

УДК 550.34;551.24

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ КАВКАЗА ПО НОВЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2020 г. Е. А. Рогожин^{1, 2, *}, А. В. Горбатиков¹, М. Ю. Степанова¹, Ю. В. Харазова¹,
А. И. Сысолин¹, Н. В. Андреева¹, В. В. Погребченко¹, С. Ю. Червинчук¹,
Чэнь Цзе³, Лю Цзяо³, А. Н. Овсяченко¹, А. С. Ларьков¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба” РАН, г. Обнинск, Россия

³State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China

*E-mail: eurog@ifz.ru

Поступила в редакцию 13.04.2020 г.

После доработки 20.05.2020 г.

Принята к публикации 09.06.2020 г.

В период с 2014 по 2019 гг. были проведены комплексные геолого-геофизические исследования в крупнейших флексурно-разрывных и разломно-складчатых зонах на Северо-Западном Кавказе (Анапской, Ахтырской, Молдавановской, Карабетовской, Фанагорийской и Приазовской антиклинальных гряд, разломов Пшеха-Адлерского, Керченского пролива, Керчь-Тузлинского). В качестве основного геофизического подхода применялся метод микросейсмического зондирования (ММЗ). Исследования с помощью ММЗ позволили выявить особенности глубинного строения земной коры в зоне исследований и связать их с конкретными тектоническими структурами на поверхности. Привязка осуществлялась путем согласования результатов ММЗ, параметров разреза осадочного чехла и коровых границ раздела по данным бурения и выполненных ранее работ методом МОВЗ. Выяснено, что Анапская флексура и продольные тектонические зоны имеют под собой четкие глубинные корни. Транскавказская Анапская флексурно-разрывная зона отделяет периклиналь Северо-Западного Кавказа от области Таманского полуострова, а продольные флексуры и разрывные структуры — мегантиклинорий от опущенных Западно-Кубанского, Азовского, блоков северного склона складчатой системы и Керченско-Таманского прогиба южного обрамления Северо-Западного Кавказа. Разломы в зоне исследования разделяются на глубинные, проникающие в низы коры и даже в верхи мантии, и приповерхностные, не выходящие в недрах за пределы толщи осадочного чехла. Определена сейсмогенерирующая роль данных тектонических нарушений в исследуемом сейсмоактивном регионе.

Ключевые слова: флексурно-разрывная зона, антиклинальная гряда, грязевой вулкан, земная кора, тектоническое нарушение, микросейсмическое зондирование, геофизические методы.

DOI: 10.31857/S000233720060071

ВВЕДЕНИЕ

Комплексное геолого-геофизическое исследование линейных тектонических структур, не выраженных на поверхности в виде явных активных разломов, является перспективным направлением. Важно, что к таким структурам часто приурочены очаги сильных и умеренных землетрясений, а также грязевые вулканы. К примеру, сильнейшие и сильные Газлийские 1976 и 1984 гг. (три события с $M = 7.0, 7.3, 7.2$), Кайраккумское 1985 г. с $M = 5.7$, Зайсанское 1990 г. с $M = 7.0$, Рачинское 1991 г. с $M = 7.0$, Онийское 2009 г. с $M = 6.1$ и др. землетрясения [Рогожин, 2012; Рогожин и др., 2014] не породили первичных сейсморазрывов, связанных с активными разломами.

В последние годы большое количество публикаций посвящено изучению “скрытых” или “слепых” разломных зон в пограничных областях Памира и Тянь-Шаня [Bufe et al., 2017; Li et al., 2017; Thompson et al., 2017; Yang et al., 2017].

Подобные тектонические зоны обнаружены и на северо-западном периклинальном замыкании мегантиклинория Большого Кавказа [Афанасенков и др., 2007; Рогожин и др., 2019]. И если структурно-неотектоническое изучение их строения недавно активизировалось [Маринин, Расцветаев, 2008; Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018], то исследование глубинного строения до последних лет почти не проводилось. В предлагаемой статье мы приводим собранные в последние годы данные и результаты изучения структур по-

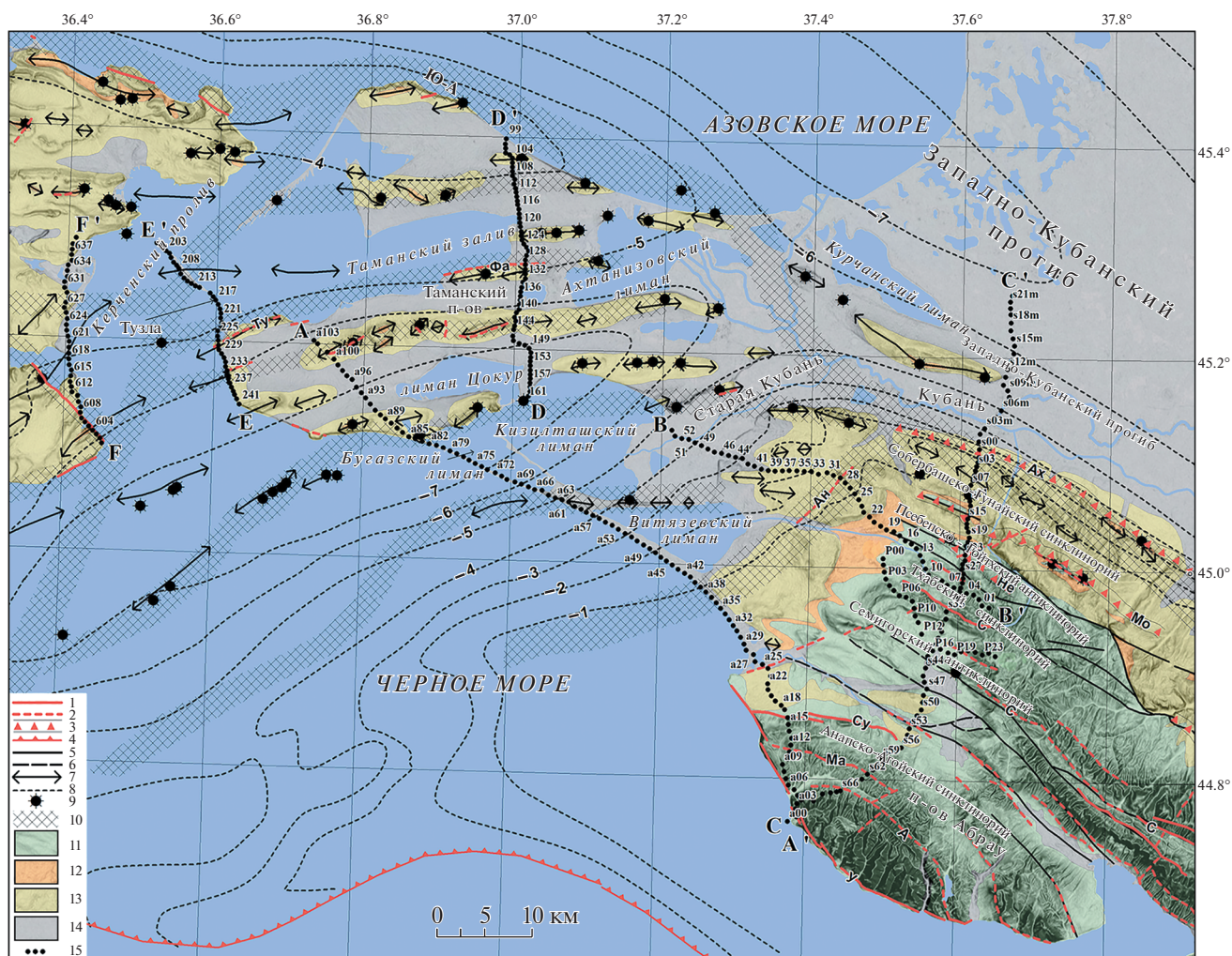


Рис. 1. Тектоническая схема. Составлена с использованием данных: [Шнюков и др., 1986; Мейснер, Туголесов, 1998; Корсаков и др., 2001; 2009]: 1, 2 – активные разломы (1 – с изученными следами позднеголоценовых смещений, 2 – по косвенным данным); С – Семигорский; Су – Су-Псехский; У – Утришский; А – Абраусский; Ма – Марфовский; Ан – Анапский; Ю-А – Южно-Азовский; Ту – Тузлинский; Фа – Фанагорийский; 3 – флексурно-разрывные зоны: Ах – Ахтырская; Мо – Молдавановская; Не – Неберджаевская (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 4 – Черноморский взбросо-надвиг; 5, 6 – основные складчатые разломы (6 – скрытые под более вышележащими отложениями); 7 – оси антиклинальных складок деформирующих верхнемиоцен-плиоценовые отложения; 8 – изолинии подошвы майкопской серии (км); 9 – грязевые вулканы; 10 – зоны крупнейших глубинных разломов в пределах Западно-Кубанского прогиба и Керченско-Таманской складчатой зоны по геофизическим данным; 11 – складчатый комплекс Большого Кавказа (мел-палеогеновые отложения); 12 – майкопская серия (олигоцен-нижний миоцен); 13 – неогеновые (верхнемиоцен-плиоценовые) отложения; 14 – четвертичные отложения; 15 – профили ММЗ.

перечной Анапской флексуры, разлома Керченского пролива и связанных с ними продольных Ахтырской, Молдавановской флексуры-разрывных зон, Карабетовской, Фанагорийской и Приазовской антиклинальных гряд и Керчь-Тузлинского разлома в коре и на поверхности (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вблизи меридиана г. Анапа многими исследователями установлено периклинальное замыкание складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа (рис. 1) [Афанасенков и др., 2007; Мари-

нин, Расцветаев, 2008; Милановский, 1968; Несмеянов, 1992; Рогожин и др., 2014]. Слагающие его смятые в линейные складки кавказского простиражения мезозойские отложения резко погружаются под палеоген-неогеновый комплекс осадочных пород. Детальные сейсмостратиграфические исследования выявили в этом районе довольно крутой борт Керченско-Таманского периклинального прогиба, выполненного майкопскими отложениями мощностью до 5 км [Пустильников, Чекунов, 1969]. Керченско-Таманский прогиб представляет собой в целом зону понижения дневной поверхности шириной 30 км, к которой

приурочены обширные озера и водохранилища: Старотитаровский, Витязевский, Кизилташский, Ахатанизовский и Курчанский лиманы. По сути дела, эта опущенная зона отделяет Северо-Таманскую зону поднятий от Анапской флексуры, представляющей собой периклинальное замыкание Северо-Западного Кавказа.

Морфология восточного борта прогиба позволяет выделять здесь крупную (шириной до 20 км) поперечную флексуру северо-восточной ориентировки. Эта Анапская флексурно-разрывная зона отделяет опущенный Таманский блок от поднятого Северо-Западного Кавказа.

В левом борту р. Гостагайки, пересекающей флексурно-разрывную зону, в ее восточной части, наблюдается терригенно-карбонатный палеоценовый флиш с зонами тектонического смятия, локальными малоамплитудными разрывами, мелкими складками волочения и резкими сменами элементов залегания в отдельных обнажениях. В то же время явно проявившихся на поверхности протяженных активных разломов антикавказского простирания не обнаружено. По результатам геоморфологических и структурно-тектонических исследований, проведенных в последние годы в районе Анапской флексурно-разрывной зоны, все основные хребты развиты в осевых зонах синклиналей или на их крыльях, в то время, как антиклиналям отвечают в рельефе крупные продольные депрессии — Михайловская, Верхнепсебепская и др. Также здесь кроме грабеновых и горстовых деформаций запад—северо-западного простирания наблюдается ряд непротяженных линеаментов близмеридиональной ориентировки, выстраивающихся в длинные цепочки и осложняющих складчато-блоковую структуру Анапского сейсмоактивного района [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018].

Восточнее Анапской флексуры горное сооружение образовано горстами, разделенными несколькими грабенами. Михайловская шовно-депресссионная зона, выделенная С.А. Несмеяновым [1992] в осевой части Северо-Западного Кавказа, в районе Анапы разветвляется на несколько приразрывных грабенов. В складчатой структуре на новейшем этапе здесь произошла смена условий северо-восточного сжатия на растяжение. В обстановке растяжения сформированы Цемесский и Анапский грабены, также заложенные на доорогенных антиклиналях.

Вдоль северо-восточной границы горного сооружения Западного Кавказа выделяется серия нарушений, объединяемых в широкие Ахтырскую и Черкесскую флексурно-разрывные зоны. По данным ранее проведенных геофизических исследований, эти нарушения объединяются вблизи поверхности в единую структуру, осложненную несколькими пологими взбросами и мас-

кирующую реальное глубинное строение. В недрах флексуры подстилаются крутым взбросом, падающим к югу и внедряющимся к северу в разрез Предкавказского прогиба в виде клина на уровне контакта нижнеюрских пород и комплекса молассовых и платформенных толщ пермо-триаса [Золотов и др., 2001]. Ниже клина Ахтырский и Черкесский разломы вначале полого, а с глубиной круче, погружаются в тело палеозойского кристаллического фундамента. По данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) предполагается надвигание структур Большого Кавказа на прогиб вдоль Ахтырского разлома по домеловым комплексам с амплитудой горизонтального перемещения 10 км [Белявский и др., 2007].

Западнее Анапской флексуры и в западной части Керченско-Таманского прогиба структура Таманского полуострова определяется линейными антиклинальными грядами, резко изменившими свое простирание по сравнению с Северо-Западным Кавказом. Ориентированные в близширотном направлении, они образуют девять самостоятельных гряд [Губкин, 1950; Шарданов, Пекло, 1961]. На Таманском полуострове выделяются антиклинальные зоны мыса Каменный, Фонталовская, Анастасиевско-Краснодарская, Фанагорийская, Карабетовская, Кизилташская, Ереминская, Благовещенская, Джигинско-Варениковского блока (последняя принадлежит переходной зоне между южным бортом Западно-Кубанского прогиба и северным склоном мегантиклинория). В пределах поперечных флексурно-разрывных зон (Анапской, Керченско-Таманской) продольные антиклинальные гряды морфологически “перестраиваются” — изменяют свою ориентировку, изменяется их количество.

Кизилташская, Карабетовская и Фанагорийская антиклинальные складки имеют в восточной части полуострова широтную, а западнее запад—юго-западную ориентировку осей. Между этими грядами расположены плоские низменности, соответствующие широким синклинальным понижениям [Шарданов, 1962]. Выраженные возвышенностями складки имеют общие черты строения, представляя собой овальные в плане брахиантиклинали по большей части диапирового типа, в ядрах которых обнажаются сильно перемятые глинистые отложения майкопской серии, протыкающие более молодые слои. Эти брахиантиклинали выстраиваются в линейные цепочки, подставляя друг друга по простиранию в виде кулис. Большинство грязевых вулканов Таманского п-ова обнаруживает четкую структурную приуроченность к осям таких антиклинальных складок.

Основной особенностью геологического строения региона является развитие многокилометровой толщи пластичных глинисто-песчаных кайнозойских осадков. В разрезе преобладает

майкопская серия олигоцен-раннемиоценового возраста. В толще майкопских глин широко развиты структуры течения, дисгармоничная складчатость, сдвигания разреза и другие внутриформационные деформации. В итоге, тектонические движения в недрах, на уровне условного жесткого фундамента, оказываются сильно искаженными толщей пластичных глин.

На Таманском и севере Керченского п-ова отдельные мелкие складки, как правило, имеют северо-восточную ориентировку, при общем субширотном простираании антиклинальных гряд. Складки в пределах гряд-поднятий располагаются кулисообразно, а местами образуют сдвоенные ряды. На юге Керченского п-ова складки имеют северо-восточное простираание, протягиваясь в акваторию Керченского пролива, где постепенно принимают субширотную ориентировку.

В рельефе Керченско-Таманского региона выражены только наиболее молодые, в основном четвертичные поднятия [Несмеянов, 1992]. Деформации морских террас, включая голоценовые, свидетельствуют о современном росте антиклиналей.

Грядобразные возвышенности с пологими склонами и сильно денудированными, иногда плоскими вершинами резко выделяются на фоне слабоволнистого рельефа Таманского п-ва. Антиклинальные гряды окаймлены предсклоновыми делювиальными шлейфами, со слабым развитием лощинно-балочного и овражного рельефа. Межгрядовые понижения представляют собой широкие, слабобрасчлененные равнины, соответствующие практически недислоцированным синклинальным депрессиям. Интересно, что последние, как правило, значительно шире антиклинальных валов и лишены осложнений в виде дополнительных диапировых складок.

На Керченском п-ове, которому свойственны приподнятое положение поверхности относительно Тамани и более глубокий эрозионный срез, антиклинали в рельефе выражены обращенными формами. Ядра брахиантиклиналей сложены глинистыми отложениями миоцена и майкопской серии. В рельефе они представлены отрицательными формами – понижениями и котловинами, окаймленными, как короной, грядами из устойчивых мшанковых известняков меотиса, залегающих на крыльях складок.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМОТЕКТНИКА РЕГИОНА

Рассматриваемый регион расположен в области сочленения цепи низкогорных хребтов Северо-Западного Кавказа с холмисто-грядовой приморской низменностью Таманского п-ова. Основные тектонические структуры Кавказско-Крымского регио-

на находят прямое и яркое отражение в его рельефе. Появление в четвертичном периоде пологохолмистой возвышенности Керченско-Таманской складчатой зоны объединило Горный Крым и Большой Кавказ в единую гряду растущих поднятий. Эта гряда, несмотря на свою неоднородность, имеет общую систему компенсационных опускающихся структур – предгорных прогибов с мощными толщами молодых, позднекайнозойских осадков. Опускающиеся прогибы не менее активны в сейсмическом отношении, чем растущие поднятия Крымско-Кавказской гряды. На севере, в пределах Азовского моря и Предкавказья расположен Западно-Кубанский прогиб, а на юге, в глубоководной части Черного моря – Туапсинский. По данным структурно-геоморфологических исследований [Горелов, 1962] и результатам столетних геодезических измерений [Лилиенберг и др., 1997] эти прогибы продолжают опускание вплоть до настоящего времени.

Результаты повторного нивелирования, проводившегося на Кавказе с 1925 по 1992 гг., позволяют оценить средние скорости вертикальных движений горной страны за почти 70-летний период, выявив тем самым относительно долговременную динамику морфоструктур [Лилиенберг и др., 1997]. Северо-Западный Кавказ в течение этого периода испытывал поднятие со скоростью от 1 до 5 мм/г. Центральная часть горного сооружения поднималась со скоростью 2–3 мм/г. Район западного погружения Северо-Западного Кавказа попадает в области со средней скоростью поднятия 1–2 мм/г. Изменение скоростей вертикальных движений приурочено к Анапской флексуно-разрывной зоне.

К северу от западного погружения Северо-Западного Кавказа располагается область современного погружения со скоростью до 1 мм/г. Сочленение областей разнонаправленных вертикальных движений происходит в пределах Ахтырской флексуно-разрывной зоне, что характеризует ее как зону концентрации современных тектонических напряжений.

В настоящее время северо-западное погружение Большого Кавказа отличается повышенной сейсмической активностью. Относительно повышенный уровень сейсмичности наблюдался и на протяжении XIX–XX вв. – здесь ощущалось несколько 6–7-балльных толчков с $M \leq 5.7 \pm 0.5$ [Кондорская, Шебалин, 1977; Ананьин, 1977; Никонов, Чепкунас, 1996]. Позже, здесь же произошли Анапское 12.07.1966 ($M = 5.3$, $I_0 = 7$ баллов) и Нижнекубанское землетрясения 09.11.2002 ($M_S = 4.5$, $I_0 = 6$ баллов), которые выявили сильные противоречия между зафиксированными на поверхности (макросейсмическими) и инструментальными данными о положении эпицентров и данными о приповерхностном и глубинном тектоническом

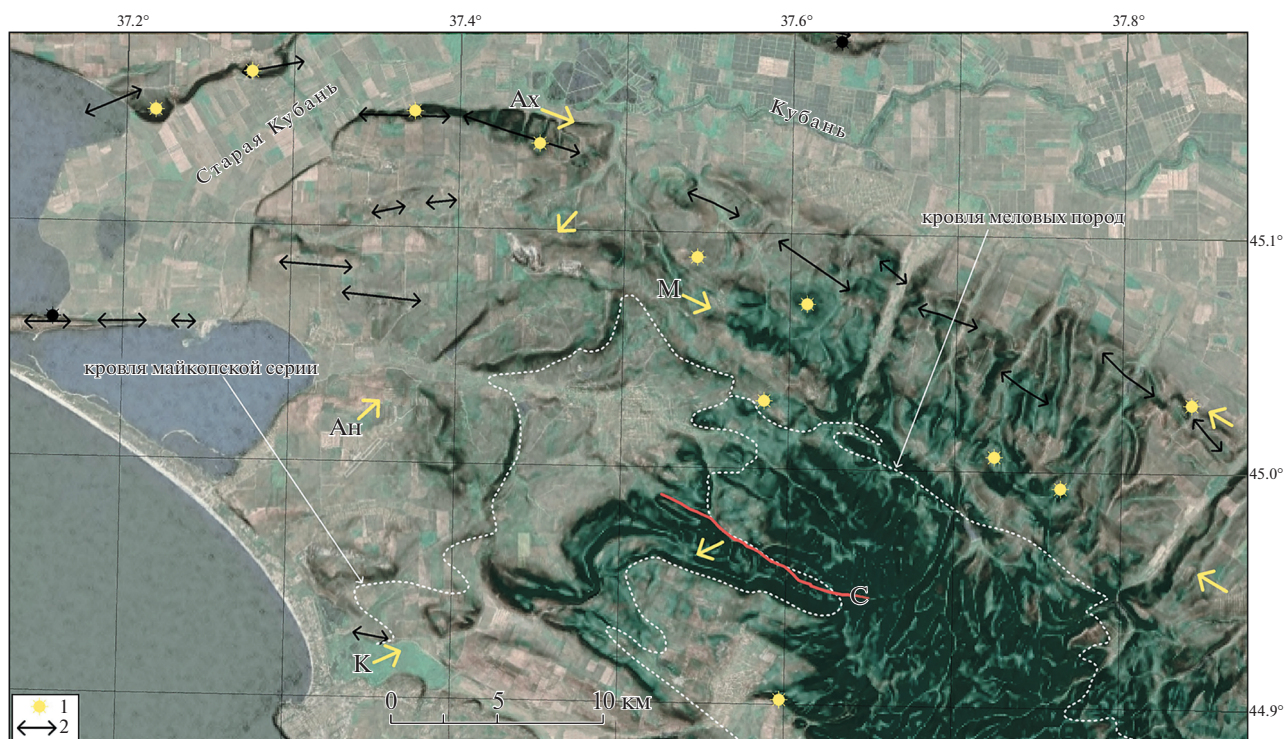


Рис. 2. Схема морфотектоники северо-западного погружения Большого Кавказа: С — активный сегмент Семигорского разлома (красная линия). Между стрелками: Ан — Анапский разлом; К — Куматырский разлом; Ах — Ахтырская флексурно-разрывная зона; М — Молдавановская флексурно-разрывная зона; 1 — грязевые вулканы; 2 — оси антиклинальных складок деформирующих верхнемиоцен-плиоценовые отложения.

строении [Татевосян и др., 2003]. 10.12.2012 г. в районе Анапы произошло Супсехское землетрясение с $M = 4.2$, ощущавшееся с интенсивностью до 5 баллов [Якушева и др., 2013]. Отличительной особенностью сейсмотектонических процессов в этой зоне является сравнительно глубокое залегание очагов землетрясений — 20–50 км [Габсатарова и др., 2019]. По результатам палеосейсмогеологических исследований в регионе были выявлены очаги и более сильных землетрясений с $M = 6.7–6.8$, интенсивность которых могла достигать 9–10 баллов [Островский, 1970; Рогожин и др., 2014; Никонов, 2015; Овсяченко и др., 2015; 2017; 2019].

Высокая современная тектоническая активность района подчеркивается не только многочисленными землетрясениями, но и крупнейшей положительной аномалией силы тяжести, интенсивность которой достигает 140 мГл [Корсаков и др., 2009]. Превышение среднего значения изостатических аномалий по сравнению с центральной частью Северо-Западного Кавказа более чем в два раза, свидетельствует о неуровновешенном состоянии земной коры в этом районе [Артемьев, Балавадзе, 1973].

Основное место в тектоническом устройстве рассматриваемого региона занимает зона перехода от структур Северо-Западного Кавказа к Кер-

ченско-Таманской складчатой зоне. Глубинное строение этой зоны отличается большой сложностью и изучено слабо, что вызывает множество трактовок в трассировании главнейших неотектонических границ (обзор см. в работе [Трихунков и др., 2019]). В ее пределах горное сооружение Большого Кавказа погружается под позднепалеоген-четвертичный комплекс отложений Таманской складчатой зоны и Западно-Кубанского предгорного прогиба. Морфология этого борта [Пустильников, Чекунов, 1969] дала основание выделить здесь крупную (ширина около 10 км) Анапскую поперечную флексурно-разрывную зону с амплитудой вертикальных смещений кровли меловых отложений 6–7 км, подошвы майкопской серии — 5 км, а ее кровли — 1–2 км. Амплитуда вертикальных смещений по Анапской флексуре за неотектонический этап достигает 1.5 км [Милановский, 1968]. Погружение позднеплиоцен-раннечетвертичной (куяльницкой) поверхности в пределах Анапской зоны составляет 50–70 м [Островский, 1968], что свидетельствует о новейшей тектонической активности этой структуры.

Согласно решениям механизма [Татевосян и др., 2003], подвижки в очагах Анапского (1966 г., $M_s = 5.3$) и Нижнекубанского (2002 г., $M_s = 4.5$) землетря-

сений отразили взбрасывание Большого Кавказа с опусканием Таманского блока на уровне нижней части земной коры по плоскостям северо-восточного простирания. Учитывая глубокое положение гипоцентров и падение сместителей на юго-восток, можно полагать, что Анапская флексура является проекцией очагов на поверхность.

В рельефе, на погружении структур Северо-Западного Кавказа, линейные низкогорные хребты в целом плавно понижаются, образуя несколько невысоких, извилистых литологических увалов, возвышающихся на десятки метров над холмистой равниной. Увалы выработаны во флишеидных толщах палеогена и вдоль слоев прибрежно-морских известняков, песчаников и конгломератов неогенового возраста.

На этом фоне наблюдается линейный вал северо-восточного простирания, не вписывающийся в морфоструктурный рисунок, по которому хорошо восстанавливается залегание неогеновых слоев (рис. 2). Вал в структурном отношении расположен в месте максимального перегиба кайнозойских отложений и резкого нарастания мощности майкопской серии. К югу от вала появляются выходы майкопских глин; мощность этой толщи здесь резко уменьшается, а ее подошва приподнята до современного эрозионного среза и выше. Диапировые антиклинали здесь отсутствуют.

Деформации, наблюдаемые в рельефе и молодых отложениях в пределах осевой зоны Северо-Западного Кавказа, имеют блоковый характер. Низкогорные хребты здесь разделены тектоническим понижением. В складчатой структуре шовно-депресссионная зона осевой части Кавказа (Михайловская) соответствует ядру крупнейшей Семигорской антиклинали [Несмеянов, 1992]. Роль разломных ограничений отдельных депрессионных структур играют активные сегменты Семигорского разлома [Рогожин и др., 2014]. Вдоль них выявлены позднеголоценовые сбросы. Северное крыло Кавказа в новейшей структуре имеет вид моноклинали, испытывающей ступенчатое погружение в северном направлении. Здесь были детально изучены Ахтырская, Молдавановская и Неберджаевская флексурно-разрывные зоны, в пределах которых обнаружены флексурные деформации позднеплейстоцен-голоценовых отложений [Рогожин и др., 2014].

В результате исследований, проведенных в пределах Новороссийского сегмента осевой шовно-депресссионной зоны, обнаружены следы четырех сильных сейсмических событий с $M_w = 6.5–6.7$, произошедших в течение голоцена [Рогожин, Овсяченко, 2005]. Следы землетрясений представлены сеймотектоническими подвижками в зоне активного (Бабичевского) сегмента Семигорского разлома вдоль северного борта Верхне-Адегойского грабена. Два последних события

датированы радиоуглеродным методом и имеют возраст примерно 3000–2500 и 1500–1000 лет назад. В районе Анапы, на северо-западном окончании осевой зоны, вдоль разлома сбросового типа выявлены следы палеоземлетрясения, произошедшего около 5000–5500 лет назад с $M_w = 6.1–6.5$ [Рогожин и др., 2014]. В зоне Су-Псехского разлома за последние 2000 лет выявлены следы двух умеренных по силе землетрясений с интенсивностью $I_0 = 7$ баллов. Кинематика смещений – сброс. В зоне Марфовского разлома обнаружена сдвиго-сбросовая подвижка с возрастом примерно 900–500 лет назад. Сила палеоземлетрясения оценена как $M_w = 5.7$ с глубиной гипоцентра в первые километры [Рогожин и др., 2014].

Со стороны Черного моря структуры мезозойско-раннекайнозойского складчатого основания Большого Кавказа опущены под уровень моря с амплитудой в первые сотни метров по Утришскому активному разлому [Несмеянов, 1992]. Разлом трассируется вдоль побережья п-ова Абрау. В прибрежной полосе Черного моря от устья р. Сукко до мыса Бол. Утриш А.Б. Островским [1970] был изучен крутой, извилистый тектонический уступ высотой 50–100 м, вдоль которого прослежены подвешенные устья ручьев высотой до 15 м, зоны отрыва гигантских оползней и колоссальные рвы расседания. Крупными сейсмогенными нарушениями рельефа поражен участок побережья п-ова Абрау длиной около 34 км. Нарушения четко разделяются на сеймотектонические (рвы и уступы) и сейсмогравитационные (оползни, обвалы и каменные лавины). При этом отчетливо выделяются две генерации сейсмогенных образований. Более древние генерации замаскированы позднейшими сейсмическими событиями. Последнее сильное землетрясение в этом очаге с минимальной оценкой магнитуды $M_w = 6.9$ датировано по радиоуглеродным, археологическим и дендрохронологическим данным XII–XIII вв. [Овсяченко и др., 2019].

Таким образом, для района Анапы имеются многочисленные свидетельства наличия сейсмоактивных структур как поперечного, так и общекавказского простирания. Исследованные активные разломы, судя по их яркой выраженности на поверхности, представляют собой очаги среднекоровых или мелкофокусных палеоземлетрясений общекавказской ориентировки. В то же время, крупнейшая активная структура региона – Анапская зона, имеет более глубокое заложение и поперечное простирание. Судя по сейсмологическим данным, основные движения, ответственные за формирование флексуры, происходят в нижней коре, а возможно и в мантии, и сопровождаются сжатием вдоль структур поперечного простирания. Эти глубинные деформации в верхней коре могут вызывать растяжение и сдвиго-сбро-

совые смещения по верхнекоровым структурам общекавказского простираения с мелкофокусными очагами землетрясений.

Рельеф Таманского п-ова оформлен холмистыми грядами, которые являются поверхностным выражением складчатой структуры региона. Ориентированные в близширотном направлении, они образуют, как было показано выше, девять самостоятельных антиклинальных гряд, между которыми расположены плоские долины, соответствующие синклинальным понижениям. Развитые на Тамани складки имеют общие черты, представляя овальные в плане брахиантиклинали по большей части диапирового типа, в сводовых частях сложенные круто поставленными и интенсивно дислоцированными отложениями майкопской серии.

На Таманском п-ове изучены Южно-Азовская и Тузлинско-Фанагорийская разломно-складчатые зоны. Согласно материалам изучения и датирования следов палеоземлетрясений по палео- и археосейсмологическим данным, в зоне Южно-Азовского разлома можно выделить несколько сильных сейсмических событий. На азовском побережье Таманского п-ова очень грубо датируется событие в интервале 2–2.5 тыс. лет назад с $M_w = 6.6–6.7$ [Овсяченко и др., 2015]. Полученная датировка соответствует дате землетрясения IV–II вв. до н. э., эпицентр которого по литературно-историческим данным помещается на азовское побережье Таманского п-ова [Никонов, 2000]. Следы сильного землетрясения были обнаружены нами в Фанагорийской зоне. На основе собранных геологических, геофизических и археосейсмологических данных выдвинута гипотеза о гибели средневекового города Фанагория в результате катастрофического землетрясения в X веке [Овсяченко и др., 2017]. По всей видимости, город оказался прямо в месте выхода очага сильного (9–10 баллов) землетрясения на поверхность. Следы выхода очага сильного землетрясения второй половины X в. обнаружены и в Тузлинской зоне, на раскопках городища Тмутаракань (Тамань) [Корженков и др., 2019].

В результате изучения глубинного строения диапировой Карабетовской антиклинали выяснено, что складкообразование на Тамани можно интерпретировать как результат глубинных процессов — давления флюидов (проникающих вдоль относительно узкой зоны с большой глубины) приводящего к разуплотнению и течению пластичных глин майкопской серии [Собисевич и др., 2008]. Образование диапировых антиклинальных складок в таком случае связывается не столько с региональным сжатием, сколько с изгибом перекрывающих майкопскую серию осадков под давлением проникающих из глубины разуплотненных подвижных масс.

В качестве главнейших структурообразующих глубинных границ, отчетливо проявленных в деформациях позднемиоцен-четвертичных отложений и геоморфологических уровней, в рассматриваемом регионе выделяются: Анапская и Ахтырская флексурно-разрывные зоны на погружениях Кавказа; Южно-Азовский разлом на границе Таманской складчатой зоны и мелководной котловины Азовского моря; разломы континентального склона в акватории Черного моря; Утришский разлом на границе Кавказских гор и черноморского шельфа; зона Семигорского разлома в осевой части Северо-Западного Кавказа.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проведения геофизических исследований была выбрана область сочленения поперечных относительно Кавказа флексурно-разрывных зон Анапской, Керченско-Таманской и разлома Керченского пролива, а также продольных Ахтырской, Молдавановской флексурно-разрывных зон, Карабетовской, Фанагорийской и Приазовской антиклинальных гряд, разломов Семигорского (Баканского), Цемесского, Гостагаевского, Керчь-Тузлинского и др. Такой выбор обусловлен большим интересом к структурно-неотектоническому изучению их строения [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018] и к повышенной новейшей сейсмической и грязе-вулканической активности этой области на фоне всего западно-кавказского региона России. Изучение глубинного строения этой обширной территории современными геофизическими методами не проводилось уже многие годы. Результаты предыдущих исследований [Золотов и др., 2001; Пустильников, Чекунов, 1969] не могут дать ясных представлений о структуре перехода от мегантиклинория Большого Кавказа к северо-западной его периклинали и далее к Керченскому полуострову. В то же время недавно начатые детальные сейсмотектонические и геолого-геофизические работы в регионе [Овсяченко, 2006; Рогожин и др., 2019] позволили получить данные о приповерхностном строении ряда сейсмоактивных структур исследуемой зоны.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения глубинного строения исследуемых районов Северо-Западного Кавказа, Таманского полуострова и Керченского прогиба был использован метод микросейсмического зондирования (ММЗ), развиваемый в ИФЗ РАН с начала 2000-х годов. ММЗ относится к группе пассивных методов сейсморазведки и может применяться при решении геолого-геофизических и структурных задач для различных классов геологических объектов в различных географических и климати-

ческих условиях [Горбатиков и др., 2008]. К настоящему времени накоплен значительный опыт использования ММЗ, полученный в рамках выполнения научно-исследовательских и хозяйственных проектов на территории России [Кугаенко и др., 2018; Рогожин и др., 2014].

ММЗ является относительным сейсморазведочным методом, в котором вместо зондирующих сейсмических сигналов искусственного происхождения (от взрывов и вибраторов) используются естественные фоновые колебания поверхности Земли (микросейсмы). Распространенными в мире методами, родственными ММЗ, являются:

- модификации метода поверхностно-волновой томографии на основе оценки по кросс-корреляционной функции фазовой части функции Грина;
- модификации метода пространственной корреляции (SPAC-методы);
- модификации метода отношения компонент (H/V -методы).

Согласно численным экспериментам, разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $(0.25-0.3)\lambda$, где λ – эффективная зондирующая длина волны. Оценка разрешения по вертикали составляет величину порядка 0.3λ , где λ – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более раз [Горбатиков, Цуканов, 2011].

Субвертикальные геологические неоднородности и скоростные границы для ММЗ являются предпочтительными, а субгоризонтальные границы – “неудобными” объектами, хотя и последние также фиксируются. Так, при исследовании с помощью ММЗ глубинного строения центрального сектора Большого Кавказа по линии Осетинского профиля через весь мегантиклинорий от Предкавказского прогиба до границы с системой Закавказских межгорных впадин, под осевой частью горно-складчатого сооружения была выявлена близгоризонтально залегающая кровля низкоскоростного тела, расположенная на глубинах 9–10 км [Рогожин и др., 2014]. Ширина ее составила более 30 км.

В сейсморазведке методом отраженных волн (МОВ) субгоризонтальные геологические тела и скоростные границы выделяются существенно лучше, чем в ММЗ. Это объясняется различным взаимным пространственным положением волновых фронтов и скоростных границ в этих методах. Так, идеально горизонтальная в пределах измерительного профиля скоростная граница может оказаться незаметной при использовании ММЗ. Зачастую о горизонтальных границах в

ММЗ можно судить по нарушению характера волновой картины, по аналогии с тем, как определяют присутствие и положение субвертикальных разломов в МОВ. В этом смысле ММЗ можно рассматривать как своеобразное “ортогональное дополнение” к МОВ.

Технологически проведение измерений по ММЗ состоит из прохождения профиля от точки к точке с помощью переносных широкополосных сейсмометров. В каждой точке производится накопление микросейсмического сигнала в течение времени, достаточного для достижения периода стационарности микросейсмического сигнала, что, как правило, составляет несколько часов. Один из приборов, установленный в неподвижную позицию, производит одновременную регистрацию с подвижными приборами. Это делается для последующей коррекции на нестационарность зондирующего микросейсмического сигнала.

Опыт использования ММЗ в предыдущих исследованиях показал, что среди факторов понижения скоростей сейсмических волн преобладающим является степень повышения пористости и трещиноватости пород и только затем фактор литологического состава.

За основу используемой нами скоростной модели, как и в работе [Золотов и др., 2001], принят ближайший разрез ГСЗ, проходящий в районе ст. Нижнебаканской и г. Крымск. Эта модель была сглажена и обобщена для использования в большом районе с разнородным глубинным строением. Поэтому небольшая инверсия скоростей, вызванная тем, что погруженные нижнемеловые отложения, мощностью до 4 км, в основном состоят из уплотненными глинистыми образованиями, в ней не отражена. В горной части на поверхность выходят более высокоскоростные преимущественно флишевые терригенно-карбонатные отложения верхнего мела, мощность которых на Южном склоне Кавказа достигает 3.5 км [Летавин, Перерва, 1987]. В западном направлении их мощность уменьшается. На юго-востоке Керченского и на севере Таманского полуостровов они представлены главным образом глинистыми известняками и мергелями мощностью до 1.5 км.

Кайнозойские отложения, начиная с верхнего палеоцена, сложены преимущественно глинами с включениями слоев (50–100 м) мергелей белоглинской свиты верхнего эоцена и нарастанием количества прослоев песчаника и известняка в толще нижнее-среднесарматских и меотических отложений миоцена мощностью до 400 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С помощью метода ММЗ были построены разрезы земной коры на глубину до 50 км по Анапскому и Гостагаевскому профилям запад–северо-

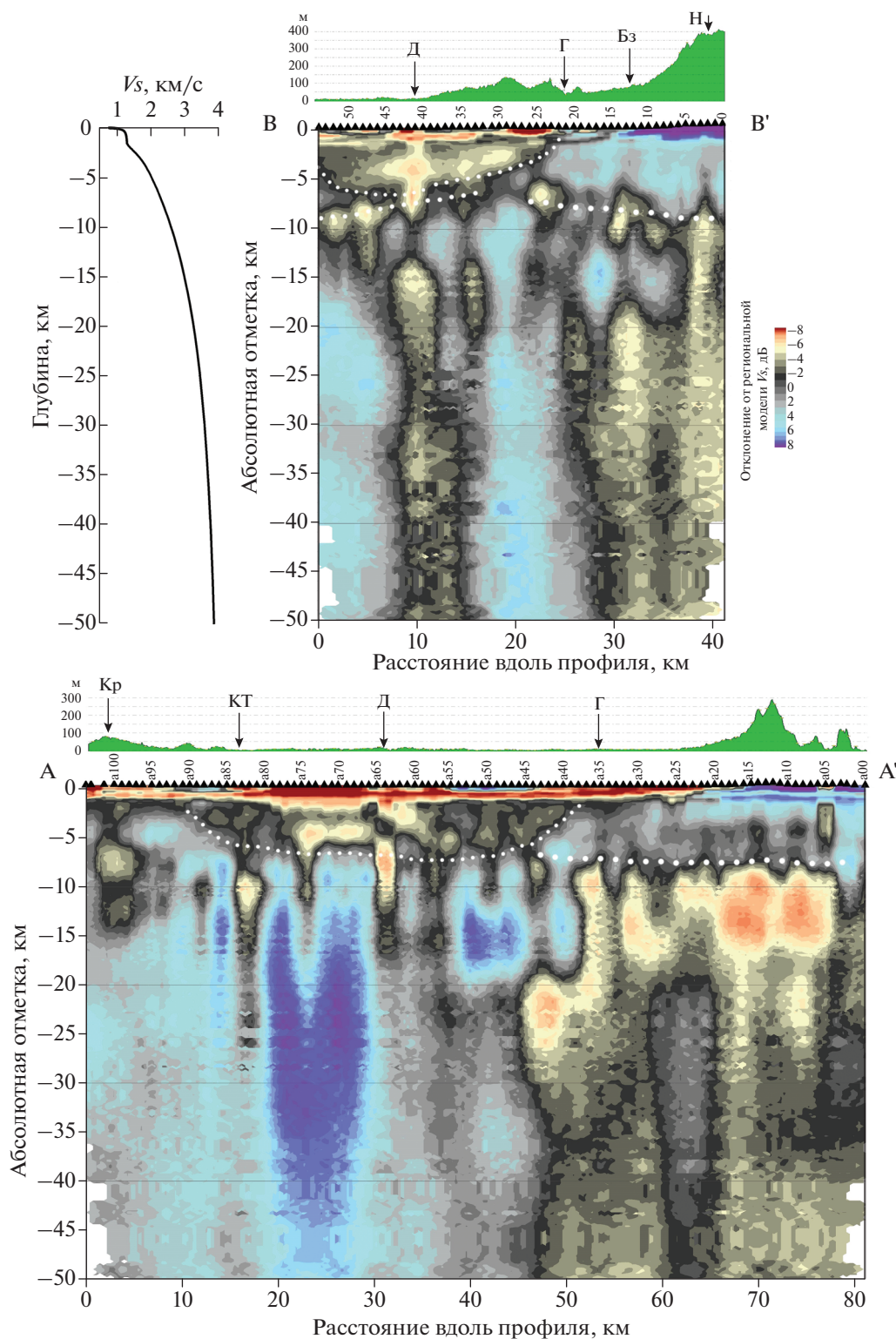


Рис. 3. Разрезы земной коры по результатам ММЗ вдоль профилей по линии $A-A'$ и $B-B'$ (см. рис. 1). Зеленым цветом показан рельеф дневной поверхности. Большими белыми точками на глубинах 7–9 км н. у. м. показана граница кристаллического фундамента под периклиналью Северо-Западного Кавказа (пикеты 0–25). Малыми белыми точками показан грабен Керченско-Таманского поперечного прогиба, как линзообразная область пониженных скоростей. На профиле $B-B'$ под грабеном белыми точками на уровне пикетов 33–54 показана кровля домеловых отложений по карте [Государственная..., 1986]. Стрелками показаны глубинные разломы: Бз – Безепский; Г – Гостагаевский; Д – Джигинский; Н – Натухаевский; КТ – Керченско-Таманский; Кр – Карабетовский.

западной ориентировки (рис. 1; $A-A'$, $B-B'$; рис. 3), а также близмеридионального простирания по линиям Большой Утриш—Натухаевская—Варениковская ($C-C'$), Вышестеблиевская—Кучугуры ($D-D'$), по косе Тузла и насыпи от Таманского полуострова в Керченский пролив ($E-E'$), Заветное—Керчь ($F-F'$), Глазовка—Осовины (рис. 6). На рисунках нанесено положение глубинных разломов близширотного и меридионального простирания, выделенных по независимым данным детальной гравиметрии (по линиям повышенного градиента поля силы тяжести [Летавин, Перерва, 1987]), а также профилирования МОВЗ и ОГТ. Цветом на вертикальных разрезах ММЗ показана степень отклонения скоростей сдвиговых сейсмических волн от средней региональной скоростной модели $V_S(h)$ в децибелах.

Проанализируем полученные разрезы. Профили $A-A'$ и $B-B'$ вкрест Анапской флексуно-разрывной зоны удобно анализировать совместно. Профиль по линии $A-A'$ (рис. 1, рис. 3) пересекает полностью Анапскую флексуно-разрывную зону в ее южной части, охватывая периклинальное замыкание Северо-Западного Кавказа, Анапскую и Витязевскую ступени, а также Керченско-Таманский поперечный прогиб (по Бугазской косе) и в западной части достигает Карабетовской антиклинали на западе Таманского п-ова, то есть профиль полностью пересекает область сочленения периклинали Большого Кавказа и Керченско-Таманской зоны.

Под периклинальным замыканием СЗ Кавказа на глубинах от 9–10 км до нижней части коры (до 30–40 км) выявляется низкоскоростное близгоризонтально залегающее тело (локальные области внутри которого имеют скорости на 4–6 дБ ниже, чем средние скорости на эквивалентной глубине вдоль профиля). Этот слой можно интерпретировать как глубинный корень, подстилающий относительно приподнятую южную зону западной части мегантиклинория. При этом верх коры здесь представлен относительно высокоскоростными, добротными образованиями, распространяющимися до глубин 5–7 км, которые отвечают меловым, в меньшей степени, палеогеновым отложениям СЗ Кавказа.

В направлении от Северо-Западного Кавказа к Таманской зоне в верхней части разреза глубоко залегающее низкоскоростное тело исчезает, однако, отмечается развитие относительно низкоскоростных горизонтов в пределах осадочного слоя (на глубинах до 5–7 км ниже уровня моря (–2...–5 дБ). Здесь появляется тело с низкими скоростями поперечных сейсмических волн, отличными от периклинали Северо-Западного Кавказа. В состав этих толщ, как и на разрезе $B-B'$, входят кроме кайнозойских и меловые отложения, которые восточнее, в пределах Псебепско-

Гойтхского антиклинория Северо-Западного Кавказа, не характеризуются столь низкими скоростями сейсмических волн. Вероятно, в Таманской зоне они не так сильно литифицированы, как на Северо-Западном Кавказе.

На разрезе отчетливо видно, что в запад – северо-западном направлении на расстоянии около 10 км от периклинали значительно нарастает объем низкоскоростных образований, а значения сейсмических скоростей еще больше снижаются (до –5...–7 дБ). Эти объемы отвечают молодым: палеогеновым, неогеновым и четвертичным отложениям, которые в пределах периклинального замыкания СЗ Кавказа практически отсутствуют. Нарастание их толщины происходит не постепенно, а ступенчато. Эти ступени коррелируют с зонами известных поперечных разломов – Гостагаевского и Джигинского. В центральной части области современного погружения Керченско-Таманского поперечного прогиба мощность толщ с низкими скоростями достигает 5–6 км и более, а величины отклонений скоростей составляют –4...–8 дБ.

Развитие конседиментационной складчатости майкопских толщ в северном крыле прогиба в майкопское время привело к смещению его оси на юго-восток, где, в области Бугазского лимана, сохранились, по-видимому, практически недислоцированные и слабо уплотненные осадки. Признаком того, что площадь лимана долгое время располагалась на оси современного прогиба, служит то, что через него, по крайней мере, в позднем плейстоцене, проходила палеодолина р. Кубань, в период, когда она впадала в Черное море [Государственная..., 2001]. Погружение на 45–110 м верхнечаудинских и карангатских прибрежно-морских отложений во впадинах Кизилташского, Бугазского и Витязевского лиманов свидетельствуют об их современном синклинальном прогибании [Трихунков, 2019]. По-видимому, именно длительно продолжающееся развитие здесь прогиба, является причиной высокой добротности подстилающих осадочный слой блоков земной коры уже с глубины около 7 км ниже уровня моря (н. у. м).

Существенно отметить, что область наибольшей мощности низкодобротных отложений Керченско-Таманского прогиба с запада и востока обрамляется узкими зонами пониженных скоростей сейсмических волн, совпадающими с крупными геологическими разломами, близвертикально погружающимися в кору. Таким образом, центральная часть прогиба представляет собой ясно выраженный опущенный блок.

В целом область современного развития Керченско-Таманского прогиба, имеющая ширину на профиле более 20 км, до глубин 5–6 км выполнена низкодобротными, нелитифицированными

и слаболифитизированными отложениями с низкими значениями скоростей поперечных сейсмических волн. Правда, уже с глубин 5–7 км н. у. м. вся эта структура подстилается высокодобротными, компетентными толщами верхней коры.

Далее на запад скорости сейсмических волн продолжают уменьшаться и достигают значений –2...–6 дБ относительно средней региональной модели. В зоне молодых складок на северо-западном крыле Керченско-Таманского прогиба вблизи поверхности вновь появляются относительно высокоскоростные слои осадков со значениями 0...–4 дБ. В то же время, эти отложения и здесь и под Витязевской ступенью подстилаются высокоскоростными блоками земной коры, начиная с глубин 5–7 км и уходящими вглубь до 20–40 км.

Современная амплитуда складок для майкопских отложений такова, что если в сводах Карабетовской и Кизилташской антиклиналей они местами выходят на поверхность, то в синклинали лимана Цокур, кровля майкопских пород погружена на глубину 2600 м (где добротность пород повышается до 2–5 дБ). Уплотнению майкопских отложений в северной части прогиба способствовала, по-видимому, помимо складчатости, и грязевулканическая деятельность, развивавшаяся на ее фоне. Наиболее древние сопочные брекчии Тамани установлены в среднемайкопских отложениях, широко они развиты в отложениях мезотического времени, а с позднего акчагыла грязевулканическая активность проходила практически непрерывно [Государственная..., 2001].

На разрезе $B-B'$ (см. рис. 3) нанесена кровля домеловых отложений [Государственная..., 1986]. Здесь, как и на профиле $A-A'$, на участке быстрого погружения юго-западного борта прогиба в объем низкодобротных пород попадают и меловые отложения.

Профиль $A-A'$ в своем западном окончании (пк. a100, a101) пересекает ось антиклинальной складки грязевого вулкана Гора Карабетова. На разрезе видно, что глубинной структуре вулкана пространственно соответствует узкая низкоскоростная субвертикальная зона, заканчивающаяся на глубине 8–9 км низкоскоростным расширением. Эта структура наблюдалась ранее с более высоким разрешением [Собисевич и др., 2008] и отвечает субцилиндрической камере с горизонтальным сечением в виде очень сильно вытянутого эллипса и каналу грязевого вулкана Гора Карабетова.

Под Анапской ступенью (пк. 0–26) на разрезе профиля $B-B'$ на глубинах 6–12 км н. у. м. отмечается полого погружающийся в восточном направлении под углом около 5° – 10° горизонт низких скоростей толщиной 2–4 км (–2...–5 дБ), подстилающий более высокоскоростную (2–7 дБ) толщу мезозойских отложений мощностью не-

сколько более 8 км, характерную для периклинали мегантиклинория. Этот горизонт перекрывает полого погружающуюся к востоку мощную толщу в средней части коры, также характеризующуюся более высокими скоростями (0–4 дБ). Данный пологий низкоскоростной горизонт совпадает с поверхностью кристаллического фундамента, независимо выделяемого по геофизическим данным [Золотов и др., 2001].

Профиль $B-B'$ в своей западной части пересекает восточную ветвь Джигинского глубинного разлома, прослеживающегося до глубины 50 км. Выявленный сейсморазведкой [Перерва, 1981] в меловых отложениях поперечный разлом на разрезе ММЗ проявился как проникающий в виде узкого, низкоскоростного “кармана” в фундамент и верхний слой коры. В данном районе выявлен в ходе геофизических исследований поперечный Гостагаевский разлом, практически не выраженный в рельефе дневной поверхности. Он рассматривается как восточное ограничение поперечной Витязевской ступени, которая, как видно на разрезе ММЗ, представлена в толще земной коры достаточно монолитным блоком.

Крупным глубинным разломом субмеридионального простирания, практически не проявленным на поверхности, является Натухаевский. Он проведен по гравиметрическим данным [Летавин, Перерва, 1987] (см. рис. 1) и выявлен сейсморазведкой в кровле нижнемеловых отложений [Перерва, 1981]. На профиле ММЗ в районе пикетов 2 и 3 этот разлом подстилается на глубинах ниже 4 км узким линейным низкоскоростным включением, вертикально проникающим в кору (рис. 3).

Профиль $C-C'$ пересекает в направлении с севера на юг пять крупнейших тектонических структур Северо-Западного Кавказа (образующих единый мегантиклинорий): Собербашско-Гунайский синклиний, Псебепско-Гойтхский антиклинорий, Тхабский синклиний, Семигорский антиклинорий, Анапско-Агойский синклиний. От поверхности до глубин 6–10 км ниже уровня моря участок (a00–s10) этой складчато-блоковой области подстилается относительно высокоскоростным слоем (2–6 дБ), занимающим всю верхнюю часть коры. При этом крупная структура под северным крылом мегантиклинория – (s02m–s10) Собербашско-Гунайский синклиний – до глубин 6–10 км н. у. м. подстилается телом с пониженными значениями скоростей сейсмических волн (–5–4 дБ). В подошве этого блока на глубине 6–10 км отмечается наиболее низкоскоростной (–4...–6 дБ) тонкий слой, полого погружающийся на юг к осевой части мегантиклинория. Этот слой, по-видимому, представляет собой поверхность кристаллического фундамента, четко

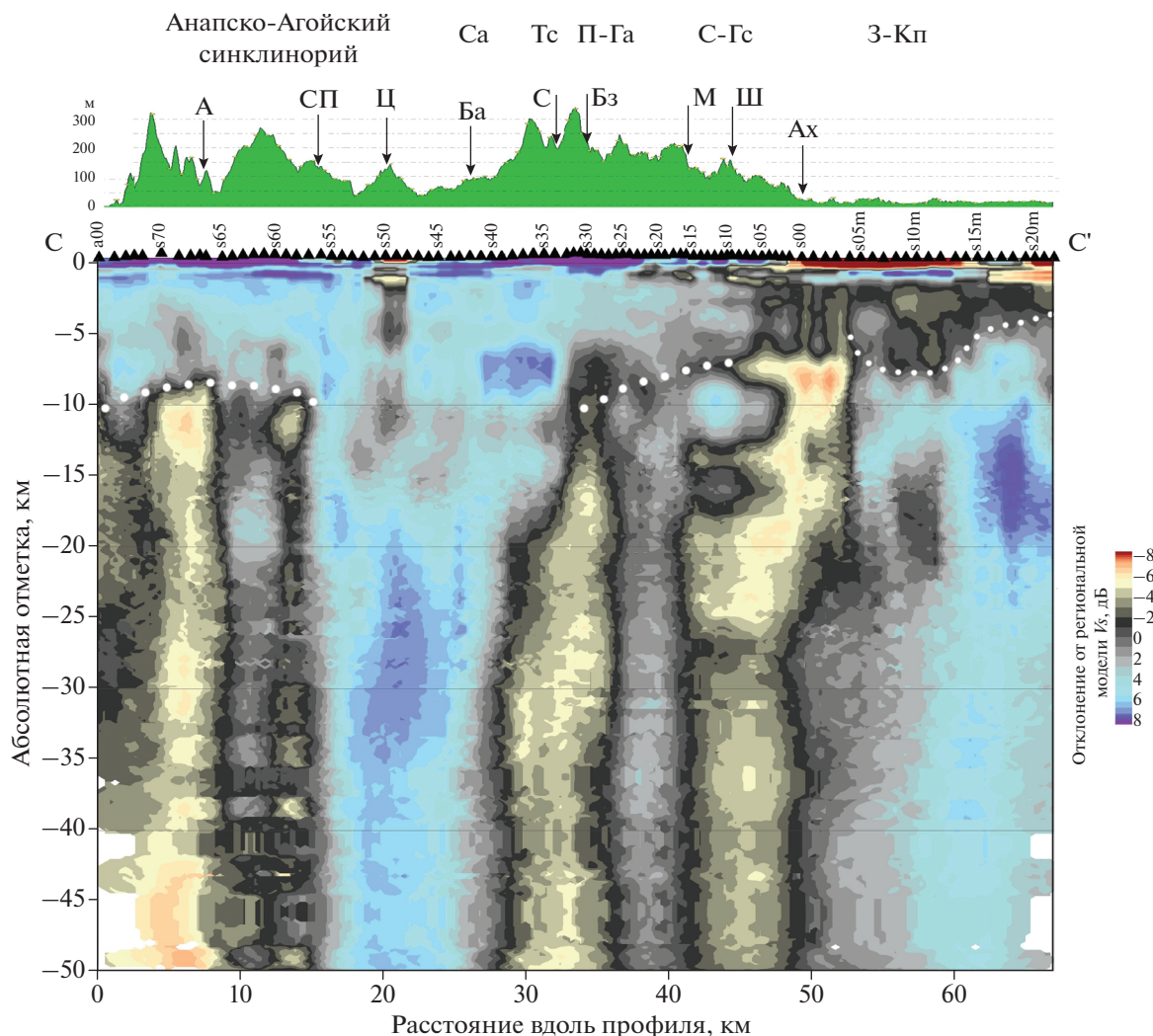


Рис. 4. Разрез земной коры по результатам ММЗ вдоль профиля 3 (С–С', см. рис. 1) по линии Большой Утриш–Натухаевская–Варениковская. Флексурно-разрывные зоны: М – Молдавановская, Ах – Ахтырская. Глубинные разломы: А – Абраузский; Ба – Баканский взброс; Бз – Безепский; Ц – Цемесский; С – Семигорский; СП – Су-Псехский; Ш – грязевой вулкан Шуго. Тектонические зоны: Са – Семигорский антиклинорий; Тс – Тхабский синклиний; П-Га – Псебепско-Гойтхский антиклинорий; С-Гс – Собербашско-Гунайский синклиний; 3-Кп – Западно-Кубанский прогиб. Белыми точками в северной части разреза показана подошва молодых олигоцен-четвертичных отложений Западно-Кубанского предгорного прогиба, большими белыми точками под семерным и южным крыльями мегантиклинория показана кровля кристаллического фундамента под периклиналью Северо-Западного Кавказа.

наблюдающуюся на секущем в точке s32 профиле В–В' в его восточной части (см. рис. 3).

К северу от мегантиклинория на профиле четко выделяется Западно-Кубанский предгорный прогиб (s04m–s22m), сформированный до глубин 5–6 км материалом с переменными значениями отклонений скоростей от средней модели (0–3 дБ) (рис. 4).

На профиле С–С' в фундаменте проявились пограничные структуры (рис. 1, рис. 4), отделяющие мегантиклинорий от предгорного прогиба, представленные молодой Ахтырской флексурно-разрывной зоной кавказского простираия. Они вертикально проникают в земную кору до глубин

около 15 км в виде линейно погружающихся низкоскоростных корней (–2...–6 дБ). Здесь на поверхности отчетливо выделяются также две антиклинали: Варениковская и Верхне-Чекупская.

Крупные структуры под центральной частью мегантиклинория (s35–s57) практически на всю мощность подстилаются высокоскоростным корнем с аномальными значениями положительных отклонений от средней модели (4–7 дБ).

На разрезе наблюдается отчетливая корреляция между положением Семигорского разлома на поверхности (рис. 2) и контактом двух прочных объемов на глубинах 1–10 км на разрезе С–С' под пикетами s33–s35.

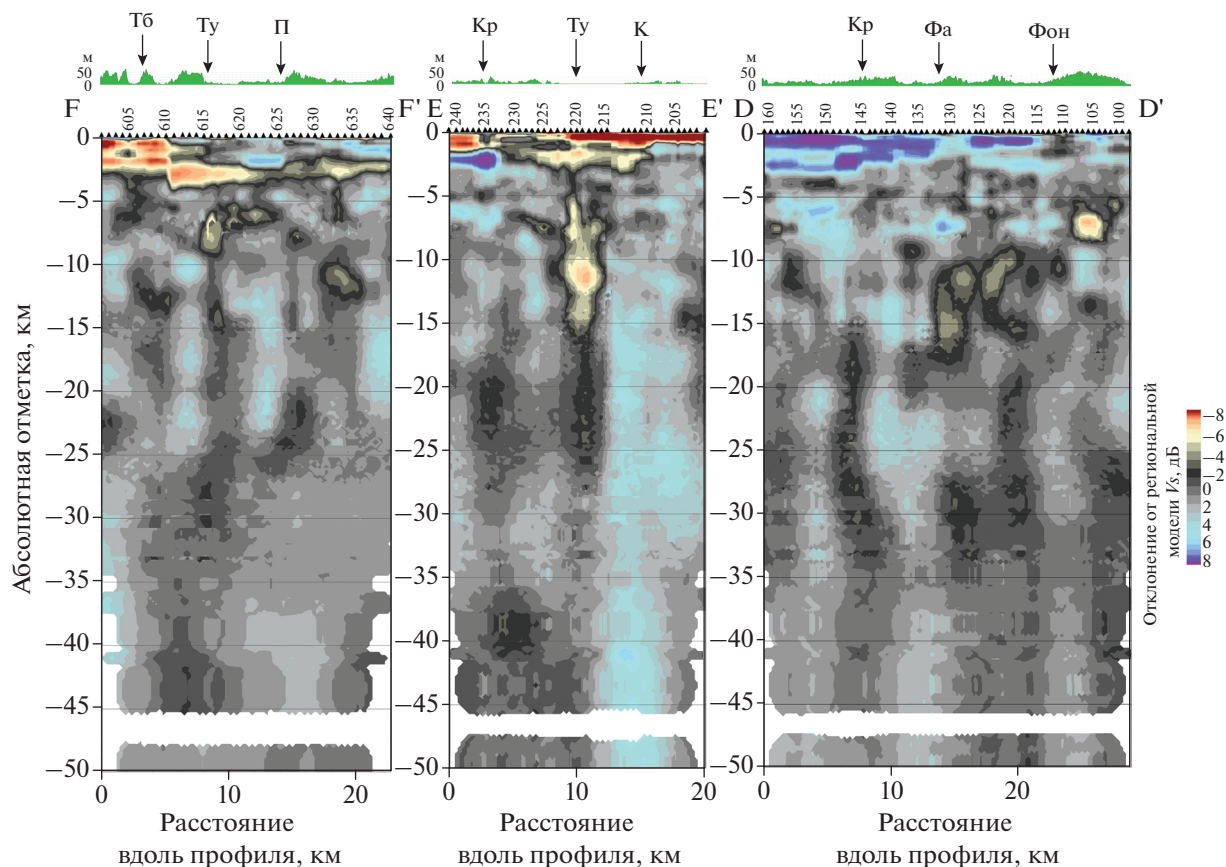


Рис. 5. Разрезы ММЗ по профилю через Таманский полуостров по линии Вышестеблиевская–Кучугуры ($D-D'$), по профилю от Таманского полуострова по острову и косе Тузла ($E-E'$), по профилю на востоке Керченского полуострова Заветное–Керчь ($F-F'$), см. положение профилей на рис. 1. Стрелками показаны глубинные разломы: К – Керченско-Ждановский; Кр – Карабетовский; П – Парпачский; Тб – Тобечикский; Ту – Тузлинский; Фа – Фанагорийский; Фон – Фонталовский.

Под южным крылом мегантиклинория (а00–s57) от поверхности до глубин 9–10 км располагаются слои с относительно высокими скоростями сейсмических волн (4–7 дБ). При этом ниже залегают более низкооборотные толщи с относительно большими значениями отрицательных отклонений (0...–6 дБ), охватывающие всю среднюю и нижнюю части коры. Сходное соотношение структур на разных глубинах наблюдается и в восточной части разреза по линии $A-A'$, который сливается с профилем $C-C'$ в точке а02 (см. рис. 3, рис. 4).

Поскольку разрезы (см. рис. 3 и рис. 4) построены в единой цветовой шкале, то можно увидеть, что глубинная область под Керченско-Таманским прогибом ниже 8 км на разрезе $A-A'$ (пк. а40–а90) в целом существенно более высокоскоростная, чем на разрезах $B-B'$ и $C-C'$.

На основании разрезов можно высказать предположение, что кристаллический фундамент, залегающий на глубинах ниже 10 км под центральной частью мегантиклинория (рис. 4), в западном

направлении погружается под низкооборотные отложения Керченско-Таманского прогиба (рис. 3) и трассируется под северный шельф Черного моря. Интересно, что в этом же направлении распространяются эпицентры землетрясений в области Анапской флексурно-разрывной зоны [Акимов и др., 2019].

Профилирование ММЗ на Таманском полуострове и в районе Керченского пролива было выполнено по четырем линиям близмеридионального простирания (рис. 1). На Таманском полуострове был пройден профиль $D-D'$ “Вышестеблиевская – Кучугуры”. Профиль $E-E'$ проходил по острову Тузла, и насыпи в Керченском проливе (рис. 5). На Керченском полуострове были выполнены профиль $F-F'$ “Заветное–Керчь” и профиль “Глазовка–Осовины”, который, ввиду небольшой длины, в данной статье мы не рассматриваем.

Поскольку все приводимые в статье разрезы ММЗ построены в единой цветовой шкале степеней отклонений от скоростной модели, то преоб-

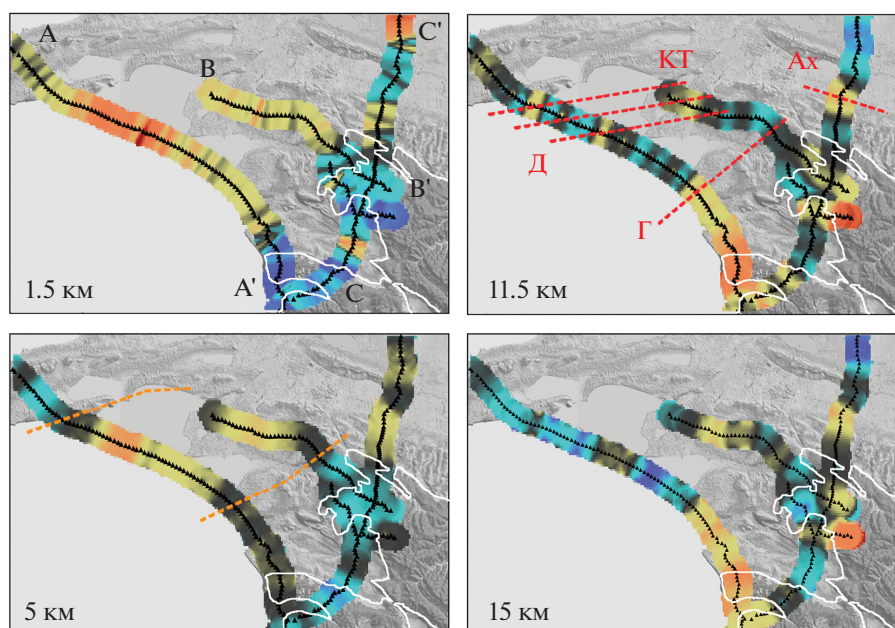


Рис. 6. Горизонтальные срезы для глубин 1.5, 5, 11.5 и 15.5 км. Цветовая шкала, эквивалентна цветовой шкале вертикальных разрезов. Черными точками треугольной формы обозначены пункты измерения микросейсм по линиям профилей. Белой сплошной линией на всех рисунках обозначена изогипса 150 м н. у. м. Оранжевыми штриховыми линиями отмечен грабен Керченско-Таманского прогиба. Красными штриховыми линиями обозначены глубинные разломы: Ах – Ахтырский; Г – Гостагаевский; Д – Джигинский; КТ – Керченско-Таманский.

ладание серых оттенков в разрезах Керченско-Таманского района говорит о близости его скоростного разреза к принятой нами градиентной скоростной модели. Причину различий с амплитудами отклонений на разрезах горной части мы видим в меньшей интенсивности молодых тектонических движений, нашедших отражение и в современном рельефе этих районов.

Профили пересекают основные зоны разломов полуостровов и пролива как близширотного, так и близмеридионального простираний. Зоны этих разломов нанесены на рис. 1 сетчатой штриховкой в соответствии с работой [Трифонов и др., 2002]. На разрезах наблюдается детальное строение близгоризонтальных слоев осадочного чехла (синие, желтые и красные цвета) и консолидированного фундамента (преимущественно серые цвета). Близвертикальными узкими “карманами”, окрашенными в желтоватые и красные цвета, показаны зоны разломов, нарушающих как осадочный чехол, так и фундамент вблизи его верхней границы.

На разрезе по профилю *D–D'* (рис. 5) на глубинах 5–10 км берут начало близвертикальные зоны пониженной скорости, отвечающие выделяемым здесь антиклинальным зонам Фонталовской (пк. 101–113), Карабетовской (пк. 139–149), Сенновской и Фанагорийской (пк. 119–132) и подстилающим их разломам. На глубине примерно 10 км и ниже четко выражены тектонические нарушения,

обрамляющие Таманский залив с севера–северо-запада и юга–юго-востока (между пикетами 115 и 132). Сам обрамляемый ими грабен [Гайдаленок и др., 2019] выполнен высокодобротной толщей от поверхности до глубин 1–2 км. Наиболее четко разломы проявлены на глубинах 8–18 км.

В южной части разреза проявляется еще один грабен между Керченско-Таманским и Карабетовским разломами. Его верхняя толща от поверхности до глубин 3–3.5 км представлена сравнительно высокоскоростными осадками.

На разрезе *E–E'* вдоль профиля из южной части Таманского полуострова на насыпь Тузла и одноименную косу (рис. 5), в целом, инверсий низкоскоростных и высокоскоростных слоев не наблюдается. Под южной частью Таманского полуострова до глубин 1.5 км и севернее – до 3 км располагаются низкоскоростные толщи (в среднем до –6 дБ относительно региональной модели), а глубже – расположен небольшой сравнительно высокоскоростной блок с отклонениями до 6.6 дБ. Под юго-восточной частью острова Тузла и одноименной косой (пк. 210–230) низкоскоростные образования залегают до глубины около 3 км. При этом наблюдается их неярко выраженная горизонтальная расслоенность. На отрезке острова Тузла (пк. 201–210) строение разреза существенно упрощается. Здесь низкоскоростные образования занимают верхнюю часть разреза (до глубины 1–1.5 км), а ниже располагаются более высоко-

скоростные слои. Обращает на себя внимание волнистая форма подошвы верхнего комплекса.

Наиболее ярко на этом разрезе между пк. 215–222 проявляется разлом в виде низкоскоростного “кармана”, проникающего в верхнюю и среднюю кору, который на поверхности идентифицирован и отмечен в работе [Овсюченко и др., 2019] с названием Тузлинский. В нижней коре разлом служит границей блоков с разными скоростями.

На пк. 210 на разрезе в виде субвертикальной границы между блоками проявляется Керченско-Ждановский разлом, проникающий до глубин ~8 км [Овсюченко и др., 2019]. На пикете 233 прерыванием на разной глубине относительно высокоскоростных слоев проявляется Карабетовский разлом. На разрезе также четко проявлен грабен, обрамляемый Карабетовским и Керченско-Ждановским разломами.

На разрезе $F-F'$ (рис. 5) видно, что на востоке Керченского полуострова скорости сейсмических волн в верхних горизонтах коры в направлении с юга на север увеличиваются. Если в южной части профиля до глубин 2–3 км прослеживаются относительно низкоскоростные толщи, то севернее пикета 610 в верхах разреза наблюдается присутствие сравнительно высокоскоростных образований, причем имеет место инверсия скоростей. Относительно низкоскоростной слой с отклонением от средней региональной модели –6.3 дБ и залегающий на глубине 2.5–3 км, выше резко сменяется относительно высокоскоростным слоем с отклонениями до 6.3 дБ. Такое соотношение высоко- и низкоскоростных слоев в разрезе может объяснять образование диапировых антиклиналей и грязевых вулканов.

На разрезе наблюдается ступенчатое смещение слоев верхней части коры с относительным погружением поверхности низкоскоростного слоя в северном направлении с амплитудой 1.5–2 км на южном участке профиля от пикета 610. Под границами “ступеней” под пикетами 605–610, 616, 624 и 633 наблюдаются близвертикальные низкоскоростные корни, трассирующие в недра зоны разломов. Исходя из положения профилей ММЗ на поверхности, представляется, что глубинный разлом под пикетом 616, трассирующий до глубин как минимум 35 км, является продолжением Тузлинского разлома, который также хорошо виден на разрезе $E-E'$.

На некоторые из линий пройденных профилей ММЗ попадают развитые в регионе грязевые вулканы. Так, профиль $C-C'$ проходит через вулкан Шуго, расположенный в северном обрамлении мегантиклинория. Грязевой вулкан Шуго является наиболее крупным в этом районе. Магматические породы присутствуют в его грязевых выбросах (сопочной брекчии), а также вскрыты наиболее глубокой в этом районе скважиной на

глубине 4 км в нерасчлененных отложениях нижней-средней юры (в 6 км восточнее профиля $C-C'$) [Газеев и др., 2016; Горбатиков и др., 2008].

На Таманском и Керченском полуостровах, а также в Керченском проливе в ходе сейсмотектонических и палеосейсмогеологических работ последних лет был изучен ряд грязевых вулканов, по своему строению сходных с Шуго. Наиболее тщательно исследован вулкан Гора Карабетова [Собисевич и др., 2008], проявивший в 2001 г. сильное извержение. Под жерлом этого грязевого вулкана в ходе профилирования ММЗ обнаружена узкая вертикально погружающаяся до глубины 15 км зона низкодобротного вещества (см. рис. 3, $A-A'$), представляющая собой очаг скопления грязевого материала.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для более отчетливого пространственного представления о полученных результатах четыре горизонтальных среза для глубин 1.5 км (в горной части на этой глубине лежат отложения мелового периода, в прогибах – неоген), 5 км (в горной части – юрские отложения, в прогибах – нижняя часть и подошва майкопских отложений), 11.5 км (верхняя часть фундамента) и 15.5 км (нижняя часть гранитного слоя) были сведены в один рисунок (рис. 6). Можно выявить самые общие закономерности распределения скоростей под земной поверхностью. Их можно также увидеть при анализе индивидуально представленных выше разрезов, но в квази-трехмерном представлении это сделать удобнее. Наиболее отчетливая закономерность состоит в том, что массивы под горами с высотой более 150 метров, на глубинах 1.5 и 5 км имеют повышенные скорости сейсмических волн по сравнению с окружающими массивами, а на глубинах 11, 15 км и более ситуация имеет тенденцию к инверсии. Под горами скорости сейсмических волн относительно ниже областей депрессий и прогибов.

Кроме этого, по рис. 5 можно проследить контуры отдельных тектонических элементов. Так на срезе с глубиной 5 км можно достаточно уверенно оконтурить грабен Керченско-Таманского прогиба. Он отмечен оранжевыми штриховыми линиями. Также на срезе 11.5 км можно по пересечению с профилями $A-A'$ и $B-B'$ проследить фрагменты секущих разломов. На рисунке они обозначены красными штриховыми линиями и буквами, такими же, как на вертикальных разрезах.

ВЫВОДЫ

1. Проведенные комплексные геолого-геофизические исследования в крупнейшей Анапской флексурно-разрывной зоне на Северо-Западном Кавказе, а также складчато-разрывных структу-

рах на Таманском полуострове и в Керченском проливе позволили выявить их глубинное строение в толще всей земной коры и привязать их к конкретным тектоническим структурам на поверхности. Привязка была осуществлена путем согласования глубинной структуры исследуемого района по материалам профилирования ММЗ и структурно-геологических работ с данными о параметрах разреза осадочного чехла, коровых границ разделов, полученных в результате бурения, сейсморазведки МОВ ОГТ и ранее выполненных работ методом МОВЗ.

2. Выяснилось, что Анапская флексура имеет под собой четкие глубинные корни (рис. 3), выраженные в виде близвертикальных перемежающихся низкоскоростных и высокоскоростных включений. Эти структуры местами смещают разделы в земной коре и отделяют периклиналь Северо-Западного Кавказа от области Таманского полуострова и Керченского пролива.

3. Удалось разделить разломы, подстилающиеся в недрах низкоскоростными близвертикальными узкими “карманами” кавказского и траскавказского простираения на глубинные, проникающие в низы коры и даже в верхи мантии, и приповерхностные, не выходящие за пределы толщи осадочного чехла.

4. Важными представляются сведения о положении высокодобротных толщ кристаллического фундамента под периклинальным замыканием мегантиклинория и под Таманским полуостровом. Кристаллический фундамент, залегающий на глубинах ниже 10 км под центральной частью мегантиклинория (рис. 4, рис. 6), в западном направлении погружается под низкодобротные отложения Керченско-Таманского прогиба (рис. 6) и трассируется под северный шельф Черного моря. Судя по результатам [Акимов и др., 2019], в этом же направлении распространяются эпицентры землетрясений в области Анапской флексурно-разрывной зоны.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 18-05-00641_а, 19-55-53017 ГФЕН_а и Государственного фонда естественных наук Китая, грант 41911530109.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимов В.А., Зайцев В.А., Ларьков А.С., Лутиков А.И., Овсяченко А.Н., Панина Л.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Сысолин А.И. Карты сейсмической опасности Северо-Западного и Центрального Кавказа в детальном масштабе // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 4. С. 57–74.

Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука. 1977. 149 с.

Артемьев М.Е., Балавадзе Б.К. Изостазия Кавказа // Геотектоника. 1973. № 6. С. 39–52.

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир. 2007. 172 с.

Белявский В.В., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Ракитов В.А., Яковлев А.Г. Некоторые результаты применения методов естественных электромагнитных и сейсмических полей на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 4. С. 4–14.

Габсатарова И.П., Пономарева Н.Л., Ахмедов М.М. Особенности современной сейсмичности Восточного Причерноморья. Туристско-рекреационный комплекс в системе регионального развития. Материалы VII Международной научно-практической конференции. Краснодар: КубГУ. 2019. С. 214–217.

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А., Гурбанова О.А. Обломки магматических пород в выбросах грязевых вулканов Таманского полуострова: геохимические особенности и палеогеодинамическая реконструкция (Краснодарский край, Северный Кавказ) // Вестн. Владикавказского НЦ. 2016. Т. 16. № 4. С. 49–61.

Гайдаленок О.В., Шматков А.А., Шматкова А.А., Ольховский С.В. Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таманского залива в районе античного города Фанагория // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 4. С. 184–190. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-15>

Горбатилов А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 5. С. 670–674.

Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микро-сейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.

Горелов С.К. Тектонические движения Азово–Кубанской равнины в голоцене по данным изучения отложений и морфологии речных пойм. Материалы Всесоюзного Совещ. по изуч. четв. периода. М.: 1961. Т. 2. С. 72–82.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Кавказская. Изд. 2-е. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Авторы: С.Г. Корсаков, Е.В. Белуженко, Черных В.И., Соколов В.В., Андреев В.М., Шелтинг С.К. / Юбко В.М. (науч. ред.). СПб.: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2009.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Кавказская. Изд. 2-е. Листы L-37-XIX, XXV (Тамань). Объяснительная записка / Ростовцев К.О. (гл. ред.). СПб.: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2001.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб: 1 : 1000000 (новая серия). Лист L-(36), (37) (Симферополь) / Сторчак П.Н. (гл. ред.). Л.: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 1986.

Золотов Е.Е., Кадури И.Н., Кадурина Л.С., Недядько В.В., Ракитов В.А., Рогожин Е.А., Ляшенко Л.Л. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа. Геофизика XXI столетия: 2001

- год / Солодилов Л.Н. (ред.). М.: Научный мир. 2001. С. 85–89.
- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.
- Корженков А.М., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Димитров О.В., Сударев Н.И., Устаева Э.Р. О следах сильных землетрясений в древнем городе Гермонасса-Тмутаракань и структурное положение их очаговых зон // Боспорские исследования. 2019. Вып. 39. С. 242–274.
- Корсаков С.Г., Зарубин В.В., Соколов В.В., Черных В.И., Прокуронов П.В., Сааков В.Г., Ослопов Д.С. Геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская, листы L-37-XIX, L-37-XXV (Тамань). СПб.: изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ. 2001. 106 с.
- Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И., Соколов В.В., Андреев В.М., Шелтинг С.К. Геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). СПб: изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ. 2009.
- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения зоны трещинных Толбачинских извержений (Камчатка, Ключевская группа вулканов) по комплексу геолого-геофизических данных // Физика Земли. 2018. № 3. С. 60–83.
- Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука. 1987. 88 с.
- Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63–75.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа. Проблемы тектонофизики / Ребецкий Ю.Л. (отв. ред.). М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 191–224.
- Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб — впадина с автономной складчатостью // Геотектоника. 1998. № 5. С. 76–86.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра. 1992. 254 с.
- Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: Сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53–62.
- Никонов А.А. Новый подход к оценке сейсмического потенциала и сейсмической опасности Черноморского побережья Кавказа (по археосейсмическим материалам). Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности. Материалы международной конференции. Нерюнгри: изд-во Технического института (ф) СВФУ. 2015. С. 267–274.
- Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сильные землетрясения в низовьях реки Кубани // Геофизический журнал. 1996. Т. 18. № 3. С. 29–41.
- Овсяченко А.Н. Соотношение различных форм современных тектонических деформаций на Северо-Западном Кавказе. Исследования по сейсмотектонике и современной геодинамике / Глико А.О. (отв. ред.). М.: ИФЗ РАН. 2006. С. 89–104.
- Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Следы сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по геологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 33–54.
- Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Вакарчук Р.Н., Горбатилов А.В., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Сысолин А.И. Следы сильного землетрясения в средневековом городе Фанагория на Таманском полуострове // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 3. С. 78–94.
- Овсяченко А.Н., Новичихин А.М., Быхалова О.Н., Рогожин Е.А., Корженков А.М., Ларьков А.С., Бутанав Ю.В., Лукашова Р.Н. Междисциплинарное датирование Утришских сейсмодислокаций: к локализации очага сильного исторического землетрясения на Западном Кавказе // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. № 3. С. 32–49.
- Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапа и устьем р. Шахе // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 4. С. 900–952.
- Островский А.Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории. Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука. 1970. С. 46–58.
- Перерва В.М. Перспективы нефтегазоносности и методы выявления зон разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Геология нефти и газа. 1981. № 1. С. 39–43.
- Пустильников М.Р., Чекунов А.В. Индоло-Кубанский передовой прогиб. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР / Субботин С.И. (отв. ред.). Киев: Наукова думка. 1969. С. 190–210.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н. Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа // Физика Земли. 2005. № 6. С. 29–42.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2014. 256 с.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Цзе Чен, Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Глубинное строение Анапской флексуры-разрывной зоны // Геотектоника. 2019. № 5. С. 3–10.
- Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 542–546.
- Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопалов В.Л. Нижнекубанское землетрясение 9 ноября 2002 г.: результаты макросейсмического обследования // Физика Земли. 2003. № 11. С. 42–53.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика альпийско-гималайского коллизийного пояса. Труды Геологического института. 2002. № 541 / Леонов Ю.Г. (отв. ред.). М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
- Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
- Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В. Новейшие тектонические структуры зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской

области. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания Т. 2. М.: ГЕОС. 2018. С. 282–289.

Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. 2019. № 4. С. 78–99.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. К.: Наукова Думка. 1986. 152 с.

Якушева В.Н., Бондаренко Т.В., Мовчан Н.А. Макросейсмическое обследование эпицентральной зоны землетрясения 10 декабря 2012 г. с $M_w = 4.6$ вблизи Анапы. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 363–366.

Bufe A., Sakaert D., Hussain E., Bookhagen B., Burbank D., Thompson J.J., Chen Jie, Li Tao, Liu Langtao, Gan Weijun, Temporal changes in rock-uplift rates of folds in the foreland of the Tian Shan and Pamir from geodetic and geologic data // *Geophys. Research Lett.* 2017. V. 44. P. 10977–10987.

Li Tao, Chen Jie, Thompson J.J., Burbank D. Active flexural-slip faulting: Controls exerted by stratigraphy, geometry and fold kinematics // *J. Geophys. Research. Ser. Solid Earth.* 2017. V. 122. P. 8538–8565.

Thompson J., Li Tao, Chen Jie, Burbank D., Bufe A. Quaternary tectonic evolution of the Pamir-Tian Shan convergent zone, northwest China // *Tectonics.* 2017. V. 36. P. 2748–2776.

Yang Huili, Chen Jie, Porat N., Li Tao, Li Wenqiao, Xiao Weipeng, Coarse versus fine-grain quartz optical dating of the sediments related to the 1985 Ms7.1 Wujia earthquake, northeastern margin of the Pamir salient, China // *Geochronometria.* 2017. V. 44. P. 299–306.

Deep Structure of the Northwestern Termination of the Caucasus from New Geological and Geophysical Data

E. A. Rogozhin^{a, b, *}, A. V. Gorbatikov^a, M. Yu. Stepanova^a, Yu. V. Kharazova^a, A. I. Sysolin^a, N. V. Andreeva^a, V. V. Pogrebchenko^a, S. Yu. Chervinchuk^a, Chen Jie^c, Liu Jiao^c, A. N. Ovsyuchenko^a, and A. S. Lar'kov^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Federal Research Center—Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Obninsk, 249035 Russia*

^c*State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, 100029 China*

**e-mail: eurog@ifz.ru*

In 2014 to 2019, integrated geological and geophysical studies were carried out in the largest flexural-rupture and folded-and-fault zones in the North-West Caucasus (the Anapa, Akhtyr, Moldavanovka, Karabetov, Fanagoria and Azov anticlinal ridges and the Pshekha–Adler, Kerch–Tuzla, and Kerch Strait faults). Microseismic sounding method (MSM) was the main geophysical approach. The MSM studies established the deep structural features of the Earth's crust in the study region and made it possible to correlate them with the specific tectonic structures on the surface. The correlation was based on reconciling the results of the MSM studies, the parameters of the sedimentary cover section and crustal discontinuities revealed by drilling and previous studies of the converted waves from the earthquakes. It is established that the Anapa flexure and the longitudinal tectonic zones have distinct deep roots beneath them. The Trans-Caucasian Anapa flexural-rupture zone separates the pericline of the North-West Caucasus from the region of the Taman Peninsula, whereas the longitudinal flexures and the fault structures separate the meganticlinorium from the subsided West Kuban and Azov blocks of the northern slope of the folded system and from the Kerch–Taman trough of the southern framing of the North-West Caucasus. The faults in the study region are divided into the deep faults penetrating into the lower crust and even reaching the upper mantle and the near-surface faults localized within the limits of the sedimentary cover in the Earth's interior. The seismogenic role of these tectonic dislocations in the studied seismically active region is determined.

Keywords: flexural-rupture zone, anticlinal ridge, mud volcano, Earth's crust, tectonic disturbance, microseismic sounding, geophysical methods