

УДК 551.248.2

НОВЕЙШЕЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КAVКАЗА И КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

© Я.И. Трихунков¹, Д.М. Бачманов¹, О.В. Гайдаленок^{1,*}, А.В. Маринин²,
С.А. Соколов¹

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д.7

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 119017, Москва, Б. Грузинская ул., д.10

*email: ogaydalen@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2018 г.; после исправления 20.01.2019 г.; принята в печать 28.01.2019 г.

Рассматривается строение и новейшее развитие периклинального сегмента горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа в зоне его сочленения со структурами Керченско-Таманского прогиба. Проведен морфоструктурный анализ с использованием цифровых моделей рельефа и полевых геолого-геоморфологических и тектонофизических данных. Установлено, что складчато-разрывные морфоструктуры Северо-Западного Кавказа продолжают на запад в сторону горного сооружения Крыма в промежуточной Керченско-Таманской области, развиваясь в единой с ними региональной обстановке сжатия. При этом преобладающее направление горизонтального сжатия меняется с северо-восточного на Северо-Западном Кавказе на меридиональное на Тамани, что выражено в переориентации осей складчатых морфоструктур и геофизических аномалий с субкавказского на широтное направление. Изменение направления сжатия произошло в плиоцен–четвертичное время и привело к перестройке структурного плана региона. Доплиоценовые разрывные структуры северо-восточного простирания сменились меридиональными Анапско-Джигинской и Абрауской зонами – Абрауская зона выделена нами впервые. В сравнении с Анапско-Джигинской меридиональной зоной Абрауская зона становится активной на плиоцен–четвертичном этапе горообразования, т.к. имеет отчетливые признаки сбросо-раздвиговой кинематики с вертикальной амплитудой деформаций 500–600 м в течение плиоцен–четвертичного этапа. Фактически именно она является на данный момент западной границей горного сооружения Большого Кавказа. Рассмотрены возможные причины перестройки структурного плана региона и латеральной миграции активности поперечных к орогену разломов, отражающих стадийность геодинамического развития области сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области.

Ключевые слова: неотектоника, морфотектоника, складчатые и разрывные деформации, поверхности выравнивания, Северо-Западный Кавказ, Керченско-Таманская область

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019378–96>

ВВЕДЕНИЕ

Складчато-надвиговое сооружение Северо-Западного Кавказа является периклинальным сегментом Большого Кавказа с двусторонней вергентностью, развивающимся на периферии зоны коллизии Скифской плиты и Закавказского массива [26, 37, 43]. Проблемы тектонической делимости Северо-Западного Кавказа рассмотрены в многочисленных работах отечественных авторов [1, 1, 5, 19, 24, 35, 45]. Наиболее детальные схемы морфоструктурного районирования периклинальной зоны Северо-Западного Кавказа представлены в работах [16, 21, 29, 48].

Несмотря на хорошую изученность региона, положение и характер западного ограничения Северо-Западного Кавказа, а также связь его структур с сопредельной Керченско-Таманской области остаются не до конца определенными. Керченско-

Таманская область рассматривается некоторыми авторами как структурное продолжение Западно-Кубанского прогиба [4, 20, 21]. Складчатость этой области не связывается с коллизионным взаимодействием Закавказского массива и Скифской плиты и объясняется явлениями глиняного диапиризма [4, 19]. Также, существуют доводы в пользу рассмотрения Керченско-Таманской области как продолжения Северо-Западного Кавказа [19, 26, 36, 48].

Морфоструктурный анализ, основанный на интерпретации цифровых моделей рельефа с разрешением 3 секунды, комплексная обработка разнообразных дистанционных и полевых данных позволили провести исследование новейшего развития региона на новом уровне детальности. Основные результаты работы были получены с использованием ресурса ГИС-проект, который позволил комплексно проанализировать данные о наземном [39, 40] и подводном рельефе [47] региона и комплекс структурно-геомор-

фологических [11, 12, 13] и геолого-геофизических материалов [7, 8, 9, 38, 41]. В полевых условиях были проведены замеры тектонической трещиноватости и сбор сведений о кинематике разрывных структур. Получен большой объем данных о геологических индикаторах напряжений (зеркала скольжения, отрывы, мелкие разрывы и сколы), обработка которых, а также реконструкция напряженно-деформированного состояния, проводились методами структурно-парагенетического [31, 42] и катакластического анализов [32].

Проведена реконструкция плиоцен-четвертичного горообразования данной территории и установлена структурная связь складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области. Их границей традиционно считается Анапско-Джигинская зона поперечных разрывов. Вместе с тем, собственно ороген — горное сооружение Северо-Западного Кавказа, отделен от равнины Таманского полуострова масштабным поперечным нарушением, кинематический тип и геотектоническое значение которого до сих пор не были оценены.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На севере зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области расположена эпигерцинская Скифская плита с наложенным на нее Западно-Кубанским краевым прогибом, которому отвечает в рельефе обширная Азово-Кубанская аккумулятивная равнина (рис. 1). Структуры Северо-Западного Кавказа надвинуты на отложения прогиба по Ахтырскому разлому [26, 36]. На юго-западе, в пределах Черноморской впадины расположена внешняя зона складчатого сооружения — Туапсинская складчатая зона, имеющая характер аккреционной призмы мел-палеогеновых отложений. Ее структуры надвинуты на северо-западную часть Закавказского массива, отвечающего поднятию Шатского, с образованием краевого Туапсинского прогиба [1, 43].

На западе Северо-Западный Кавказ граничит с Керченско-Таманским периклинальным прогибом, в современном рельефе отвечающим низкой холмистой равнине Керченского и Таманского полуостровов. Эта граница имеет ступенчатый характер и ее точное положение дискуссионно. Она может быть проведена на северо-восток от Анапы по линии глубинной крутопадающей Анапской флексуры [1, 2, 16, 19]. На поверхности Анапская флексура соотносится с выходом подошвы мзотических отложений. В основании флексуры, вероятно, расположена серия разломов сбросового типа. В ее западном опущенном крыле кровля меловых отложений резко погружается, и возрастают мощности олигоценых и раннемиоценовых морских отложений [17], в которых доминируют битуминозные глины майкопской серии мощностью более 4–5 км.

Параллельно Анапской флексуре, примерно в 20–25 км северо-западнее, проходит линия Кизилташского разлома, проявленного в нижнемайкопских и более древних отложениях флексурно-разломной зоной северо-восточного простирания. Выше в верхнемайкопских и миоцен–плиоценовых образованиях он затухает [9].

Также существует и альтернативный вариант проведения границы горно-складчатого сооружения — Анапско-Джигинская зона меридиональной ориентировки, к западу от которой происходит погружение структур Северо-Западного Кавказа под Керченско-Таманский прогиб, выполненный майкопской серией и вышележащими неогеновыми отложениями. Предположительно он простирается на север от Анапы и имеет правосдвиговый характер [36].

Основными тектоническими структурами складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа являются Новороссийский синклиний, занимающий южный макросклон орогена, а также Псебепский антиклинорий, занимающий северный макросклон. Эти структуры разделены Безепским региональным взбросо-надвигом, имеющим правосдвиговую составляющую перемещения [45]. Псебепский надвиг отделяет с севера Псебепский антиклинорий от Азовской складчатой зоны. Она протягивается вдоль всего северного подножья Северо-Западного Кавказа и представляет собой холмистую предгорную равнину — вовлеченную в поднятие горного сооружения часть Западно-Кубанского прогиба. К запад–северо-западу от Азовской зоны развиты молодые складчатые морфоструктуры Таманского полуострова — антиклинальные возвышенности и синклинальные впадины, частично занятые лиманами. По линии северного борта Кизилташского лимана полуостров может быть разделен на две широтные подзоны:

- Южно-Таманская, с преобладанием обширных синклинальных впадин, занятых лиманами;
- Северо-Таманская, с преобладанием молодых антиклинальных гряд.

В геологическом строении региона принимают участие мезо-кайнозойские отложения, слагающие несколько структурно-вещественных комплексов. В северо-западном направлении происходит уменьшение глубины эрозионного среза и омоложение выходящих на поверхность пород от меловых, слагающих ороген Северо-Западного Кавказа, до плиоцен–четвертичных на его северо-западной периферии. На протяжении этапа горообразования на Северо-Западном Кавказе, практически свободном от чехла плиоцен–четвертичных отложений, сформировалось четыре денудационных уровня [12, 21]. Данные уровни коррелируют отложениям Керченско-Таманского прогиба и отражают этапы развития рельефа и размах вертикальных тектонических движений. Выделяемые поверхности в осевой части поднятия занимают значительные высоты и плавно по-

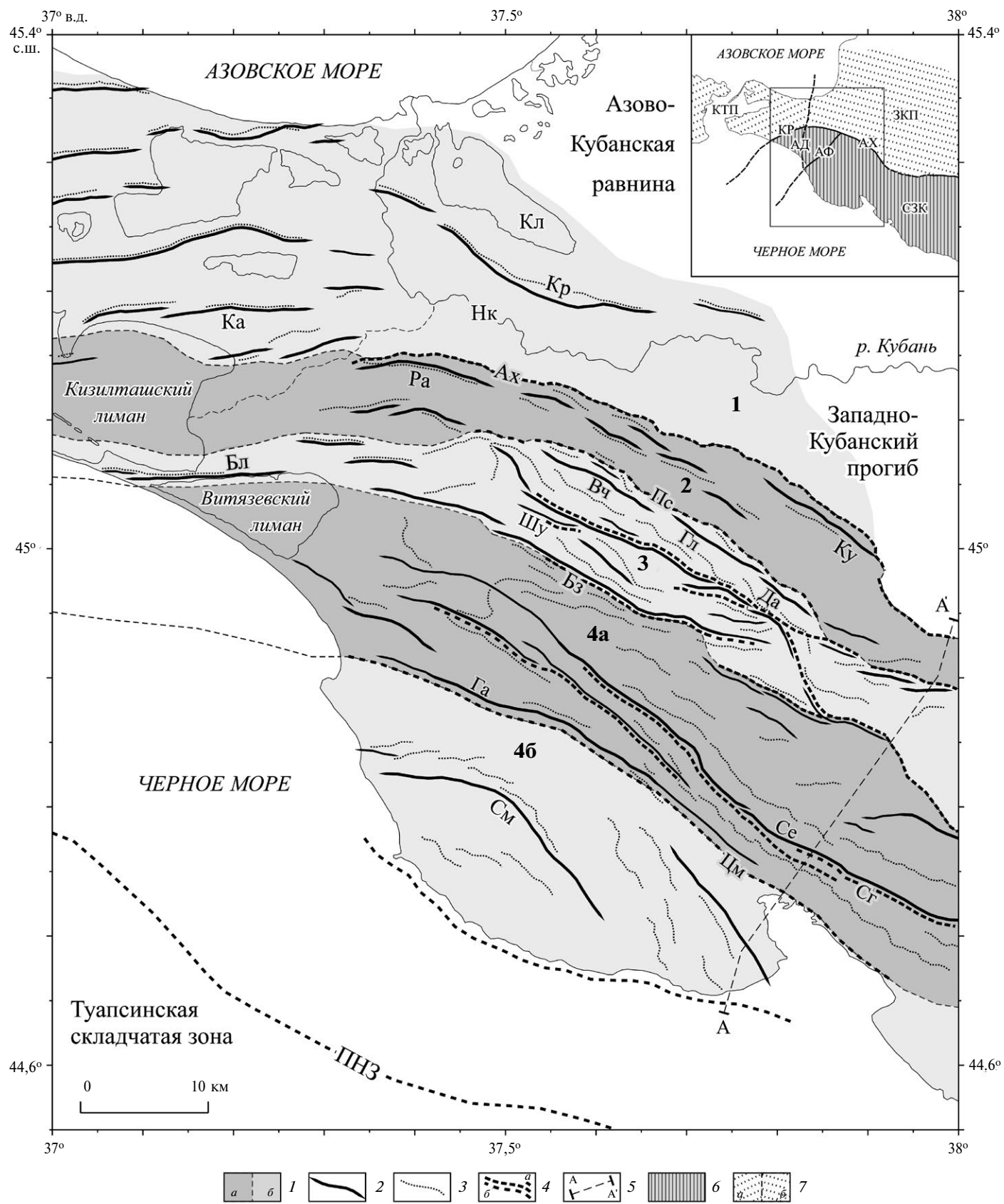


Таблица. Поверхности выравнивания Северо-Западного Кавказа (по данным [14, 15, 21, 28, 35]).

№	Возраст поверхностей выравнивания	Высоты, м	
		Горное сооружение	Предгорная равнина
1	Сарматский [21]	600	300
2	Понтический [21, 35].	500	100–200
3	Куяльницкий (акчагыльский) [14, 21, 28]	250–300	50
4	Апшеронский [15, 21]	—	<100

гружаются к его периферии, смыкаясь с хорошо датированными речными и морскими террасами [11, 12, 13, 14, 15, 21, 28] (таблица).

Отложения, коррелятные указанным геоморфологическим уровням, развиты преимущественно к северу и северо-западу от города Анапа. В направлении Таманского полуострова происходит резкое увеличение мощностей одновозрастных отложений от первых метров и десятков метров до сотен (рис. 2) [10, 12, 20]. В данном направлении происходит смена фациального состава отложений с более мелководных, прибрежно-морских, на более глубоководные. Можно выделить две структурно-фациальные зоны: юго-восточную Гостагаевскую и северо-западную Таманскую.

Породы верхнего миоцена на подстилающих сарматских отложениях залегают с угловым несогласием. В качестве стратиграфических подразделений мы используем регионалы [2, 2, 7, 10, 14]. В юго-восточной Гостагаевской зоне данные отложения представлены прибрежно-морскими карбонатными фациями, сменяясь на северо-запад в сторону Таманского полуострова глинистыми фациями (мэотис) или песчано-глинистыми (понт), мощности увеличиваются от 80 до 300 м и от 130 до 680 м соответственно [5, 8].

Отложения плиоцена–нижнего плейстоцена на всей описываемой территории характеризуются фациальной выдержанностью, однако их мощности,

как и более древних толщ, значительно увеличиваются в направлении с юго-востока на северо-запад: песчано-глинистые отложения киммерия с 80 до 320 м, кварцевые пески верхов киммерия-куяльника с 390 до 590 м [8].

Отложения среднего плейстоцена–голоцена покрывают маломощным чехлом континентальных отложений большую часть территории, сменяясь с коллювиальных на Северо-Западном Кавказе на делювиальные в пределах предгорной равнины. Кроме того, к северу от пос. Абрау развит меридионально вытянутый ряд впадин ромбической формы, выполненных озерно-аллювиальными отложениями мощностью до 12 м [8]. На территории Таманской зоны развито несколько комплексов аллювио-мариния, слагающих синклинальные впадины и морские террасы. Мощность данных отложений варьируется от первых метров до 35 м.

Таким образом, исследуемую область можно разделить на три структурно-фациальных блока:

- восточный – низкоротный блок Северо-Западного Кавказа, где на орогенном этапе преобладала денудация и сформировались поверхности выравнивания;
- центральный – Гостагаевский блок, представляющий собой предгорную равнину, сложенную маломощным комплексом отложений, верхи которых коррелятны данным поверхностям;

Рис. 1. Карта продольной морфоструктурной зональности зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области.

На врезке. Схема тектонического районирования зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области для доплиоценового этапа развития (по данным [1, 9, 36], с изменениями и дополнениями): Анапско-Джигинская поперечная зона – АД, Ахтырский надвиг – АХ, Кизилташский разлом – КР, Анапская флексурная зона – АФ. Показан (прямоугольник) район исследования.

На рисунке. Продольные зоны: 1 – Северо-Таманская, 2 – Азовская, 3 – Псебепская, 4 – Новороссийская и ее подзоны: а – северная, б – южная. Антиклинали: Кудакская – Ку, Верхне-Чекупская – Вч, Гладковская – Гл, Даманская – Да, Шумайская – Шу, Псебепская – Пс, Курчанская – Кр, Камышеватая – Ка, Благовещенская – Бл, Разнокол – Ра, Гайдукская – Га, Семигорская – Се, Семисамская – См. Впадины: Нижнекубанская – Нк, Курчанского лимана – Кл. Соскладчатые взбросо-надвиги: Ахтырский – Ах, Псебепский – Пс, Безепский – Бз, Семигорский – Сг, Цемесский – Цм.

1 – продольные морфоструктурные зоны Новороссийского синклинория: а – Азовская зона и северная подзона зоны Новороссийского синклинория, б – Северо-Таманская зона, Псебепская зона и, южная подзона зоны Новороссийского синклинория; 2 – оси антиклиналей; 3 – элементы морфоструктуры, отвечающие водоразделам хребтов и поднятий; 4 – главные складчатые взбросо-надвиги; 5 – линия поперечного геолого-геоморфологического профиля; 6 – складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа – СЗК; 7 – Керченско-Таманский прогиб – КТП, Западно-Кубанский прогиб – ЗКП

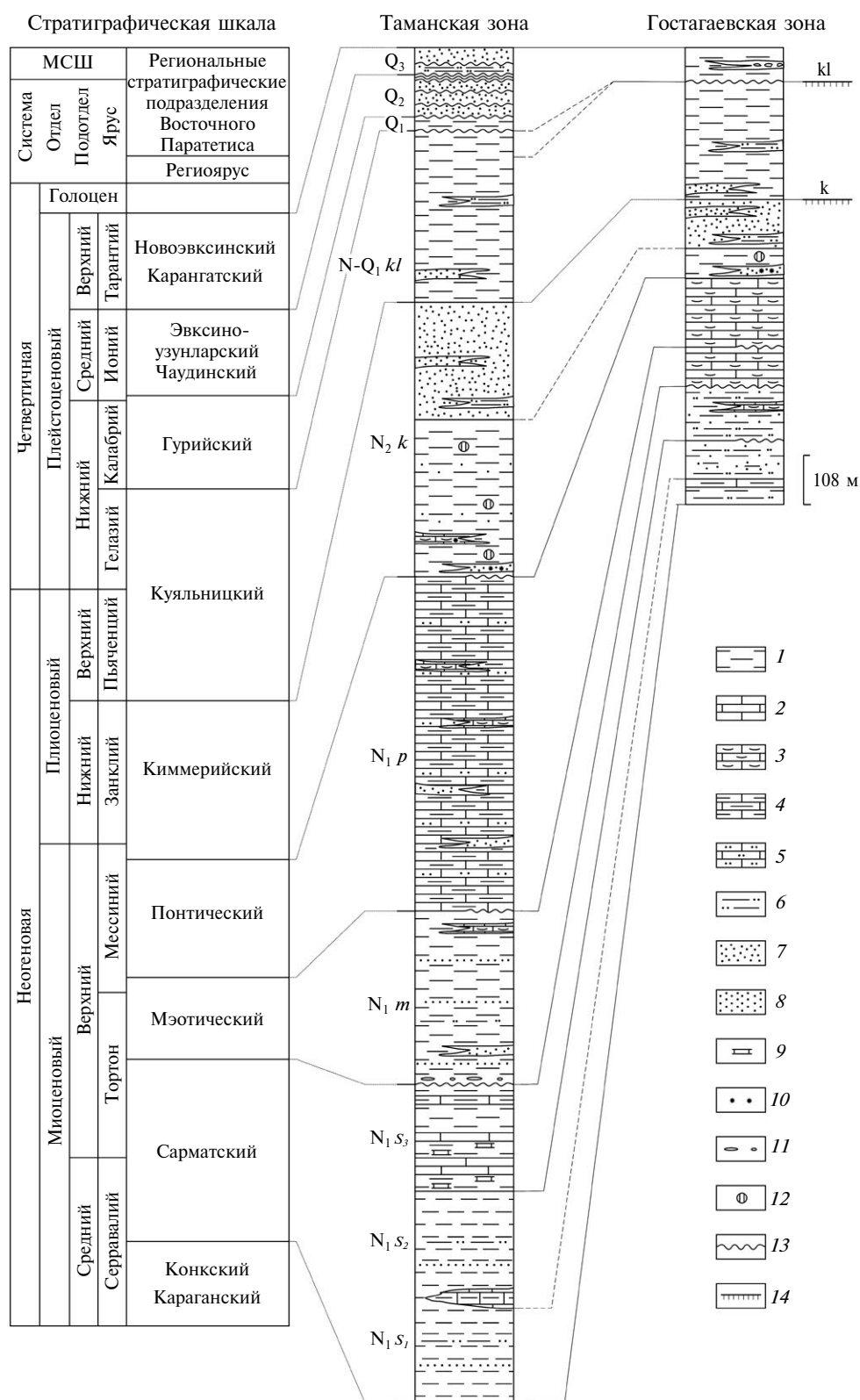


Рис. 2. Схема корреляции новейших отложений и поверхностей выравнивания зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области.

1 – глины; 2 – известняки; 3 – органогенные известняки; 4 – глинистые известняки; 5 – песчаные известняки; 6 – алевроиты; 7 – пески; 8 – песчаники; 9 – известковистость; 10 – ожелезнение; 11 – галечники; 12 – сидериты; 13 – поверхности размыва; 14 – поверхности выравнивания, коррелятные отложениям киммерийского яруса (k), куяльницкого яруса (kl)

- западный — Таманский блок, представляющий собой низменную аккумулятивную равнину, где комплекс коррелятных отложений достигает максимальных мощностей.

ПРОДОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

Проведенные исследования позволили установить значительную схожесть складчатых морфоструктур Азовской зоны Северо-Западного Кавказа и Таманского полуострова (см. рис. 1). На юго-востоке зоны невысокие (до 200 м) антиклинальные гряды Кудакская, Киевская, Разнокол и др. имеют протяженность от первых сотен метров до 25 км и развиваются во фронтальных частях надвигов [26]. На всем протяжении Азовской зоны они простираются вдоль Кавказского орогена, однако в его крайней западной периклинальной области разворачиваются в сторону Тамани. Здесь широтные гряды Разнокол, Юровская, Уташская, Виноградная прерываются меридиональной долиной Старой Кубани, проходящей вдоль Анапско-Джигинской поперечной зоны. Далее на запад, в пределах Южно-Таманской зоны на простираии вышеназванных гряд и разделяющих их синклинальных впадин в том же широтном направлении вытянута впадина Кизилташского лимана.

Севернее Ахтырского надвига параллельно складкам Азовской зоны развиваются Нижнекубанская синклинальная впадина, еще севернее Курчанская антиклинальная гряда и за ней синклинальная впадина Курчанского лимана. Восточнее на продолжении Курчанской гряды при анализе цифровых моделей рельефа нами обнаружена короткая безымянная гряда, названная Коржевской по наименованию ближайшего поселка.

Мы проследили продолжения описанных складчатых морфоструктур к западу от Анапско-Джигинской поперечной зоны в пределах Таманского полуострова. Все эти морфоструктуры устроены здесь аналогично Азовской зоне, однако их тип противоположен по разные стороны от

Анапско-Джигинской зоны. Так, на простираии Нижнекубанской синклинальной впадины протягиваются центральные антиклинальные гряды Тамани — Дубовый рынок, Камышеватая. На продолжении Курчанской гряды расположена синклинальная впадина Ахтанизовского лимана, а Курчанскую синклинальную впадину продолжает Голубицкая антиклинальная гряда. Эта особенность будет рассмотрена при обсуждении результатов.

Брахiantiклинальная складчатость развита во всей Азовской антиклинальной зоне и на Тамани, однако проявляется по-разному. Данные бурения показывают, что восточнее Горячего Ключа складки деформируют слои палеогеновых осадков и не выражены в вышележащих толщах. Западнее, в районе Крымска складки деформируют уже поверхностные неогеновые толщи, а на крайнем западе Азовской зоны и на Тамани — плиоцен—

четвертичные [2]. Морские осадки куяльницкого—карангатского возраста формируют крылья большинства антиклиналей Тамани и запада Азовской зоны [2, 11, 21], чем подтверждается современный рост антиклинальных гряд. На основании размаха высотного положения четвертичных отложений средняя амплитуда четвертичных складчатых деформаций Тамани может быть оценена в 150—200 м, а скорости поднятия антиклинальных возвышенностей и прогибания синклинальных впадин в 0.5 мм/год [48].

Таким образом, Азовская зона обнаруживает наибольшую схожесть с Таманской областью в строении складчатых морфоструктур — здесь развит прямой складчатый рельеф молодых антиклинальных гряд и синклинальных впадин. Возраст складчатости при этом омолаживается в западном направлении. Очевидная схожесть плановой конфигурации, морфологии, внутреннего строения и возраста гряд к западу и востоку от Анапско-Джигинской поперечной зоны свидетельствует о единстве происхождения Кавказских и Таманских складчатых структур. При этом следует отметить, что режим их развития различается к западу и к востоку от поперечной зоны.

Псебепский антиклинорий (далее Псебепская зона), сложенный меловыми осадками, состоит из двух параллельных рядов складок, разорванных Псебепским и Безепским соскладчатыми взбросо-надвигами [22, 26]. Данные разрывы Л.М. Расцветаев [44] считает субвертикальными с элементами сдвига и правосдвиговой компонентой. Каждая их разломных структур представлена серией нарушений разной амплитуды и, вероятно, разного возраста. Наибольшую амплитуду смещения имеет внутренний, южный разлом, выводящий на поверхность нижнемеловые отложения. Северная ветвь, внешняя по отношению к оси орогена, проявляется на поверхности преимущественно складчато-флексурными деформациями миоценовых отложений и, вероятно, является более молодой. Вдоль фронта Псебепского надвига простираются невысокие, сильно эродированные, короткие антиклинальные гряды — Южно-Крымская, Гладковская, Даманская, Верхне-Чекупская.

Безепская взбросо-надвиговая система, ограничивающая осевую Псебепскую структурную зону с юга, имеет более крутое падение, но на меридиане пос. Абрау проявляет юго-западную вергентность [26]. Отметим, что юго-восточнее полуострова Абрау происходит перестройка структурного плана орогена, в процессе которой осевое поднятие смещается на юг в сторону моря, Безепский разлом становится субвертикальным с незначительно поднятым южным крылом, взброшенным на палеогеновые отложения северного макросклона горной системы (рис. 3).

Безепская зона разломов также представлена двумя ветвями, из которых большей по амплитуде является северная, выводящая на поверхность

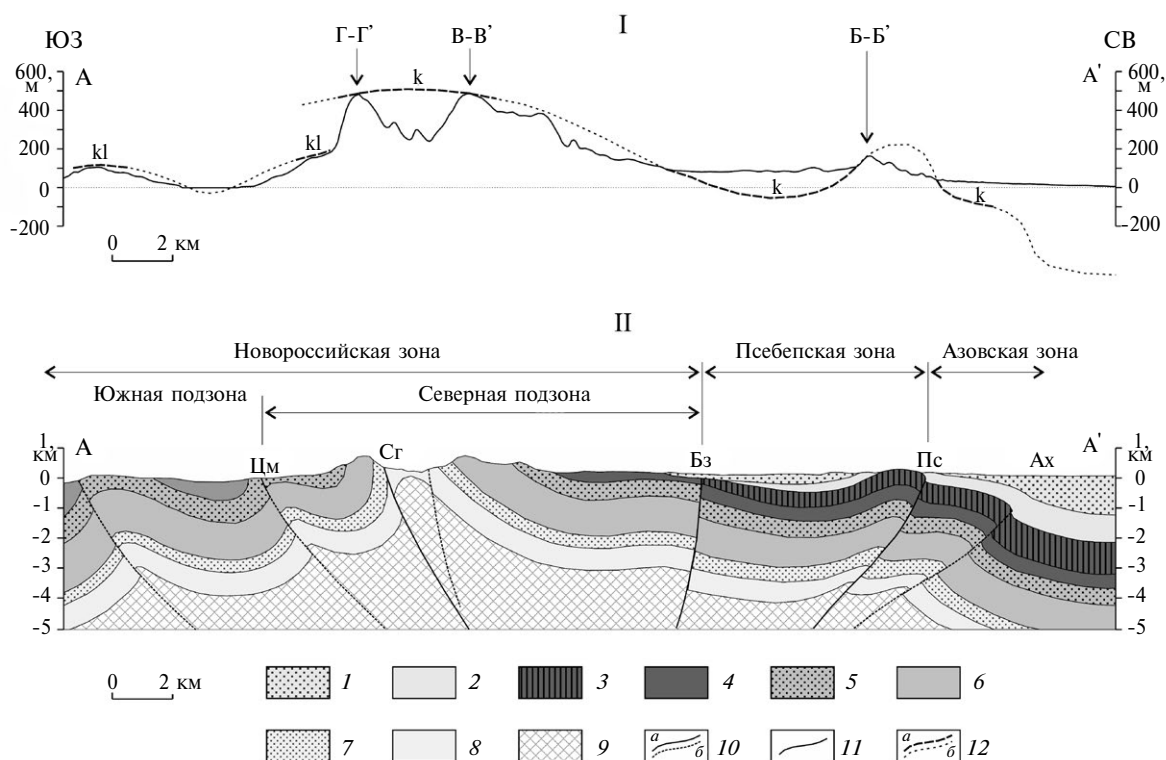


Рис. 3. Поперечный геолого-геоморфологический профиль по линии Южный–Крымск–Новороссийск–Абрау.

I – геоморфологический профиль по линии А–А'; II – геологический профиль по линии А–А'.

Обозначены (стрелки) точки пересечения с продольными геолого-геоморфологическими профилями. Надвиги: Ахтырский – Ах, Псебепский – Пс, Безепский – Бз, Семигорский – Сг, Цемесский – Цм.

1 – плиоцен; 2 – миоцен; 3 – палеоген; 4–7 – верхний мел: 4 – маастрихтский-датский ярусы; 5 – сантонский-кампанский ярусы; 6 – туронский-коньякский ярусы; 7 – сеноманский ярус; 8–9 – нижний мел: 8 – аптский-альбский ярусы; 9 – барремский ярус и более древние отложения; 10 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; на геоморфологическом профиле: 11 – профиль рельефа вдоль линии разреза; 12 – поверхности выравнивания, коррелятные отложения киммерийского яруса (к), куяльницкого яруса (kl): а – установленные, б – предполагаемые

породы нижнего мела осевой части Псебепской зоны. Вдоль южной ветви развиты Шумайская, Первомайская, Безепская, Верхне-Адагумская антиклинали. Осевые части антиклиналей размыты и в рельефе им отвечают продольные участки долин верховий Гостагайки, Шумайки, Псебепса. На фоне этих гряд контрастно возвышаются короткие низкорослые хребты, отвечающие осям или крыльям синклиналей с высшей точкой Красная Горка (464 м). В верховьях Гостагайки и Шумайки данные морфоструктуры резко выклиниваются, и далее к западу зона Псебепского антиклинория представляет собой обширную структурно-литологическую депрессию со станицей Гостагаевская в центре, названную нами Гостагаевской пластово-денудационной равниной.

Западнее, на территории Таманского полуострова, приблизительно на простирации Псебепской зоны широтно протягивается Благовещенская антиклинальная гряда. Она разграничивает синклинальные впадины Кизилташского и Витязевского

лиманов. Об их активном современном прогибании свидетельствуют погруженные на глубину до 45–110 м верхнечаудинские и карангатские прибрежно-морские отложения [2, 11].

Структуры Новороссийского синклинория (Новороссийская зона) занимают осевую зону горного сооружения и зону южного склона. Они сложены меловыми терригенно-карбонатными отложениями, верхняя часть разреза которых является бронирующим литологическим комплексом. На большей части этой территории, аналогично восточной части Псебепской зоны, преобладает инверсионный складчатый рельеф синклинальных хребтов и антиклинальных впадин. Новороссийская зона разделена Цемесским надвигом на две подзоны – северную и южную.

В пределах северной подзоны доминирует протяженный (более 100 км) Коцеухурский инверсионный хребет (г. Еременкова, выс. 635 м), соответствующий Тхабской синклинали [1]. Она выполнена преимущественно карбонатными отло-

жениями серии Маркотх (чередование известняков, песчаников и мергелей) мощностью более 3 км, являющейся локальным бронирующим литологическим комплексом. В поперечном сечении хребет имеет профиль мульды, наклоненной на северо-восток, ограниченной моноклиральными гребнями.

Ближе к берегу моря протягивается Маркотхский хребет (г. Совхозная, выс. 718 м) соответствующий одноименной синклинали. Эта крупная складка также выполнена флишевыми бронирующими породами одноименной серии. Синклиналь ограничена двумя взбросами (Семигорским и Цемесским), благодаря чему развивается как клин выжимания. Цемесский взброс осложняет Гайдукскую антиклиналь, впадина которой занята северной частью Цемесской бухты.

Процесс формирования инверсионного рельефа привел к тому, что Коцехурский и Маркотхский хребты имеют аструктурные склоны и преимущественно синклинальное строение. В отличие от морфоструктур Тамани и Азовской зоны, эти хребты развивались в условиях более мощного латерального сжатия, что обусловило их большие абсолютные и относительные высоты.

В западном направлении в районе поселков Натухаевская и Семигорский хребты Коцехурский и Маркотхский резко погружаются до высот 100–200 м. Разделявшие их Семигорская и Гайдукская антиклинали западнее этих поселков выражены в рельефе невысокими (200–300 м) дугообразными грядами, отвечающими бронирующим слоям палеоген-неогеновых карбонатных отложений на их крыльях. К ним оказываются приурочены локальные водоразделы, в результате чего соотношение складчатой структуры и рельефа приобретает отчасти прямой характер. Еще западнее складки Новороссийского синклинория разворачиваются широтно и подходят вплотную ко впадине Витязевского лимана, вытянутой в том же направлении, на запад.

К южной подзоне Новороссийской зоны относятся структуры полуострова Абрау, среди них — Раевская синклиналь и Семисамская антиклиналь. Южнее низкого Семисамского антиклинального хребта возвышается моноклиальный хребет Навагир, в котором расположена высшая точка полуострова г. Орел (выс. 548 м). Данные складчатые морфоструктуры, аналогично хребтам и впадинам Псебепской зоны, дугообразно изогнуты. Юго-восточные части складчатых морфоструктур простираются в субкавказском направлении, их северо-западные окончания разворачиваются широтно, параллельно складчатым структурам Тамани, и продолжаются на запад во впадину Черного моря.

Структурно-формационный и морфотектонический анализ региона подтвердил структурное единство Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области, где по данным бурения под толщей майкопской серии выявлены структуры Псебепского антиклинория и Новороссийского синклинория [36]. Новейшая структура региона пред-

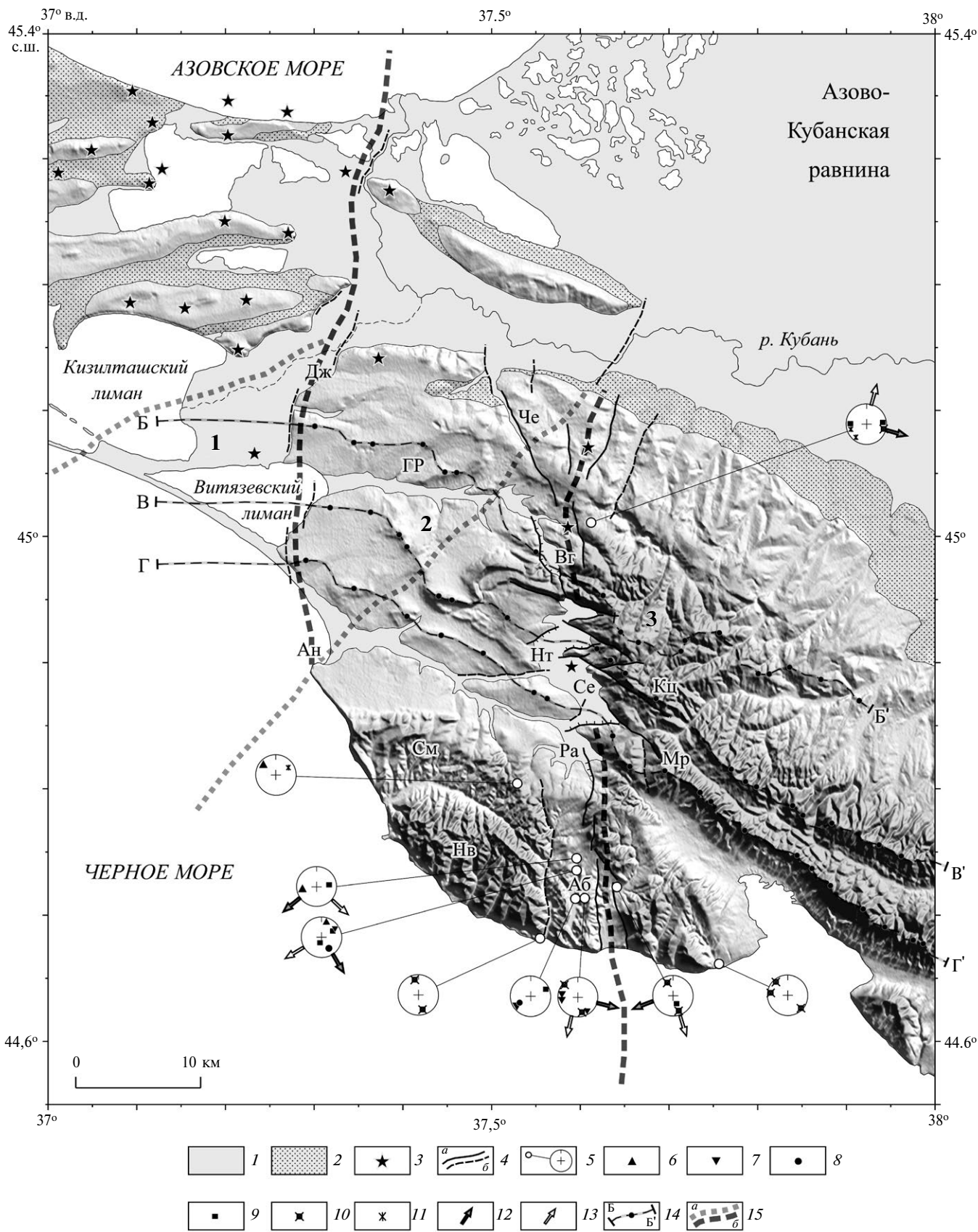
ставлена единой системой параллельных складок, протягивающихся с территории Северо-Западного Кавказа в пределы Таманского полуострова. Наибольшее сходство в строении и возрасте деформируемых отложений обнаруживают морфоструктуры Азовской зоны и Тамани. Все исследованные нами складчатые структуры испытывают разворот своих осей от субкавказского направления к широтному. Они отражают разные стадии единого процесса эволюции складчатого рельефа, последовательно сменяющие друг друга в новейшем горообразовании.

ПОПЕРЕЧНАЯ СЕГМЕНТАЦИЯ РЕГИОНА

Все линейные морфоструктуры горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа отчетливо прослеживаются на запад до меридиана Анапы и далее разворачиваются на сторону Керченско-Таманской области. Однако высоты осевых зон орогена (Псебепской зоны и северной подзоны Новороссийской зоны) резко снижаются на меридиане пос. Абрау (рис. 4). Западнее морфоструктуры не поднимаются выше 300 м, так что между меридианами пос. Абрау и г. Анапа простирается холмистая Гостагаевская равнина. Это погружение горно-складчатого сооружения отчетливо коррелируется с увеличением мощности плиоцен—четвертичных отложений.

Проведенный структурно-формационный анализ не выявил проявлений Анапской флексуры в деформациях плиоцен—четвертичных отложений. Морфоструктурные данные также показывают, что поверхность Гостагаевской равнины в обоих крыльях зоны имеет одинаковые высоты. Относительные поднятия до 300 м краевых частей Семигорской и Гайдукской антиклиналей обусловлены бронирующими свойствами слагающих пород, и не являются надежными признаками их новейшего складчатого или блокового воздымания. В зоне Кизилташского разлома также не обнаружено его проявлений в рельефе и деформаций плиоцен—четвертичных отложений. Оба этих нарушения выражены только на доплиоценовых структурных этажах и не могут считаться структурными границами Северо-Западного Кавказа активными на плиоцен—четвертичном этапе.

В отличие от них Анапско-Джигинская поперечная зона проявляет себя и в рельефе, и в молодых отложениях. Она отчетливо выражена резким меридиональным ограничением Гостагаевской равнины по линии Анапа—Джигинка, сменяющейся здесь низменностью Тамани, расположенной на высотах первых метров от уровня моря и занятой лиманами. Амплитуду деформации раннеплейстоценовой поверхности выравнивания здесь можно оценить в 150–200 м. Однако увеличение суммарной мощности плиоцен—четвертичных отложений в ее опущенном Таманском крыле в сравнении с Гостагаевским оценивается в 600 м (рис. 5). Построение продольных структурно-гео-



морфологических профилей позволило выявить два разлома сбросового типа, по которым происходят смещения в Анапско-Джигинской зоне. Ступень между разломами покрыта маломощной толщей морских отложений куяльника. По мощностям коррелятивных отложений наблюдается затухание активности зоны в куяльническое и четвертичное время в сравнении с киммерийским. Согласно сводному разрезу региона (см. рис. 2) за постмайкопское время амплитуды погружения Керченско-Таманского прогиба оценены в 1600–1700 м. На доплиоценовом этапе структурами восточного ограничения Керченско-Таманского прогиба, обусловившими эти смещения, считаются как Анапско-Джигинская зона [37], так и зона Кизилташского разлома [9].

В 20–25 км восточнее Анапско-Джигинской зоны на меридиане поселка Абрау авторами установлены признаки еще одного масштабного поперечного нарушения, кинематический тип и геотектоническое значение которого до сих пор не были оценены. Здесь меридионально, т.е. диагонально к линейным морфоструктурам орогена, расположена зона деформаций, обозначенная нами как Абрауская поперечная зона по названию поселка Абрау в ее южной части (см. рис. 4).

Ранее зона разрывов, протягивающаяся на север от названного поселка, описывалась лишь фрагментарно. Структурные элементы данной зоны были отражены на схемах морфотектонического районирования Северо-Западного Кавказа, но не рассматривались в качестве целостной зоны деформаций, ограничивающей горное сооружение, и не выводились за его пределы [16, 21, 25, 29]. Абрауская зона как единая система нарушений отсутствует на детальных геологических картах [7, 8], что можно объяснить слабой обнаженностью структурно-литологических комплексов региона. Проведенные нами исследования позволили охарактеризовать данную зону в качестве целостной региональной структуры и показать ее значение как важнейшей границы, отделяющей горно-складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа от равнинной Керченско-Таманской области, только начавшей вовлекаться в складчатость.

К востоку от Абрауской зоны горное сооружение имеет низкогорные высоты, поднимаясь на Коцехурском и Маркотхском хребтах до 600–700 м (г. Совхозная, 718 м). Западнее Абрауской зоны высота хребтов резко снижается, так что ни одна морфоструктура складчатого сооружения не превышает 300 метров. Исключение составляет полуостров Абрау, где хребет Навагир поднимается до высот более 500 м (г. Орел, 548 м) и является единственной низкогорной морфоструктурой западного крыла Абрауской зоны.

Абрауская поперечная зона имеет ширину 2–3 километра и выражена цепочкой грабенообразных впадин – Абрауской, Раевской, Семигорской и Натухаевской, отчетливо дешифрирующихся на материалах дистанционного зондирования. Впадины имеют угловатую, местами ромбическую форму и контрастно погружены до абсолютных высот 100–200 м на фоне поднятий Коцехурского, Маркотхского, Семисамского и Навагирского хребтов. В отличие от окружающих поднятий, впадины выполнены четвертичными озерными осадками мощностью до 20 м, наложенными на резко опущенные плиоценовые поверхности выравнивания и, возможно, коррелятивные данным поверхностям морские осадки. Данный факт свидетельствует о четвертичных локальных опусканиях блоков внутри Абрауской зоны. На линии Абрауской зоны севернее выделяется Верхнегостагаевская впадина, еще далее на север, по-видимому, вследствие виргации составляющих зону нарушений, к ней приурочена серия расходящихся, но поперечных к орогену, спрямленных долин рек Чекупс, Шуха и Псебепс (см. рис. 4). В районе замыкания Курчанской антиклинали, на простирании восточной ветви зоны происходит резкое изменение характера долины реки Кубань с крупным изгибом ее русла. Кроме того, продолжение Абрауской зоны дальше на север совпадает со спрямленным меридиональным участком берега Темрюкского залива.

Восточнее Абрауской поперечной зоны на водораздельных поверхностях Коцехурского, Маркотхского и других хребтов широко распространены останцы поверхностей выравнивания, возраст которых оценивается в диапазоне от сармата до ким-

Рис. 4. Структурно-геоморфологическая карта поперечной сегментации зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области (по данным [33], с изменениями и дополнениями).

Поперечные сегменты: 1 – Таманский, 2 – Гостагаевский, 3 – Коцехурский (ороген Северо-Западного Кавказа). Равнина: Гостагаевская равнина – ГР. Хребты: Коцехурский – Кц, Маркотхский – Мр, Семисамский – См, Навагирский – Нв. Впадины: Раевская – Ра, Семигорская – Се, Натухаевская – Нт, Верхнегостагаевская – Вг. 1–2 – области распространения плиоцен–четвертичных отложений: 1 – голоценовых, 2 – верхнеплейстоценовых; 3 – грязевые вулканы; 4 – новейшие разрывные нарушения, входящие в поперечные зоны: а – главные, б – второстепенные; 5 – точки наблюдения за замерами тектонической трещиноватости и круговые диаграммы по данным замеров; 6–11 – полюса систем тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 6 – правые сдвиги, 7 – левые сдвиги, 8 – взбросы, 9 – сбросы, 10 – отрывы, 11 – жилы; 12–13 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 12 – минимальных (растяжение), 13 – промежуточных; 14 – линии продольных геолого-геоморфологических профилей, точками обозначены вершинные останцы поверхностей выравнивания, опорные точки для построения профилей; 15 – поперечные зоны: а – выраженные в доплиоценовых отложениях, б – выраженные деформациями плиоцен–четвертичных поверхностей выравнивания

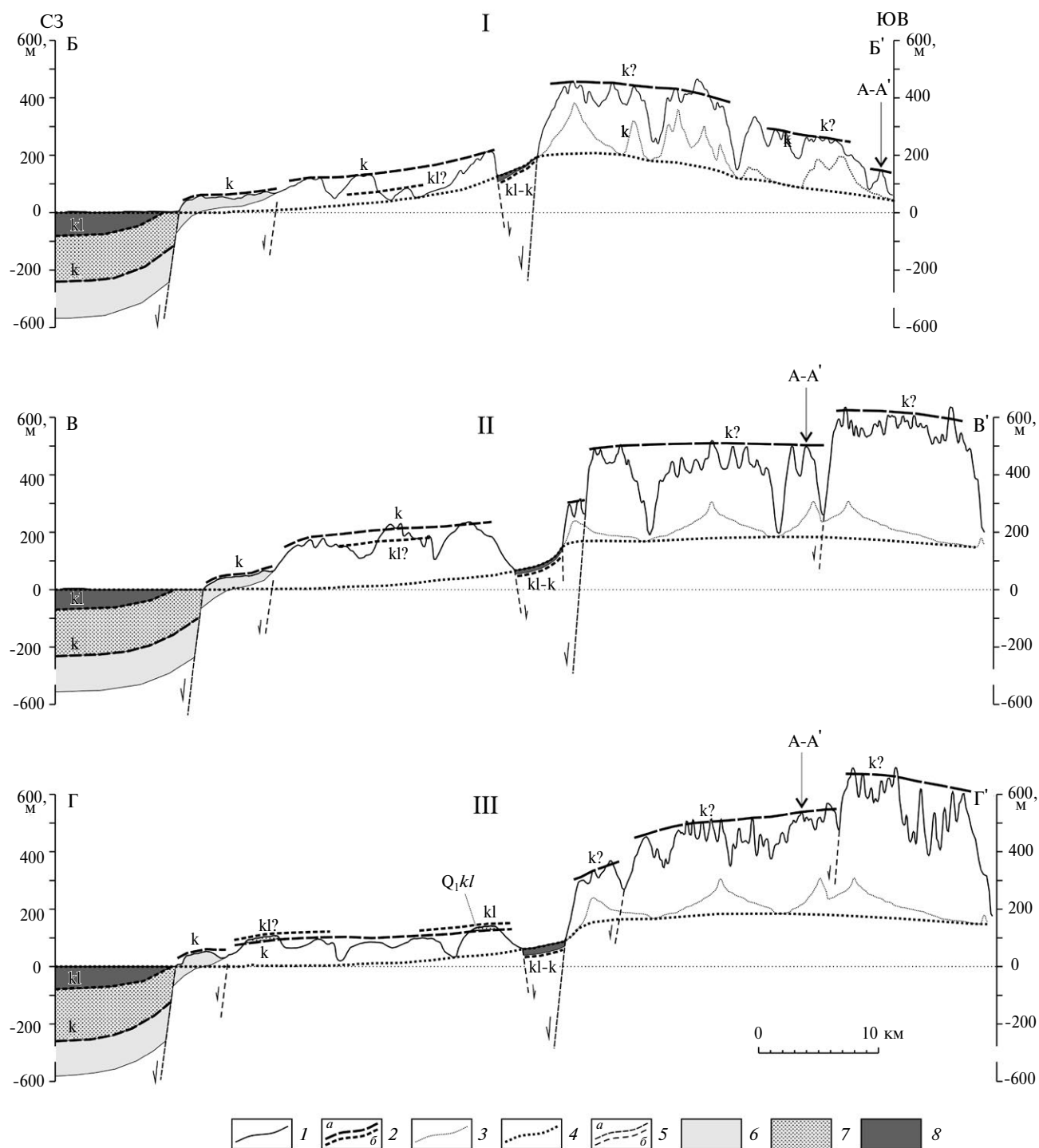


Рис. 5. Продольные геолого-геоморфологические профили зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области.

I – геолого-геоморфологический профиль по линии Б-Б'; II – геолого-геоморфологический профиль по линии В-В'; III – геолого-геоморфологический профиль по линии Г-Г'.

1 – водораздельный гипсометрический профиль; 2 – поверхности выравнивания и кровли корелятных отложений ярусов: а – киммерийского (k), б – куяльницкого (kl); 3 – гипсометрический профиль по тальвегам смежных продольных долин; 4 – уровень максимального вреза, отвечающий локальному базису эрозии; 5 – поперечные разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные; 6 – киммерийский ярус; 7 – куяльницкий ярус; 8 – средне-верхнечетвертичные отложения

мерия [11, 21]. Западнее отмечаются морские отложения киммерия и срезающие их более молодые поверхности и коррелятные им отложения (рис. 5). Этот факт говорит в пользу более продолжительного развития горного сооружения в восточном крыле зоны вероятно еще с миоцена, тогда как в пределах ее западного крыла рельефообразование началось лишь в плиоцен–четвертичное время. Суммарная амплитуда вертикальных деформаций вершинных поверхностей горного сооружения в Абрауской зоне оценивается в 500–600 метров. При этом проявлений горизонтального изгиба осей линейных морфоструктур, аналогичных описанным в правосдвиговых Туапсинской или Пшехско-Адлерской поперечных зонах [48], нами выявлено здесь не было. Весь комплекс приведенных выше морфотектонических данных указывает на сбросо-раздвиговой характер Абрауской зоны.

Проведенные нами полевые тектонофизические исследования геологических индикаторов тектонических напряжений (зеркал скольжения, трещин отрыва, минерализованных жил, стилолитов) [17, 18] показали, что для района характерно преобладание северо-восточного направления максимального сжатия, ось девиаторного растяжения ориентирована в северо-западном направлении (по азимуту С–З 320°). Анализ данных, полученных непосредственно в пределах Абрауской зоны, позволил выявить особенности распределения тектонической трещиноватости и оценить закономерности ориентировок осей главных напряжений (см. рис. 4). Непосредственно в Абрауской зоне четко фиксируются сбросово-отрывные трещинные парагенезы, и ось максимального сжатия ориентирована субвертикально, что отражает обстановку горизонтального растяжения. Системы отрывов и жил с повышенными мощностями минерального выполнения здесь максимально выражены и имеют меридиональное простирание. К западу от Абрауской зоны, в пределах Семисамской антиклинали, зафиксированы крупные системы сбросов северо-восточного простирания (азимут падения 320° угол 70–80°) и отрывов (азимут падения 320° угол 80°). К востоку от зоны, вблизи поселка Мысхако, отрывные и сбросовые системы также имеют северо-восточное простирание. По присутствию зеркал скольжения со сдвиговой штриховкой с учетом ориентации Абрауской зоны относительно оси регионального сжатия мы не исключаем, помимо сбросо-раздвиговой, присутствие правосдвиговой компоненты перемещения. В целом эти результаты отражают изменение напряженного состояния вдоль складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа от режимов горизонтального сжатия и сдвига в Новороссийском сегменте к сложному характеру распределения участков горизонтального сжатия и растяжения в пределах полуострова Абрау.

Абрауская зона выделяется также по ряду других геоморфологических признаков. Так, к западу от нее преобладает прямой складчатый рельеф мо-

лодых антиклинальных поднятий и синклинальных впадин (см. рис. 1). Восточнее 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. Преобладание инверсионного складчатого рельефа к востоку от Абрауской зоны свидетельствует о более длительном развитии Северо-Западного Кавказа как орогенного поднятия в ее восточном крыле [6, 34, 48].

Исследование подводных каньонов на склоне Черноморской впадины (рис. 6) [47] показывает, что особенности их распределения и ориентации могут быть обусловлены рассматриваемыми здесь тектоническими факторами. К востоку от полуострова Абрау каньоны имеют перпендикулярное к берегу юго-западное простирание. В районе полуострова все они резко разворачиваются в южном и даже юго-восточном направлении, параллельном обрывистому береговому уступу, образованному Утришским сбросом [22, 27]. Место наиболее резкого разворота и максимального сгущения линий тальвегов каньонов совпадает с линией Абрауской зоны, что может свидетельствовать о ее современной тектонической активности.

Абрауская зона проявляется также и в распределении сейсмических очагов. Современная сейсмическая активность отмечается на всем простирании зоны от континентального склона Черноморской впадины до Темрюкского залива Азовского моря. Однако область максимальной сейсмичности приурочена именно к западному крылу Абрауской зоны — Гостагаевской равнине и вытянута вдоль ее простирания (см. рис. 6). Для Абрауской зоны характерны и признаки палеосейсмичности. На юге, в зоне Абраудюрсинского грабена расположено озеро Абрау, возникновение которого связывают с сейсмообвалом [23]. Интенсивной сеймотектонической переработке также подверглась зона восточного обрамления Абраудюрсинской впадины [23, 27].

Распределение очагов грязевого вулканизма также может выступать дополнительным критерием выделения Анапско-Джигинской и Абрауской поперечных зон. Наиболее восточные грязевые вулканы региона Семигорский, Гостагаевский, Шуго [33], расположены строго на линии Абрауской зоны. Аналогично, в пределах Анапско-Джигинской зоны расположены вулканы Разнокольский и Гора Гнилая (см. рис. 4). Западнее Анапско-Джигинской зоны, на Тамани, грязевулканическая активность распространена весьма широко, в то время как восточнее Абрауской зоны она резко снижается. Это связано с отсутствием в поднятом восточном крыле зоны глинистых пород майкопской серии, которая там либо не накапливалась, либо была размыта. Концентрация вулканов в пределах крупных зон поперечных деформаций обусловлена большей флюидной проницаемостью последних.

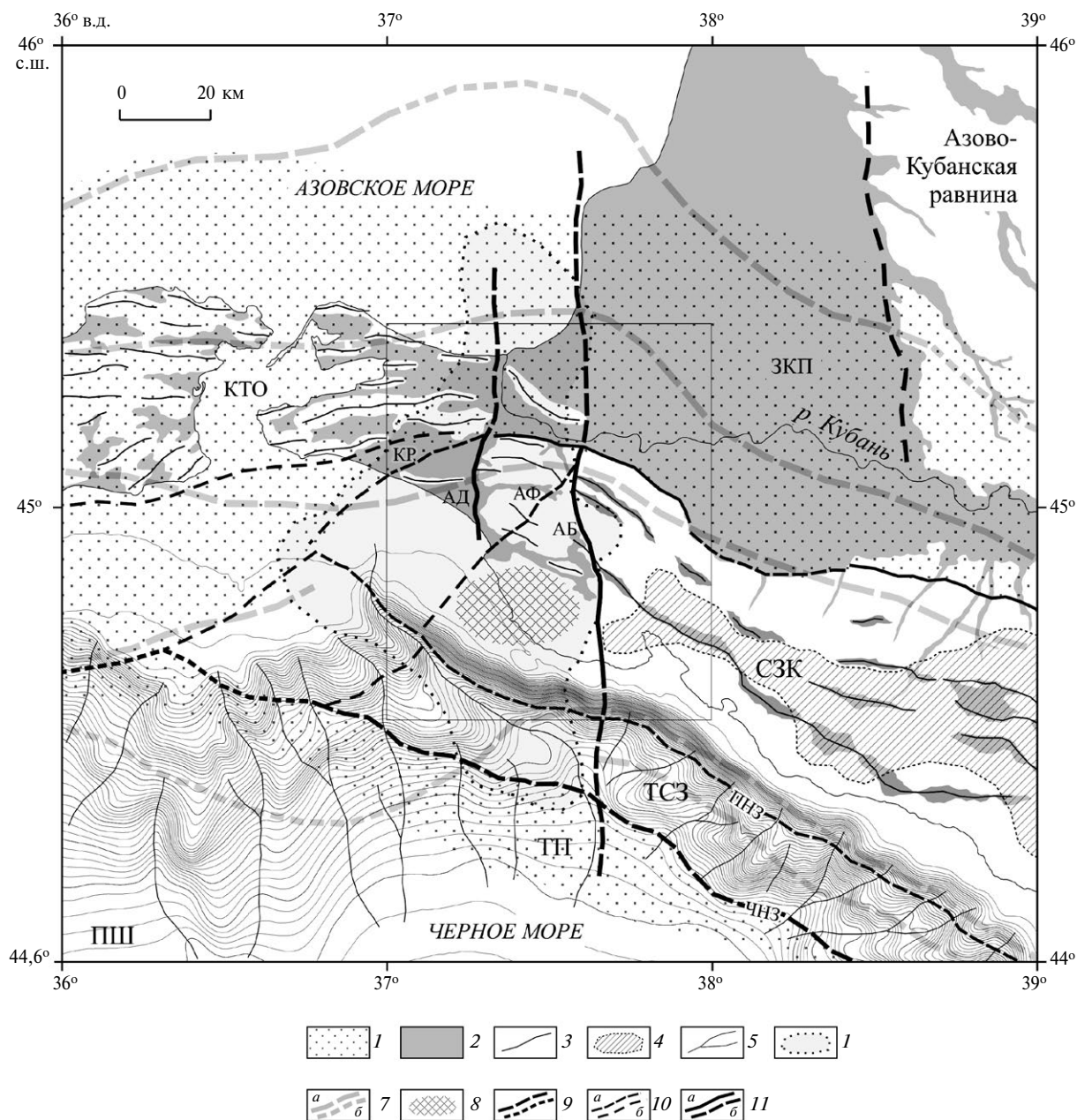


Рис. 6. Сводная региональная структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области.

Обозначены: Западно-Кубанский прогиб – ЗКП, Северо-Западный Кавказ – СЗК, Керченско-Таманская область – КТО, Туапсинская складчатая зона – ТСЗ, Туапсинский прогиб – ТП, Поднятие Шатского – ПШ, Анапско-Джигинская поперечная зона – АД, Ахтырский надвиг – АФ, Кизилташский разлом – КР, Анапская флексурная зона – АФ.

1 – передовые и периклинальные прогибы; 2 – области распространения четвертичных отложений, отвечающие низменностям в Керченско-Таманской области и межгорным впадинам в пределах Северо-Западного Кавказа; 3 – оси антиклиналей; 4 – область распространения неоген-четвертичных поверхностей выравнивания; 5 – подводные каньоны на континентальном склоне Черноморской впадины; 6 – область повышенной сейсмической активности; 7 – оси линейных гравитационных аномалий Буге и в свободном воздухе: а – сильные, б – средней амплитуды; 8 – локальная гравитационная изостатическая аномалия; 9 – трансрегиональные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – региональные разломы, заложенные на доплиоценовом этапе развития региона: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – зоны поперечных деформаций, активизированных на плиоцен–четвертичном этапе развития региона

Анапско-Джигинская и Абрауская поперечные зоны обнаруживают свойства крупных поперечных конседиментационных глубинных разломов сбросового или сбросо-раздвигового типа с яркими проявлениями новейшей активности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные данные подтверждают структурно-геоморфологическое единство Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области. Оно выражается в общности складчатой структуры и согласной переориентировке всех складок и соскладчатых разломов в данной пограничной зоне с северо-западного кавказского на широтное таманское направление. Эти данные согласуются с конфигурацией гравитационных аномалий, подтверждающей структурное единство складчатого сооружения [41]. Главная линейная аномалия прослеживается вдоль него на всем протяжении (см. рис. 6). Вместе с тем, при пересечении с Абрауской зоной простирации аномалии меняется — от кавказского к востоку от зоны (в пределах Северо-Западного Кавказа), до широтного к западу от нее (в пределах Керченско-Таманской области), что выявляет глубинный характер Абрауской зоны и придает ей трансрегиональную значимость.

Абрауская зона на плиоцен—четвертичном этапе проявилась как высокоамплитудный сбросо-раздвиг, она является главным западным ограничением горного сооружения Большого Кавказа. Анапско-Джигинская поперечная зона является конседиментационной структурой сбросового типа и ограничивает предгорную Гостагаевскую равнину. Ее плиоцен—четвертичная рельефообразующая активность менее существенна в сравнении с активностью Абрауской зоны. Данные зоны имеют меридиональное простираие и выражены в рельефе уступами 500—600 м и 100—200 м, соответственно, за счет чего зона сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области имеет ступенчатое строение и диффузный характер. При этом обе зоны растяжения диагонально пересекают сформированные на предыдущем этапе структурные границы Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области — Анапскую флексуру и Кизилташский разлом, имевшие также сбросовый характер.

Значимых сдвиговых деформаций в Абрауской зоне выявлено не было. Оси линейных складчатых структур при пересечении зоны не изгибаются. Несущественные левосторонние смещения береговой линии полуострова Абрау западнее Абраудюрсинского грабена, а также оси Водораздельного хребта между Натухаевской и Верхнегостагаевской впадинами, носят локальный характер и вступают в противоречие с приведенными выше тектонофизическими данными о компоненте правого сдвига в Абрауской зоне. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Установлено, что разворот осей складчатых морфоструктур происходит преимущественно в пределах Гостагаевской равнины между Абрауской и Анапско-Джигинской зонами таким образом, что к последней складки подходят уже широтно. Широтное направление выдерживается и в западном крыле зоны, однако ни одна локальная складчатая структура не пересекает Анапско-Джигинскую зону не прерываясь. Описанные выше несоответствия осей складчатых структур западного и восточного крыльев Анапско-Джигинской зоны позволяют предположить, что антиклинальные гряды Тамани—Дубовый рынок, Камышеватая являются широтным продолжением гряды Разнокол, входящей в Азовскую зону (см. рис. 1, см. рис. 4). Нижнекубанская синклиналичная впадина в этом случае соотносится со впадиной Ахтанизовского лимана, Курчанская антиклинальная гряда продолжается Голубицкой грядой. Соотношения такого рода позволяют допустить сдвиговую деформацию амплитудой 6—8 км, что согласуется с данными, описывающими Анапско-Джигинскую зону как правый сбросо-сдвиг [36].

Однако существует и ряд противоречий этим данным. Во-первых, расположенные восточнее Афипский, Туапсинский сдвиги вызывают смещение продольных складок в виде горизонтальных флексур, без нарушения сплошности осей [48]. В Анапско-Джигинской зоне ни одного подобного изгиба не отмечается. Во-вторых, столь масштабный сдвиг не мог не выразиться в деформации континентального склона Черноморской впадины. Однако на простирации зоны значимых изгибов бровки шельфа не обнаруживается (см. рис. 6). Линейность и непрерывность осей гравитационных аномалий также свидетельствует об отсутствии высокоамплитудных поперечных сдвиговых деформаций в Анапско-Джигинской зоне.

Амплитудных правосдвиговых смещений по линиям основных продольных разломов региона [24], а также содвигов [45] выявлено не было. В условиях содвига латеральное выжимание материала вызывает на периклинали горной системы обстановку продольного сжатия. В районе наших исследований, напротив, характерна обстановка продольного растяжения, проявлениями которого являются масштабные поперечные Абрауская и Анапско-Джигинская сбросо-раздвиговые зоны. Прямолинейный характер этих меридиональных зон свидетельствует об отсутствии высокоамплитудных продольных правых сдвигов. Активность продольных сдвигов и содвигов могла проявляться на более ранних этапах орогенеза и снизиться в плиоцен—четвертичное время.

Возраст складчатых структур

Результаты бурения Западно-Кубанского прогиба указывают на последовательное омоложение складчатых структур от Кавказа в сторону Крыма [2]. Процесс вовлечения осадков прогиба

в складчатость Северо-Западного Кавказа, последовательно распространялся в течение палеогена и неогена с востока на запад. В плиоцен—квартере складчатость охватила также территорию Таманского и Керченского полуостровов, сформировав их современную морфоструктуру.

Начальная стадия складчатого орогенеза представлена на Тамани. Современное конседиментационное и конденудационное складкообразование, сопровождающееся грязевым вулканизмом, является первым звеном в эволюции складчатого рельефа молодых орогенов [6, 34, 48]. На этой стадии заложение первичной гидросети происходит именно в пределах осушенных антиклинальных поднятий. В то же время в синклинальных впадинах, занятых лиманами, происходит накопление больших мощностей пород на фоне размытия разновозрастных, но менее мощных пластов в осевых зонах антиклинальных возвышенностей. Размыв антиклинальных поднятий под действием попятной эрозии приводит к расширению водосборных бассейнов с сторону впадин, которые оказываются эродированными в меньшей степени. К моменту полного осушения территории антиклинальные области оказываются размытыми настолько, что сближаются по высотному уровню с менее размытыми впадинами, что наблюдается в Азовской зоне, где лиманы уже осушены. В итоге складчато-денудационные синклинальные хребты занимают доминирующее положение в рельефе, принимая на себя роль водоразделов.

Этот комплекс факторов сыграл важную роль в формировании инверсионного складчатого рельефа Северо-Западного Кавказа на дальнейших этапах тектонической эволюции, представленных восточнее Абрауской поперечной зоны. В условиях продолжающегося развития складок активность соскладчатых разломов в сочетании с проскальзыванием на контактах пластичных и компетентных слоев (глина/известняк) придавала дополнительный импульс роста синклинальным массивам и способствовала формированию структур типа клиньев выжимания (Коцехурский, Маркотхский хребты). В сочетании с избирательной денудацией эти процессы создали инверсионный складчатый рельеф, формирование которого описано нами на примере хребта Ачишхо [34]. Преобладание подобного рельефа в восточном крыле Абрауской зоны свидетельствует о большей интенсивности сжатия и длительности орогенного поднятия в его пределах.

Возраст поперечных границ горного сооружения

Прямое контрастное выражение в рельефе свидетельствует о современной активности поперечных границ горного сооружения. Время их заложения можно оценить по возрасту смещаемых ими поверхностей выравнивания и коррелятных отложений. В опущенном западном крыле Анапско-Джигинской зоны на Тамани, где некоторые

складки находятся еще на субаквальной стадии развития, плиоцен—четвертичный возраст прямого складчатого рельефа подтверждается датировкой деформируемых молодых отложений. Рельеф Гостагаевской равнины между Анапско-Джигинской и Абрауской зонами датируется как плиоцен—четвертичный по присутствию на водоразделах (высотой до 300 м) киммерийских и куяльницких абразионных террас и морских отложений с соответствующей фауной [14, 21]. Дискуссионным является возраст горного рельефа краевой части Северо-Западного Кавказа в поднятом крыле Абрауской зоны. Возраст поверхностей выравнивания, срезающих вершины Коцехурского и Маркотхского хребтов (высотой 600—700 м), на основании геоморфологических данных оценивается как миоценовый [11] и, более точно, как сарматский [21]. Однако коррелятные отложения Керченско-Таманского прогиба не содержат грубообломочных слоев в миоцене и раннем плиоцене (см. рис 2). Погрубление происходит только в киммерии и квартере. Разрез коррелятных осадков, несогласно перекрывающих складки Азовской антиклинальной зоны по профилю В—В' (см. рис. 5), также начинается с киммерия. Датирование коррелятных отложений Западно-Кубанского прогиба в долине р. Белой показывает киммерий-четвертичное погрубление молассы [2, 46], хотя эти отложения были принесены с более высокой области. Эти данные позволяют считать возраст поверхностей выравнивания поднятого крыла Абрауской зоны киммерийским.

Перестройка структурного плана зоны сочленения

Перестройка структурного плана зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области в плиоцен—квартере предполагается нами на основании суммы приведенных данных. На доплиоценовом этапе краевая часть Северо-Западного Кавказа, примыкающая с востока к Абрауской зоне, представляла собой средневысотную денудационную равнину, подобную Гостагаевской. Территория же самой Гостагаевской равнины, отделенная Абрауской поперечной зоной, являлась подобием современной Тамани — аккумулятивной низменностью, периодически заливавшейся морем. Керченско-Таманский прогиб западнее Анапско-Джигинской зоны находился еще на аквальной стадии развития.

В плиоцен—квартере интерференция крымского и кавказского полей напряжения втягивает в складкообразование Керченско-Таманский прогиб. Прогиб испытывает инверсию тектонического режима, становясь молодым складчатым сооружением, объединяющим складчато-орогенные структуры Кавказа и Крыма. Мы связываем этот процесс с закрытием северной части Туапсинского прогиба и возникновением коллизионных условий между Скифской плитой и северным выступом Закавказского массива. При этом направление мак-

симального сжатия ориентируется меридионально и приходится на полуостров Абрау, а простирание структур сжатия — широтно, что выражается в переориентировке формирующихся складок (см. рис. 6). Эти данные хорошо объясняют нарушение изостатического равновесия в западной части полуострова Абрау, характерное для геодинамических обстановок активного поддвига [16, 43]. Максимум аномалии изостазии совпадает с наивысшей точкой полуострова — хребтом Навагир, что объясняет не характерное для Абрауской зоны поднятие её западного крыла в пределах полуострова в отличие от более северных участков. При этом моноклиальный хребет Навагир и Семисамский антиклинальный хребет являются молодыми прямыми складчатыми морфоструктурами, характерными для Керченско-Таманской области. Хребты же восточной части полуострова, отделенные Абрауской зоной, имеют признаки более длительного развития: инверсионный рельеф, типичный для Северо-Западного Кавказа и киммерийские поверхности выравнивания на водоразделах. Это означает, что западная часть полуострова Абрау по возрасту формирования рельефа относится к предгорной Гостагаевской равнине и является единственной ее частью, вовлеченной в поднятие Северо-Западного Кавказа и достигшей низкогорных высот.

Направление максимального растяжения в плиоцен—квартере переориентируется широтно, перпендикулярно направлению сжатия, вызывая активизацию расположенных восточнее и западнее полуострова Абрау меридиональных структур растяжения — Абрауской и Анапско-Джигинской поперечных зон. При этом активизация последней видимо происходит в киммерии, а в куяльницкое время и позднее снижается. Поднятия Северо-Западного Кавказа к востоку от Абрауской зоны в четвертичное время усиливаются, в сравнении с ее западным крылом, где они концентрируются лишь в южной части — зоне максимального сжатия и проявления Абрауской гравитационно-изостатической аномалии. На этом фоне усиливается и растяжение внутри Абрауской поперечной зоны, что приводит к формированию контрастных грабенообразных впадин (см. рис. 4, см. рис. 5).

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования и анализ полученных данных позволили нам сделать следующие выводы:

1. Складчатые сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области едины и развиваются в общей обстановке сжатия на границе Скифской плиты со структурами Черноморской впадины, последовательно омолаживаясь с востока на запад. Единство их выражается в общности складчатой структуры и согласной переориентировке осей структур сжатия, а также

гравитационных аномалий в данной пограничной зоне с северо-западного на широтное простирание.

2. Зона сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области имеет ступенчатое строение и диффузный характер. В ее состав входят две меридиональные структуры растяжения, прямо выраженные уступами в современном рельефе:

- Абрауская зона — главное западное ограничение горного сооружения Большого Кавказа, проявившееся на плиоцен—четвертичном этапе, как контрастный сбросо-раздвиг с вертикальной амплитудой 500—600 м;

- Анапско-Джигинская зона, — конседиментационный сброс с суммарной амплитудой более 1 км, проявившийся более контрастно на докиммерийском (доорогенном) этапе развития.

Четвертичная рельефообразующая активность данной зоны, ограничивающей предгорную Гостагаевскую равнину, составляет 100—200 м.

3. Предполагается плиоцен—четвертичная перестройка структурного плана зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области, которая связывается с закрытием северной части Туапсинского прогиба в результате поддвига северного выступа Закавказского массива под Скифскую плиту и возникновения коллизионных условий между ними. Направление сжатия при этом ориентируется меридионально, что выражается в переориентировке формирующихся складчатых структур. При этом зона концентрации максимальных сжимающих напряжений приходится на полуостров Абрау, чем объясняется его аномальное поднятие. Направление растяжения в плиоцен—квартере переориентируется широтно, вызывая активизацию расположенных восточнее и западнее полуострова Абрау меридиональных сбросо-раздвиговых Абрауской и Анапско-Джигинской поперечных зон. Активизация последней, видимо, происходит в киммерии, а в куяльницкое время и позднее снижается. Поднятия Северо-Западного Кавказа к востоку от Абрауской зоны в четвертичное время усиливаются. На этом фоне происходит растяжение, приводящее к формированию контрастных грабенообразных впадин внутри зоны. Исследованные зоны растяжения диагонально пересекают древние структурные границы Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области — Анапскую флексуру и Кизилташский разлом, сформированные на доплиоценовом этапе и имевшие сбросовый характер.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность проф. В.Г. Трифонову (ГИН РАН) и д.ф.-м.н. С.Ю. Соколову (ГИН РАН) за ценные комментарии.

Финансирование. Дешифрирование дистанционных материалов выполнено в рамках государственной темы № АААА-А17-1170306107-3. Исследование строения Абрауской поперечной зоны проведено по гранту РФФИ № 17-05-00727. Обработка и обобщение полученных данных вы-

полнены в 2018 г. по гранту РНФ № 17-17-01073. Работа в части тектонофизических исследований выполнялась в рамках госзадания ИФЗ РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексин А.Г., Шарданов А.Н., Юдин Г.Т., Дьяконов А.И., Аладатов Г.М., Буряк В.Н., Горлов С.И., Коротков Б.С., Любофеев В.Н., Никифоров Б.М., Пекло В.П., Шиманский А.А. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.
2. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
3. Белуженко Е.В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена—эоплейстоцена Западного Предкавказья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 28 с.
4. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: АН СССР, 1962. 201 с.
5. Богданович А. К., Буряк В. Н. Передовой прогиб Западного Предкавказья. Западное Предкавказье // Стратиграфия СССР. Неогеновая система / Д.В. Наливкин, Б.С. Соколов (ред.). М.: Недра, 1986. Т. 1. С. 151–172.
6. Буланов С.А., Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.
7. Государственная геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI, XXXII // Масштаб 1:200000 / М.В. Муратов (ред.). Ессентуки: Сев.-Кав. геол. управление, 1964.
8. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск) // Масштаб 1:200000 / В.М. Юбко (ред.). Ессентуки—Геленджик: Кавказгеолсъемка, Южморгеология, 2007. 2-е изд.
9. Государственная геологическая карта РФ // Масштаб 1:200 000. Серия Кавказская — Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Объяснительная записка / С.Г. Корсаков, Е.В. Белуженко, В.И. Черных, В.В. Соколов, В.М. Андреев, С.К. Шелтинг (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 2-е изд. 186 с.
10. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Осипова Е.М., Курманов Р.Г. Уточненная унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы и Южного Предуралья // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Материалы Межведомственного рабочего совещания / Т.Ю. Толмачева (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 196 с.
11. Измайлов Я.А. Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза. Ростов-на-Дону.: Изд-во Сев.-Кав. научн. центра высшей школы, 2007. 168 с.
12. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР // Масштаб 1:2500000 / И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко (ред.). М.: Мингео СССР, АН СССР, 1971. 8 л.
13. Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка / Петров О.В., Морозов А.Ф. (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 220 с.
14. Карта четвертичных образований территории России и прилегающих акваторий // Масштаб 1:2500000 / О.В. Петров и др. (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ—ВНИИОкеангеология, 2014, 12 л.
15. Лебедева Н.А. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и их соотношения с морскими толщами / К.В. Никифорова (ред.). М.: Наука, 1963. С. 3–107. (Тр. ГИ АН СССР. Вып. 84).
16. Лебедева Н.А. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 135 с.
17. Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности Краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.
18. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / А.О. Глико, Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
19. Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т.4. № 4. С. 461–484.
20. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
21. Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А., Данукалова Г.А., Жидовинов И.Я., Зайцев А.В., Застрожных А.С., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Пинчук Т.Н., Письменная Н.С., Агаджанян А.К., Лопатин А.В., Трубихин В.М. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России. М.: ПИН РАН, 2004. 83 с. Дата запроса 1 марта 2018. URL: http://ig.ufaras.ru/File/mono/2004_Nevesskaya_et_al.pdf
22. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
23. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
24. Островский А.Б. О происхождении озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 1. С. 89–98.
25. Патица И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
26. Перерва В.М. Соотношение рельефа и блоковой структуры краевой зоны северо-западного погружения Большого Кавказа // Геоморфология. 1981. № 3. С. 72–77.
27. Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Изв. Отд. наук о Земле и природ. ресурсах. Геология. 2007. № 11. С. 13–19.
28. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континенталь-

ной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания / К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов (ред.). М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 44–49.

29. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийского пролива (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история). М.: Наука, 1983. 216 с.

30. Раницман Е.Я. Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С. 3–17.

31. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек / К.К. Марков, Н.И. Николаев (ред.). М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып.5. С.57–107.

32. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов / А.В. Пейве, А.В. Лукьянов (ред.). М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

33. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

34. Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и геофизика юга России. № 3. 2014. С. 89–115.

35. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 270–274.

36. Хаин В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии / И.О. Брод (ред.). М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 287–297.

37. Хаин В.Е., Попков В.И. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000 // В.Е. Хаин, В.И. Попков (ред.). Краснодар: КубГУ, 2009. 213 с.

38. Bulletin of the International Seismological Centre,

2017. Available from: URL. <http://www.isc.ac.uk/>. Accessed: March 10, 2018

39. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: URL. <http://srtm.csi.cgiar.org/>. Accessed: March 10, 2018

40. Google Earth. URL. <http://www.earth.google.com>. Accessed: May 10, 2018

41. International Gravimetric Bureau, WGM2012 Earth's gravity anomalies, 2012. Available from: URL. <http://bgi.obs-mip.fr/>. Accessed: March 10, 2018

42. Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt // Comptes Rendus Geoscience. Academie des Science. 2012. Vol. 344. No 3–4. P. 181–190.

43. Mumladze T., Forte A.M., Cowgill E.S., Trexler C.C., Niemi N.A., Yikilmaz M.B., Kellogg L.H. Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus // Geol. Res. J. 2015. Vol. 5. P. 36–46.

44. Nikishin A.M., Ershov A.V., Nikishin V.A. Geological history of Western Caucasus and adjacent foredeeps based on analysis of the regional balanced section // Doklady Earth Sciences. 2010. Vol. 430. P. 155–157.

45. Rastsvetaev L.M., Marinin A.V., Tveritinova T.Yu. Late Alpine disjunctive systems and geodynamics of the Western Caucasus // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2010. Vol. 5. P. 31–40.

46. Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N., Frolov P.D., Syromyatnikova E.V., Kurshakov S.V., Volkova N.V., Trikhunkov Ya.I., Sotnikova M.V., Kruskop S.V., Zelenkov N.V., Tesakova E.M., Palatov D.M. Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology // Fossil Imprint. 2017. Vol. 73. No 3–4. P. 383–444.

47. The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) // GEBCO One Minute Grid. 2008. Accessed 1 January, 2018. URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_one_minute_grid/

48. Trikhunkov Ya.I. Neotectonic transformation of Cenozoic fold structures in the Northwestern Caucasus // Geotectonics. 2016. Vol. 50. No 5. P. 509–521.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Е.А. Рогожин, Л.М. Расцветаев

Recent Mountain-Building at the Boundary Junction of the North-Western Caucasus and Intermediate Kerch-Taman Region, Russia

Ya.I. Trikhunkov^a, D.M. Bachmanov^a, O.V. Gaydalenok^{a,*}, A.V. Marinin^b,
S.A. Sokolov^a

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

**email: ogaydalen@yandex.ru*

Received 29 June, 2018; Revised 20 January, 2019; Accepted 28 January, 2019

Abstract – In this paper the recent evolution of marginal segment of the North-Western Caucasus orogen in its junction to Kerch-Taman periclinal trough was studied. Geomorphological analysis included geological, tectonophysics data and digital elevation models was carried out. The North-Western Caucasus torn-folded morphostructures that had their extension in intermediate Kerch-Taman region westward to North-Western Caucasus mountain structure are both established to be developed in uniform regional compression settings. The prevailing horizontal compression direction changed from N–E in the North-Western Caucasus to the meridional one in Taman region, which was expressed in the reorientation of the axes of the folded morphostructures and geophysical anomalies from N–W to the latitudinal direction. The separation of the compressional vectors occurred in Pliocene-Quaternary period. Pre-Pliocene fault structures of N–E strike in this area were replaced with meridional Anapa-Dzhiginka and Abrau active fault zones. We compared Abrau zone with Anapa-Dzhiginka zone and established the faulting in Abrau zone became more dynamic in Pliocene-Quaternary stage, we revealed clear signs of vertical amplitude droppable-sliding kinematics of 500–600 m of normal fault deformation in Abrau zone during this stage. Abrau zone is the Greater Caucasus western boundary zone. The possible reasons for the restructuring of regional structural geometry and lateral transition activity of the faults transverse to the Northern-Western Caucasus orogen, are considered.

Keywords: neotectonics, morphotectonics, folded and ruptured deformations, planation surfaces, North-Western Caucasus, Kerch-Taman region