста [17, 18]. Самыми крупными из них являются интрузивные массивы горы Аю-Даг, сложенный габбро-диабазами, и массив горы Кагель, представленный гранатовыми плагиогранитами [8, 17, 18, 20]. На особенности состава этих глубинных интрузивных массивов могут указывать различия в их скоростях и, особенно, в соотношении скоростей (см. рис. 7, Б), учитывая, что V_p/V_s является надежным параметром для прогноза состава коры и верхней мантии [25].

Мы интерпретируем выявленные сейсмотомографией скоростные аномалии как глубинные источники интрузивных массивов, выходящих на поверхность в районе г. Гурзуфа—г. Алушты. Выявлена определенная связь этих высокоскоростных тел с наблюдаемыми геофизическими полями, которые характеризуются своей аномальностью. В Горном Крыму отмечается региональная магнитная аномалия амплитудой до 200 нТл, которая является северным окончанием самой крупной магнитной аномалии Черного моря—Алуштинско-Батумской аномалии, протягивающейся в акватории восточной части Черного моря вдоль Кавказского побережья над валом Шатского и Туапсинской впадины. Относительно ее природы нет единого мнения [6, 13, 21]. Нам представляется, что она по своей форме и расположению очень похожа на полосовую магнитную аномалию магматических дуг, образованных при субдукции океанской коры под континентальную окраину, сопровождавшейся активным островоджным магматизмом.

Такая геодинамическая обстановка вдоль южной окраины Евразии могла существовать в позднем триасе при закрытии океана Тетис и его субдукции вдоль современной области Крымско—Кавказского побережья [28, 31—34, 36, 37], которая завершилась Киммерийской складчатостью. С ранне-среднеюрским этапом киммерийского тектогенеза [9, 10] связано внедрение многочисленных интрузивов среднеюрского возраста, относящихся к островодужной формации [17, 18, 20, 31]. К ним относится преобладающая часть интрузивов Южного берега Крыма (Аю-Даг, Чамлы-Бурун и др.), формирующих Первомайско—Аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс и расположенных в пределах меридиональной полосы в направлении г. Ялта—г. Симферополь [17, 18].

Определенное влияние на строение коры Южного Крыма по профилю “Севастополь—Керчь” оказали процессы, связанные с формированием задугового бассейна Черного моря в конце меланачале палеогена и альпийского тектогенеза Горного Крыма. С рифтогенезом и раскрытием Черноморской впадины в обстановке растяжения

связано формирование листрических сбросов и активизация зон пониженных скоростей в качестве детачментов. Это касается активизации субгоризонтальной инверсионной зоны на глубине 8—15 км, которая могла быть верхней поверхностью срыва (детачментом), отделявшим складчатый фундамент Скифской платформы от древнего кристаллического фундамента, тогда как нижний детачмент располагался на уровне подошвы коры (поверхности Мохо). Подобная система в виде пары детачментов в верхней коре и нижней коре образуется при растяжении коры и рифтогенезе на пассивных континентальных окраинах и определяется различной реологией этажей и слоев коры (складчатый фундамент, кристаллический фундамент, верхняя хрупкая кора, нижняя пластичная или субпластичная кора, подкордовая мантия) и присутствием высокоскоростной нижней коры габбрового состава, которая в условиях сильного растяжения была серпентинизирована [30, 35].

На альпийском этапе тектогенеза в результате интенсификации коллизионных процессов между плитами Евразия и Арабия произошло изменение полей напряжений. В Крымско—Черноморско—Кавказском регионе стали преобладать деформационные режимы сжатия. Эти процессы сжатия, начало которых разные авторы относят к палеоцену [38—40] или эоцену [29, 33, 45], определяют современный облик и состояние коры Южного Крыма, наблюдаемые по профилю “Севастополь—Керчь”. Разрядка этих напряжений сжатия происходит в верхней коре, где отмечается максимальное количество землетрясений, — происходит процесс растрескивания слоя между волноводом и нижней корой (см. рис. 9). Этот слой неоднороден и включает высокоскоростные тела коровых плутонов (магматических камер) — источников среднеюрского магматизма, что в обстановке деформаций сжатия и жесткого упора Скифской плиты на севере увеличивает его неоднородность и дефрагментацию. В восточном блоке такой высокой сейсмичности в коре не наблюдается. Раздел между двумя блоками с разным характером сейсмичности и глубинного строения происходит в районе между г. Судаком и г. Феодосией, где отмечается ослабленная зона в виде области пониженных скоростей. Данная зона совпадает с крымским субмеридиональным Корсакско—Феодосийским разломом, который был заложен, скорее всего, в пределах позднепротерозойской Орехово—Павлоградской зоны Украинского щита.

При переходе от нижней коры к верхней мантии в скоростной модели по профилю “Севастополь—Керчь” под верхним Мохо на глубине ~43 км (см. рис. 7, М1), которое мы связываем с разделом Мохо южного края Восточно-Европейской плат-

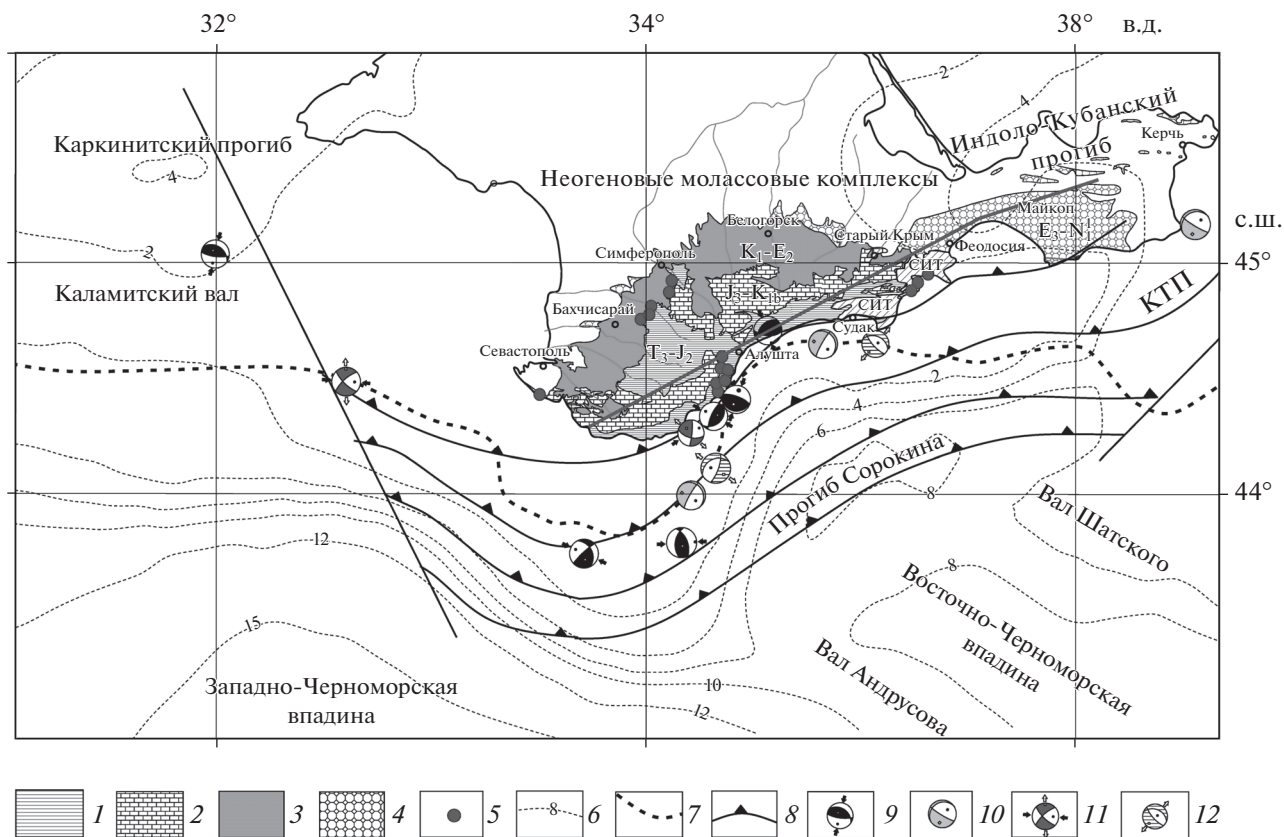


Рис. 10. Тектоническая схема Горного Крыма и прилегающей окраины Черного моря (с использованием данных [4, 5, 19, 26, 33]).

Показаны: геологические комплексы в пределах Горного Крыма.

Обозначены: КТП – Керченско-Таманский прогиб, СИТ – Судакский инвертированный трог. Показано (серая линия); положение профиля ГСЗ “Севастополь–Керчь”.

1 – флишевые и вулканогенно-осадочные комплексы верхнего триаса–средней юры; 2 – шельфовые известняки и конгломераты верхней юры–берриаса; 3 – терригенные и карбонатные отложения чехла нижнего мела–эоцена; 4 – отложения глубоководного молассового бассейна олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия); 5 – крупные выходы магматических пород средней юры–берриаса; 6–8 – структурные элементы северной окраины Черного моря: 6 – глубина залегания кровли мелового фундамента по [20], 7 – подошва континентального склона [33], 8 – Южно-Крымский надвиговый фронт и ограничивающий его с запада Одесско-Синопский разлом по [26]; 9–12 – положение и типы механизмов очагов землетрясений с $M > 4$ по [5]: 9 – взбросовый, 10 – взбросо-сбросовый, 11 – сдвиговой, 12 – сбросовый

формы (Скифской плиты) и рассматриваем как древнее унаследованное Мохо, появляется второе Мохо (M_2) в виде серии упорядоченных отражений на глубине 52–55 км (см. рис. 7). Образование нижнего Мохо (M_2) следует отнести к альпийскому этапу тектогенеза и современным коллизионным процессам, когда сжимающими напряжениями с юга Восточно-Черноморская микроплита, вдавливалась в кору южного выступа киммерийской складчатой области Южного Крыма. Скорее всего таким индентором служило Центрально-Черноморское поднятие с возможным поддвигом Восточно-Черноморской микроплиты под кору Горного Крыма [27]. Такая интерпретация согласуется с представлениями [14] о структуре Крымско-Копетдагской зоны регионального правостороннего сдвига, вдоль которого проходит запад-

ная часть профиля “Севастополь–Керчь” с двумя отражающими границами по Мохо, которые могут соответствовать совмещению границ в зоне надвига в двух блоках – лежащем и висящем с разным уровнем Мохо.

В геологическом строении и тектонической эволюции основных сегментов Южного Крыма, выделяемых по строению земной коры и распределению сейсмичности Горного Крыма, Судакско-Феодосийской зоны и Керченского сегментов, также существуют различия, отмеченные большинством исследователей [4, 11, 22, 23, 33]. На тектонической схеме (рис. 10) к востоку от линии между городами Судак–Старый Крым расположен Судакский синклиниорий, который входит в состав Судакского трога и простирается в северо-восточном направлении до Феодосии [33]. Начи-

ная со средней юры, в Судакском тропе отмечаются более глубоководные фации, чем в западной части Горного Крыма, осадконакопление в нем происходит непрерывно до эоцена [4, 33]. В результате, здесь накопилась мощная толща слоистых пластичных образований, которая на этапе кайнозойского сжатия была деформирована, выведена на дневную поверхность и эродирована. В то же время, для расположенной к западу от Судакского инвертированного трога части Горного Крыма характерны более мелководные отложения.

В районе Старого Крыма титон–берриасские отложения имеют нетипичный состав и представлены конгломератами с гальками пород фундамента, что может свидетельствовать о поздней активной активизации проходящей здесь разломной зоны, которая, возможно, и разделяет разные блоки. Это подтверждается скоростной моделью по профилю “Севастополь–Керчь” (см. рис. 7), где наблюдается существенный подъем фундамента в западной части Судакско–Феодосийского участка, что по геологическим данным соответствует Старокрымскому поднятию. Еще одной особенностью Старокрымского поднятия является отсутствие отложений верхнего мела и палеоцена. Полагаем, что поднятие соответствует подвижной зоне и имеет унаследованный характер, а его формирование могло начаться в поздней юре и продолжаться в позднем мелу–кайнозое.

Пространственное распределение типов полей напряжений по полевым тектонофизическим исследованиям также свидетельствует об отличии Судакско–Феодосийской части Южного Крыма от западной и центральной частей Горного Крыма. В Судакском и Феодосийском регионах преобладают поля напряжений взбросового типа с С–Ю или ССЗ–ЮЮВ ориентировкой оси сжатия, которые мы связываем с фазами складчатости и орогенеза в кайнозое–квартере.

Восточная часть нашей модели пространственно соответствует Керченскому полуострову (ПВ7 и ПВ8). Керченский полуостров разделен Парпачским гребнем на северную и южную продольные зоны. Северная часть Керченского полуострова относится к южному борту западного замыкания Индоло–Кубанского прогиба. В южной зоне на поверхность выходят более древние отложения, чем в северной зоне: майкопские глины олигоцена–нижнего миоцена инвертированной части Индоло–Кубанского прогиба, выведенные на эрозионную поверхность в результате позднемiocенового–плиоценового поднятия, охватывающего весь Горный Крым и Большой Кавказ. В соответствии с меридиональным сейсмическим профилем DOBRE-2, пересекающим Керченский полуостров [45], инверсия в южной части

полуострова и на Керченском шельфе связана с формированием антиклинальной складки, в ядре которой присутствуют отложения до нижнего мела, включительно.

В Горном Крыму основной этап горообразования, связанный с кайнозойским сжатием и обусловленный коллизионными процессами, начался в олигоцене. Как показывают тектонофизические и геолого–структурные [12, 38], а также сейсмогеологические данные [26, 33, 44], на этапе сжатия на суше и шельфе инвертируются древние тектонические нарушения, связанные с этапом растяжения, а также формируется складчато–надвиговая структура в мощной толще олигоцен–плиоценовых осадков прогиба Сорокина. Анализ деформационных режимов по полевым тектонофизическим наблюдениям показывают, что в центральной части Горного Крыма (районы Чатыр–дага, Демерджи, Караби) преобладают поля напряжений сдвигового типа с СЗ–ЮВ ориентировкой оси сжатия. При продвижении на запад ориентировки оси сжатия изменяются на субширотные (район горы Кафель, Бабуган–яйлы, южный склон Качинского поднятия). В пределах западного завершения Горного Крыма преобладает сдвиговое поле с ЮЗ–СВ ориентировкой оси сжатия. Поля напряжений сдвигового типа мы связываем с этапом кайнозойского сжатия, их ориентировку – с формой надвигового фронта, субпараллельного континентальному склону.

Кайнозойский этап сжатия продолжается в современных тектонических процессах Горного Крыма и прилегающей окраины Черного моря, индикатором которых является сейсмичность. Расположение большинства очагов сильных землетрясений в полосе между южным берегом Крыма и континентальным склоном свидетельствует о том, что основной тектонический процесс происходит именно в зоне контакта (коллизии) Скифской плиты и Черноморской микроплиты и структуры северной окраины Черного моря и Горного Крыма взаимосвязаны.

Как показано в [5], сейсмичность в пределах КСЗ, неравномерно распределяется по глубине и по простиранию зоны. Гипоцентры слабых землетрясений формируют отдельные области и скопления, среди которых отметим Севастопольскую, Ялтинско–Алуштинскую, Судакскую и Керченско–Таманскую подзоны.

Сопоставление распределения гипоцентров землетрясений со скоростной моделью коры по профилю “Севастополь–Керчь” (см. рис. 9) свидетельствует о существовании вещественно–структурно–кинематических особенностей и неоднородностей в зоне коллизионного взаимодействия [5] и подтверждает реактивацию древних субвертикальных и субгоризонтальных ослаблен-

ных зон в земной коре под воздействием изменяющихся полей напряжений (и деформационных режимов) в регионе. Мы полагаем, что очаги землетрясений приурочены к границам породных комплексов, слоев и/или блоков коры различной реологии, узлам пересечения разломов и плоскостям глубинных горизонтальных тектонических срывов.

Для определения характера и особенностей современного деформационного процесса в регионе привлечены механизмы очагов сильных землетрясений [5, 12]. В центральной части Горного Крыма в Ялтинско–Алуштинской подзоне, в месте максимального изгиба береговой линии и наиболее узкого шельфа, механизмы трех землетрясений указывают на взбросовый тип деформаций и свидетельствуют о разрядке здесь напряжений сжатия в ЮВ–СЗ и ЮЗ–СВ направлениях (рис. 10). Два механизма взбросового типа, расположенные в месте максимального южного выступа КСЗ также демонстрируют разрядку напряжений сжатия. Цепочка из четырех очагов с различными типами механизмов, прослеживающихся на юг по меридиану городов Ялты–Симферополя, очевидно, связана с активизацией унаследованной тектонической зоны.

Судакско–Феодосийский участок характеризуется более низким уровнем сейсмичности по сравнению с Ялтинско–Алуштинским участком, при этом, в шельфовой зоне на меридиане г. Судак локализуется обособленное скопление эпицентров слабых землетрясений и зафиксированы два сильных землетрясения с механизмами сбросового и покровного типов (см. рис. 10). Эти особенности свидетельствуют о меньшем объеме накапливаемой упругой энергии, что может быть связано с реологическими особенностями коры.

Сейсмичность Керченско–Таманской ветви КСЗ с большинством землетрясений на континентальном склоне, образующих сейсмофокальную область, полого погружающуюся на север, объясняется поддвигом Восточно-Черноморской микроплиты под Сифскую плиту [5, 27]. Керченский полуостров характеризуется относительно низким уровнем сейсмичности. Здесь в осадочном чехле западного окончания Индоло–Кубанского прогиба присутствуют мощные пластичные осадочные толщи майкопских глин, которые демпфируют упругие напряжения, что приводит к снижению уровня сейсмичности.

ВЫВОДЫ

В результате проведенной авторами интерпретации сейсмических материалов по профилю ГСЗ “Севастополь–Керчь” и сейсмотомографического моделирования по данным слабых землетрясений впервые на современном уровне изучено

строение коры Горного Крыма прямыми сейсмическими методами. Интерпретация полученной скоростной модели коры с учетом распределения сейсмичности и результатов реконструкции палео- и современных полей напряжений по полевым тектонофизическим наблюдениям и механизмам очагов землетрясений, позволила сделать следующие выводы о структуре коры Горного Крыма и ее эволюции.

1. Горный Крым сформировался на зрелой континентальной коре южной окраины Восточно-Европейской платформы (Скифской плиты) в результате различных фаз киммерийского и альпийского тектогенезов в геодинамических обстоятельствах сжатия и транспрессии.

2. Современная кора Горного Крыма унаследовала основные черты ее раннего, докембрийско–раннепалеозойского этапа развития коры, которые выразились в сечении профиля “Севастополь–Керчь” в виде мощной, до ~43 км, коры. Кора в это время была, скорее всего, разделена на западный и восточный сегменты южным продолжением субмеридиональной Орехово–Павлоградской шовной зоны, которая на Украинском щите разделяет Среднеприднепровский и Приазовский блоки.

3. С мезозойским этапом закрытия океана Палеотетис, его субдукцией под южную окраину Восточно-Европейской платформы и киммерийской складчатостью мы связываем мощный коровый магматизм. Проявления корового магматизма представлены в модели в виде высокоскоростных тел в коре, которые пространственно связаны с выходящими на поверхность в Южном Крыму магматическими образованиями среднеюрского возраста. Мощным магматизмом была переработана практически вся кора Горного Крыма, что обусловило сильный гравитационный максимум и магнитную аномалию.

4. На этапе альпийского тектогенеза Горный Крым развивается как область коллизии и поддвига Восточно-Черноморской микроплиты и Центрально-Черноморского поднятия под континентальную окраину Скифской плиты. В Южном Крыму и на шельфе в пределах киммерийских комплексов реактивируются древние тектонические нарушения, одним из проявлений которых является крымский меридиональный Корсакско–Феодосийский разлом, пространственно связанный с древней Орехово–Павлоградской зоной Украинского щита. В пределах Горного Крыма тектонические деформации альпийского этапа тектогенеза проявлены, как в поверхностных структурах Главной гряды и Южного берега Крыма, так и в глубинной структуре земной коры Горного Крыма, отраженной в скоростном разрезе по профилю “Севастополь–

Керчь”. Следствием альпийских деформаций и коллизионных процессов (поддвига Восточно-Черноморской микроплиты под Горный Крым) является появление второго (нижнего) Мохо на глубине ~55 км.

5. Процесс коллизионного взаимодействия продолжается на современном этапе тектогенеза. Индикатором современной активности является сейсмичность в пределах Крымской сейсмогенной зоны, которая неравномерно локализуется в нескольких подзонах вдоль континентального склона Южного Крыма. Анализ распределения гипоцентров свидетельствует о реактивации более древних ослабленных зон и неоднородностей в земной коре. Расположение очагов слабых землетрясений в пределах высокоскоростных тел, очевидно связанных с глубинными источниками среднеюрского магматизма, указывает на то, что разрядка напряжений происходит на контакте коровых плутонов основных пород с вмещающим породами верхней–средней коры на контакте сред с разными петрофизическими и реологическими свойствами.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации, которые позволили улучшить статью.

Работа выполнена в рамках проекта “Проект IRG по Научкам о Земле Южного Кавказа” (International Research Group (IRG) Project “South Caucasus Geosciences”, Франция, Грузия, Армения, Азербайджан, Украина) и при его частичной финансовой поддержке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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 // Геофизический журнал. 2008. № 5. С. 1–20.
2. 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 // Геофизический журнал. 2011. № 6. С. 15–29.
3. Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И. О строении земной коры Горного Крыма // Советская геология. 1974. № 7. С. 112–119.
4. Геология СССР // М.В. Муратов (ред.). М.: Недра, 1969. Т. VIII. Ч. 1. 576 с.
5. Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. 2016. № 4. С. 68–87.
6. Гончар В.В. Коллизионная природа Крымского орогена – опыт исследования методом конечных элементов // Геофизический журнал. 2013. № 6. С. 148–164.
7. Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофизический журнал. 2010. № 6. С. 119–134.
8. Лебединский В.И., Соловьев И.В. Байосские вулкано-структуры Горного Крыма // Геологический журнал. 1988. № 4. С. 85–93.
9. Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Никишин А.М., Розанов С.Б. Формации аккреционной призмы Горного Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1992. № 4. С. 25–31.
10. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
11. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госнаучиздат, 1960. 205 с.
12. Муровская А., Инполит Ж.-К., Шеремет Е., Егорова Т. Современные и палеонапряжения в пределах северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозойе–квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным) // Геофизический журнал. 2018. № 1. С. 42–65.
13. Осипов Г.В., Свистунов Ю.И., Терехов А.А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море // Геотектоника. 1977. № 1. С. 74–79.
14. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Конн М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
15. Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Строение земной коры Крымского полуострова // Советская геология. 1977. № 3. С. 85–93.
16. Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Строение земной коры Крымских гор // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Ред. В.Б. Соллогуб, А. Гутерх, П. Драгутин. Киев: Наукова Думка, 1978. С. 184–190.
17. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990а. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.
18. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65. Вып. 6. С. 102–112.
19. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев В.И. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
20. Шнюкова Е.Е. Комплекс малых интрузий Горного Крыма // Палеоостровная дуга севера Черного моря / Ред. Е.Ф. Шнюков, И.Б. Щербаков, Е.Е. Шнюкова. Киев: НАНУ, 1997. С. 129–186.

21. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.
22. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи, 2011. 335 с.
23. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
24. Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Строе-ние подкоровой литосферы Черноморского бас-сейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2016. № 1. С.15–30.
25. Christensen N. I. Poisson's ratio and crustal seismology // J. of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. No B2. P. 3139–3156.
26. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. Vol. XXX. No 117–118. P. 197–324.
27. Gobarenko V., Yegorova T., Stephenson R. Local tomog-raphy model of the northeast Black Sea: intraplate crustal underthrusting / M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (eds). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 221–239. org/ doi 10.1144/SP428.210.1144/SP428.2
28. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. №. 1-4. P. 235–273.
29. Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R. Creta-ceous–Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform / M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephe-son, F. Bergerat, V. Starostenko (eds). Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 137–157. doi 10.1144/SP340.810.1144/SP340.8
30. Lavier L., Manatschal G. A mechanism to thin the con-tinental lithosphere at magma-poor margins // Nature. 2006. Vol. 440. P. 324–328. doi 10.1038/nature04608
31. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kui-per K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A. Jurassic arc volca-nism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412–426. doi 10.1016/j.lith-os.2010.07.017
32. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A. Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: a view from the Russian Platform // Turkish J. of Earth Sciences. 2012. Vol. 20. P. 571–634. doi 10.3906/yer-1005-22
33. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendi-ger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Ko-paevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (eds). Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 241–264. doi 10.1144/SP428.110.1144/SP428.1
34. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. Vol. 57. No. 5–8. P. 1051–1076. doi 10.1080/00206814.2015.1010609
35. Péron-Pinvidic G., Manatschal G. The final rifting at deep magma-poor passive margins from Iberia-New-foundland: a new point of view // International J. of Earth Sciences (Geol. Rundsch). 2009. Vol. 98. P. 1581–1597. doi 10.1007/s00531-008-0337-9
36. Saintot A., Stephenson R.A., Chalot-Prat F. The position of Crimea and Greater Caucasus along the active mar-gin of Eurasia (from early Jurassic to present) // Inter-national Symposium on the Middle East Basins Evolu-tion. Abstract. Paris. 4–5 December, 2007. P. 69.
37. Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V. The evolution of the south-ern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian–Early Palaeozoic to the Early Cretaceous // European Litho-sphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds). Geological Society Memoir. 2006. Vol. 32. P. 481–505.
38. Sheremet Y., Sosson M., Muller C., Gintov O., Mur-ovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / M. Sosson, R. Ste-phenson, Sh. Adamia (eds). / Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 265–305. doi 10.1144/SP428.1410.1144/SP428.14
39. Sheremet Y., Sosson M., Ratzov G., Sydorenko G., Voitsitskiy Z., Yegorova T., Gintov O., Murovskaya A. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): Evidence of Paleo-cene to Pliocene two-stage compression // Tectono-physics. 2016. Vol. 688. P. 84–100. doi 10.1016/j.tec-to.2016.09.015
40. Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y., Rolland Y., Ada-mia S., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T., Avagyan A., Galoyan G., Danelian T., Hässig M., Meijers M., Müller C., Sahakyan L., Sadradze N., Alania V., Enukidze O., Mo-sar, J. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution // Comptes Rendus Geoscience. 2016. Vol. 348. No. 1. P. 23–32. doi 10.1016/j.crte.2015.11.002
41. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminnaho K., Tiira T., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geophys. J. International. 2015. Vol. 201. P. 406–428. doi 10.1093/gji/ggv018
42. Starostenko V.I., Janik T., R. Stephenson et al. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust

- across Crimea between the Azov Massif and the north-eastern Black Sea. data // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (eds). Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 199–220. doi 10.1144/SP428.1110.1144/SP428.11
43. Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Sain-
tot A., Stovba S., Khriachtchevskaia O. TRANSMED
Transect VIII: Eastern European Craton–Crimea–
Black Sea–Anatolia–Cyprus–Levant Sea–Sinai–
Red Sea // Atlas: The Mediterranean Region from
Crust to Mantle / W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman,
G.M. Stampfli, P.A. Ziegler (eds). Berlin: Springer,
2004. P. 50–65.
44. Stovba S., Khriachtchevskaia O., Popadyuk I. Hydro-
carbon-bearing areas in the eastern part of the
Ukrainian Black Sea // Leading Edge. 2009. Vol. 28.
P. 1042–1045.
45. Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V.,
Tolkuno A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Ru-
sakov O., Olmelchenko V. Geological structure of the
northern part of the Eastern Black Sea from regional
seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP
profile // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea
and Caucasus / M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia
(eds). Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428.
P. 307–321. doi 10.1144/SP428.15
46. Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T. Lithosphere
structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and
seismic tomography // Geophys. J. International. 2013.
Vol. 193. P. 287–303. doi 10.1093/gji/ggs098
47. Zelt C.A., Smith, R.B. Seismic traveltimes inversion for
2-D crustal velocity structure // Geophys. J. Internation-
al. 1992. Vol. 108. P. 16–34.

Рецензенты: С.Ю. Соколов, Ю.А. Волож

Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol–Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography

T. P. Yegorova^{a,*}, E. P. Baranova^a, V. S. Gobarenko^b, and A. V. Murovskaya^a

^aSubbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, 03680 Ukraine

^bVernadsky Crimean Federal University, Institute of Seismology and Geodynamics, Simferopol, 295007 Russia

*e-mail: tameg22@yahoo.com

Received December 19, 2017

Abstract—The paper discusses the velocity structure of the crust beneath the Crimean Mountains from the results of active and passive seismic experiments. Based on a new interpretation of seismic data from the old Sevastopol–Kerch DSS profile by modern full-wave seismic modeling methods, a velocity model of the crust beneath the Crimean Mountains has been constructed for the first time. This model shows the significant differences in the structure of two crustal blocks: (1) one characterized by higher velocities and located in the western and central Crimean Mountains, and (2) the other characterized by lower velocities and located in the east, in the Feodosiya–Kerch zone, which are subdivided by a basement uplift (Starokrymskoe Uplift). The former block is characterized by a more complex structure, with the Moho traced at depths of 43 and 55 km, forming two Moho discontinuities: the upper one corresponds to the platform stage, and the lower one, formed presumably at the Alpine stage, of tectogenesis as a result of underthrusting of the East Black Sea microplate beneath the southern margin of the Scythian Plate in Crimea. At depths of 7–11 km, velocity inversion zone has been identified, indicating horizontal layering of the crust. Local seismic tomography using the data on weak earthquakes ($m_b \leq 3$) recorded by the Crimean seismological network allowed us to obtain data on the crustal structure beneath the Crimean Mountains at depths of 10–30 km. The crustal structure at these depths is characterized by the presence of several high-velocity crustal bodies in the vicinity of cities Yalta, Alushta, and Sudak, with earthquake hypocenters clustered within these bodies. Comparison of this velocity model of the Crimean Mountains, obtained with the seismicity distribution and with the results from reconstruction of paleo- and present-day stress fields from field tectonophysical study and earthquake focal mechanisms allowed the conclusion that the Crimean Mountains were formed as a result of on mature crust at the southern margin of the East European Platform and Scythian Plate, resulting from processes during various phases of Cimmerian and Alpine tectogenesis in the compressional and transpressional geodynamic settings. The collisional process is ongoing at the present-day stage, as supported by high seismicity and uplift of the Crimean Mountains.

Key words: Crimea, Earth's crust, seismicity, deep seismic sounding, seismic tomography, Moho discontinuity, Crimean Mountains velocity model