

УДК 55(479):551.782.2:551.243.4

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ДЕТАЧМЕНТЫ АЛЬПИЙСКОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЗАПАДНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПРОГИБА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕГМЕНТ)

© 2024 г. С. Ю. Колодяжный¹, Н. Б. Кузнецов¹, * Е. И. Махиня¹, Е. А. Шалаева¹, К. И. Данцова^{1, 2}, Т. В. Романюк³, М. П. Антипов¹, Г. Е. Парфенов¹

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

²Российский государственный университет нефти и газа (Национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, д. 65, Ленинский просп., 119991 Москва, Россия

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, Б. Грузинская ул., 123242 Москва, Россия

*e-mail: kouzhikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принята в печать 12.09.2024 г.

Адыгейский сегмент охватывает переходную область между Центральным и Западным сегментами Большого Кавказа, расположенную в пределах западной части Лабино-Малкинской моноклинальной зоны (Северный склон Большого Кавказа). Севернее этой области находятся Западно-Кубанский и Восточно-Кубанский прогибы, разделенные Адыгейским выступом и составляющие южную часть прогибов Западного Предкавказья. В районе Адыгейского сегмента Большого Кавказа нами проведено геолого-структурное исследование толщ нижней части разреза альпийского чехла (средняя–верхняя юра), а также проведен анализ сейсмических разрезов, характеризующих строение мезозойско-кайнозойских толщ, развитых в прогибах Западного Предкавказья. В результате исследований установлено, что в строении Адыгейского сектора на северном склоне Большого Кавказа и в южной части Предкавказских прогибов широко распространены тектоно-гравитационные detachments, формирование которых происходило в результате соскальзывания пакетов слоев чехла преимущественно в северном направлении – вниз по склону орогена Большого Кавказа. Выполненные нами тектонофизические исследования показали, что развитие detachments происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций в обстановке вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения. Мы пришли к выводу о том, что тектоно-гравитационные detachments сформированы при взаимодействии двух факторов: (i) вертикального поднятия орогена Большого Кавказа, обусловленного эндогенными (тектоническими) причинами, (ii) гравитационного соскальзывания геомасс со склонов горного сооружения Большого Кавказа.

Анализ сейсмических разрезов, пересекающих прогибы Западного Предкавказья, показал широкое развитие клиноформ, представляющих собой палеодельты выноса терригенного материала со стороны Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Распределение клиноформ в разрезах кайнозойских толщ прогибов Предкавказья позволяет полагать, что направленные на юг седиментационные потоки существовали, начиная с палеоцена вплоть до позднего плиоцена, включительно. Мы полагаем, что формирование современного орогена Большого Кавказа и грубых молассовых отложений началось не ранее конца плиоцена, вероятно – в эоплейстоцене.

Формирование тектоно-гравитационных detachments, представляющих собой одну из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа, привело к развитию разнообразных структур: (i) асимметричных складок и небольших надвигов, (ii) структур домино и зон разлинзования, (iii) рамповых складок и надвиговых дуплексов. Вдоль detachments установлено сопряженное развитие рамповых структур локального растяжения и сжатия, образующих разноранговые ячейки латерального транспорта горных масс. Такие динамические ячейки представляют собой структуры, благоприятные для активизации процессов миграции, перераспределения и локализации углеводородов.

Ключевые слова: геодинамика, тектонофизика, detachments, рамповые структуры, Большой Кавказ, Западно-Предкавказский прогиб

DOI: 10.31857/S0016853X24060022, EDN: RWSJXR

ВВЕДЕНИЕ

На текущий момент не существует единой геодинамической модели, объясняющей причины и механизмы формирования эпиплатформенных орогенных поясов. Современное горное сооружение Большого Кавказа, сформированное на южной периферии эпигерцинской Скифской плиты в позднеальпийскую эпоху тектогенеза, представляет собой пример типичного эпиплатформенного орогена [5, 25, 26]. В его строении участвуют вещественные комплексы-индикаторы субдукционных, аккреционных и коллизионных геодинамических обстановок различных этапов тектогенеза (кадомских, каледонских, герцинских, киммерийских, альпийских). При этом процессы формирования современного горного сооружения Большого Кавказа не обнаруживают четких пространственно-временных связей с явлениями палео-субдукции или палео-коллизии и отделены от них продолжительной эпохой платформенного (перикратонного) развития [5].

Общепринятого мнения о времени начала и длительности формирования современного орогена Большого Кавказа не существует. Разные авторы помещали и помещают рубеж начала Афроаравийско-Евразийской коллизии и связанной с ней орогении Большого Кавказа на разные возрастные уровни палеогена [16, 23, 41, 45, 46, 63], либо даже мела [8, 10, 26], на начало или конец миоцена [7, 15, 48], а также плиоцена [50].

М.Л. Копп [5] предполагал, что современная структура Кавказского региона была сформирована в разных его частях не одновременно:

- в позднем мелу–начале палеогена (Малый Кавказ);
- в палеогене (центральный сегмент Большого Кавказа);
- в среднем неогене–квартере (юго-восточное и северо-западное погружение горного сооружения Большого Кавказа).

Следует отметить, что не существует четкого разделения таких явлений, как синколлизионное складко- и покровообразование – с одной стороны, и орогенное воздымание элементов древних аккреционно-коллизионных структур, распознаваемых во внутреннем строении мегантиклинорий, – с другой. По отношению к коллизионным событиям, процессы орогенеза часто проявлены несколько позже и могут быть охарактеризованы как наложенные [13].

К надежным индикаторам проявления орогении можно отнести процессы формирования краевых прогибов, заполненных молассаами – продуктами разрушения горного сооружения [25, 29, 37]. В Предкавказских прогибах начало формирования комплексов, традиционно сопоставляемых с нижней (тонкой) молассой, принято относить к олигоцену (майкопская серия, верхний олигоцен – нижний миоцен) [25, 26]. При этом принято считать, что накопление тонкой молассы свидетельствует о появлении в олигоцене низкогорной островной суши в области, в пределах которой расположен современный ороген Большого Кавказа, с которой и мог поступать в Предкавказские прогибы тонкообломочный материал в бассейн седиментации.

В последнее десятилетие стали общедоступными материалы сейсмопрофилирования высокого разрешения, характеризующие внутреннее строение, в числе прочего, западной части Предкавказских прогибов. Эти материалы позволяют предполагать, что поступление тонкого детрита в эти палеобассейны происходило не с юга на север (со стороны Большого Кавказа), а с севера на юг – из обширных питающих провинций Восточно-Европейского континента, состоящего из Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [19, 35, 36].

Об этом свидетельствуют, в частности, выявленные в сейсмических записях сейсмофациальные комплексы – многочисленные погребенные уступы и связанные с ними клиноформы, представляющие собой палеодельты – конседиментационные структуры выноса детритового материала в область широкого шельфа окраины Восточно-Европейского континента. Экспозиция уступов и наклон косослоистых серий внутри клиноформ, указывающих на направления проградации палеодельт и сноса обломочного материала, ориентированы в южном направлении.

Сейсмокомплексы подобной конфигурации отмечены не только в слоях майкопской серии, но и в вышележащих толщах Западного Предкавказья вплоть до пограничных стратиграфических уровней неогена (плиоцена) и квартера (гелазия) [19], оценки нижнего возрастного рубежа которого составляют 2.6 млн лет. Следует отметить, что эти выводы основаны на результатах анализа единичных сейсмопрофилей [19]. Для полного их обоснования необходимы дополнительные исследования.

Вместе с тем, принимая во внимание такую интерпретацию результатов, можно предположить, что толщи, заполняющие прогибы Западного

Предкавказья и охватывающие стратиграфический интервал от олигоцена до плиоцена включительно, не являются орогенной молассой (нижней или верхней), т.к. не содержат продуктов эрозии Кавказского орогена. Кайнозойские депрессии Западного Предкавказья до определенного момента времени не были краевыми прогибами, динамически связанными с горным поднятием Большого Кавказа, которого, вероятно, не существовало, по меньшей мере, до конца плиоцена. Эти окраинно-континентальные прогибы были сформированы в области широкого шельфа южной периферии Восточно-Европейского континента и заполнены продуктами его размыва.

Прогибы Западного Предкавказья составляли часть морского бассейна Восточного Паратетиса, который включал в себя область будущего орогена Большого Кавказа и области, расположенные далее к югу, и охватывающие, в том числе, акватории современных Западной и Восточной Черноморских остаточных впадин [19]. В качестве орогенных грубых моласс в работе [21] предложено рассматривать четвертичные отложения, содержащие изотопно-геохронологические (детритовый циркон) и литологические (обломочный материал) метки источников сноса, расположенных в области Большого Кавказа. Эти образования имеют небольшую мощность, а их возраст (2.6–2 млн лет – настоящее время) предполагает скоротечный период формирования современного горного сооружения Большого Кавказа.

Значительные скорости роста Большекавказского орогена и малые объемы продуктов его эрозии, аккумулированных в прогибах Западного Предкавказья, представляют собой противоречивый феномен, требующий объяснения. В связи с этим нами был поставлен ряд задач.

- Выявить дополнительные сейсмостратиграфические признаки, характеризующие направление седиментационных потоков детритового материала при заполнении прогибов западного Предкавказья.

- Идентифицировать и расшифровать структурные формы северного склона Большого Кавказа и южной части прогибов Западного Предкавказья, которые в совокупности могут быть результатом проявления новейшей орогении.

- Выявить механизмы, способные обеспечить быструю “денудацию” плитного чехла и экспонирование на современной дневной поверхности в области эрозии комплексов гранитно-метаморфического основания Большого Кавказа.

Для решения этих задач нами проведено геолого-структурное изучение толщ нижней части разреза плитного чехла в районе Адыгейского сегмента Большого Кавказа, а также мы провели анализ и дешифрирование сейсмических разрезов, характеризующих строение некоторых прогибов Западного Предкавказья. При полевых исследованиях и интерпретации сейсмических разрезов были использованы методы структурно-кинематического, тектонофизического и парагенетического анализов [11, 14, 40, 55, 59].

Также для выполнения поставленных задач нами были изучены пространственная ориентировка и морфологические параметры складок, различных кинематических индикаторов, а также нарушений и трещин, имеющих признаки смещений (смещения маркеров, штрихи скольжения и уступы на плоскостях скольжения, приразрывные изгибы слоев и др.). При статистической обработке кинематических данных мы использовали компьютерную программу FaultKin6 [56].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Особенности тектоники западной и центральной частей Большого Кавказа

Большой Кавказ – один из наиболее молодых орогенов Причерноморского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Складчато-разрывные структуры, определяющие современную конфигурацию Большого Кавказа, сформированы на эпигерцинском фундаменте Скифской плиты в киммерийскую и альпийскую (ранне- и позднеальпийскую) эпохи тектогенеза [5, 25, 26, 30, 43, 49].

В современной структуре ороген Большого Кавказа представлен асимметричным мегантиклинорием с пологим и широким северным крылом, крутым и более узким – южным крылом (рис. 1).

В северном крыле мегантиклия из-под слабо дислоцированных и пологопадающих к северу мезозойско–кайнозойских толщ чехла Скифской плиты фрагментарно выступают комплексы ее герцинского фундамента (палеозойское ядро Большого Кавказа).

В Центральном сегменте мегантиклинория Большого Кавказа комплексы его северного крыла входят в состав Лабино-Малкинской моноклиналильной зоны (зона Северного склона Большого Кавказа) [5]. Характерной особенностью этой зоны является наличие слабо деформированного плитного чехла, представленного толщами,

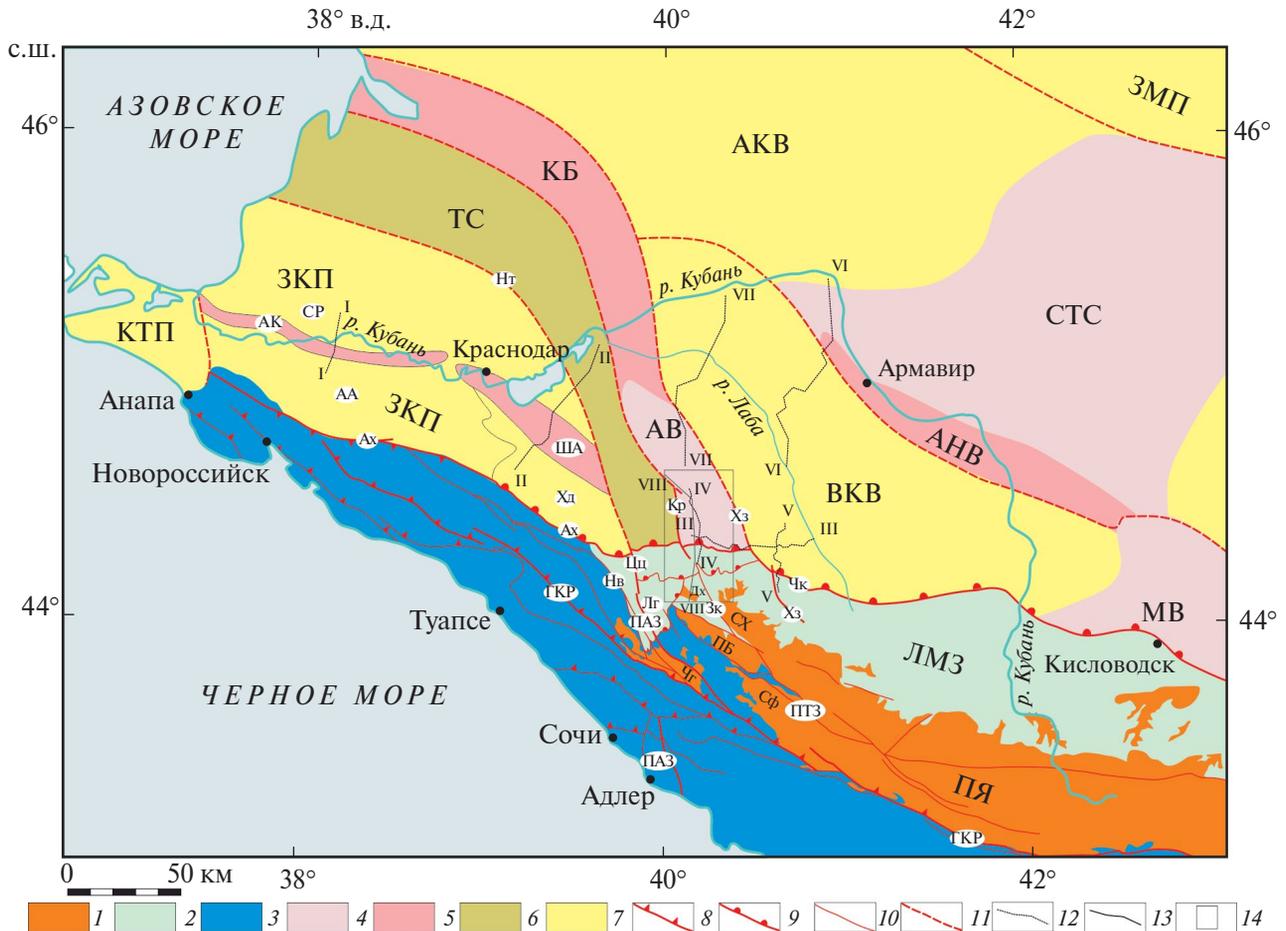


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (по данным [5, 9, 26] с изменениями и дополнениями).

Обозначено (римские цифры): сейсморазрезы I–I' – VIII–VIII'.

Обозначено: ПЯ – Палеозойское ядро Большого Кавказа, ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона;

прогибы и впадины: КТП – Керчинско-Таманский прогиб, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб (СР – Славяно-Рязанская впадина, АА – Адагумо-Афипская впадина, Хд – Хадзыженская моноклираль), ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АКВ – Азово-Кубанская впадина, ЗМП – Западно-Манычский прогиб;

своды и выступы: СТС – Ставропольский свод, МВ – Минераловодский выступ, АВ – Адыгейский выступ; линейные системы поднятий: АК – Анастасиевско-Краснодарская антиклиналь, ША – Шапсуго-Апшеронский вал, КБ – Каневско-Березанская система поднятий, АНВ – Армави́ро-Невинномысский вал;

зоны нарушений: ГКР – Главный Кавказский разлом, ПТЗ – Пшекиш-Тырныузская зона, ПАЗ – Пшехско-Адлерская зона, Ах – Ахтырская зона, Чк – Черкесская зона, Нт – Новотитаровская зона;

разломы: Нв – Навагинский, Цц – Цицинский, Кр – Курджипский, Зк – Заканский, Хз – Ходзинский;

выступы доюрского основания: СХ – Сахрай-Ходзинский, Дх – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Сф – Софийский, Чг – Чугушский; Лг – плато Лагонаки.

Складчатый пояс Большого Кавказа (1–3):

1 – герцинский фундамент, 2–3 – киммерийские и альпийские комплексы: 2 – моноклинали Северного склона, 3 – Южного склона и Западного Кавказа;

4–7 – структуры Западно-Предкавказского прогиба: 4 – выступы, 5 – системы валообразных поднятий, 6 – ступени, 7 – впадины; 8–11 – разрывы: 8 – взбросы и надвиги, 9 – детачменты, 10 – неустановленной кинематики, 11 – скрытые под осадками чехла; 12–13 – линии разрезов: 12 – сейсмических, 13 – геологических; 14 – участок проведения исследования в Адыгейском секторе

охватывающими стратиграфический интервал от средней юры (келловей) до кайнозоя.

Однако южное крыло мегантиклинория (зона Южного склона Большого Кавказа) образовано паке-

том сильно сжатых и опрокинутых к югу складчато-надвиговых чешуй, в строении которых участвуют мезозойские (нижняя юра–мел) и кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы.

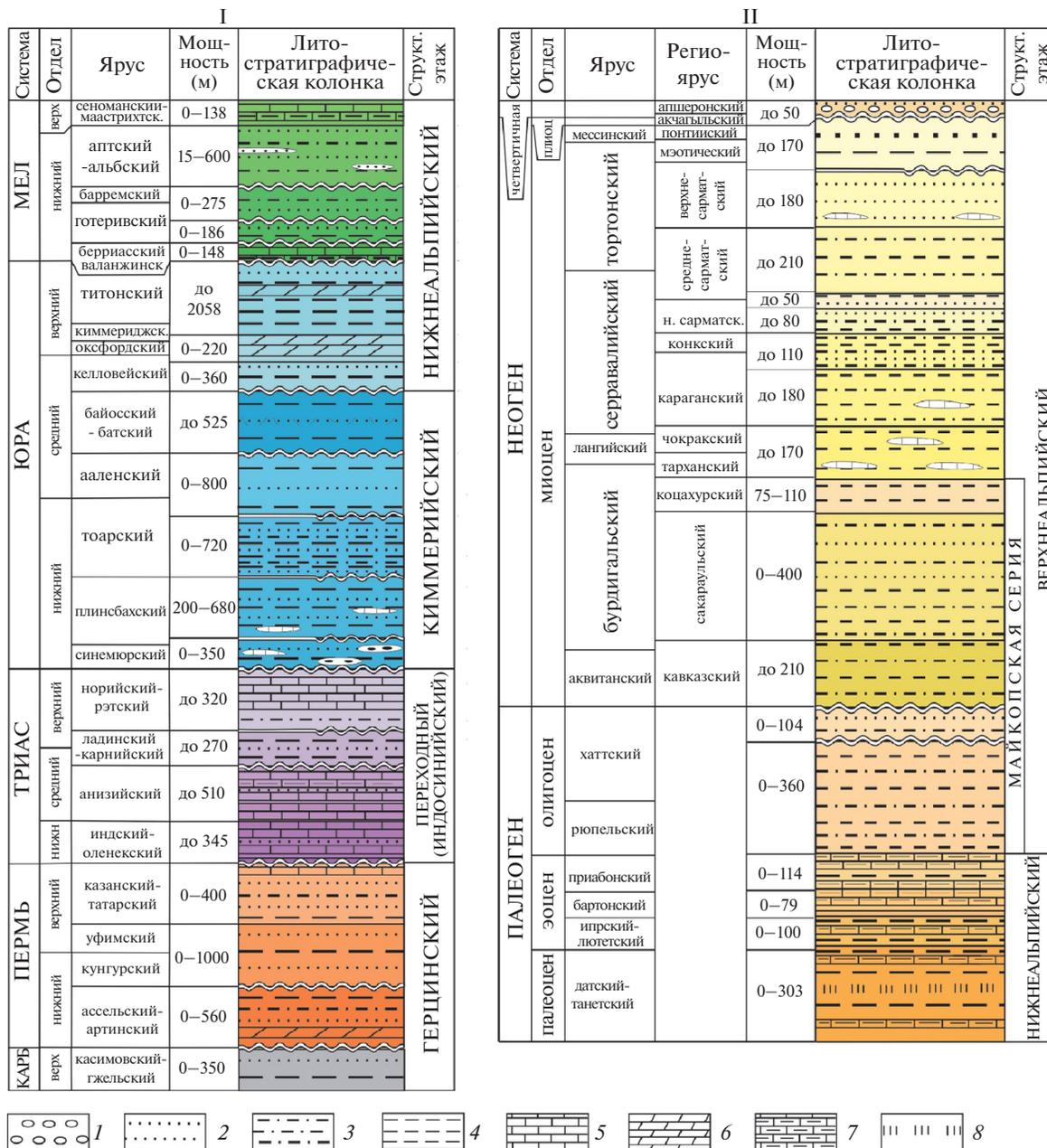


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Северного склона Большого Кавказа и Западного Предкавказья (бассейн р. Белой) в районе Адыгейского сектора (по данным [17]).

Обозначены части разреза: I – палеозойско-мезозойский; II – кайнозойский.

1 – гравелиты и конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевриты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – мергели и глинистые известняки; 8 – опоки

В строении осевой части орогена Большого Кавказа выделяют несколько продольных сегментов – западный, центральный и восточный [5, 26].

Центральный сегмент Большого Кавказа

В осевой части Центрального сегмента Большого Кавказа в ядре мегантиклинория на совре-

менном эрозионном срезе экспонированы кристаллические комплексы фундамента Скифской плиты, вовлеченные в киммерийские и альпийские деформации и, местами, надвинутые на юрские толщи Южного склона по Главному Кавказскому разлому (см. рис. 1) [5].

В строении центральной и западной частей Большого Кавказа принято выделять герцин-

ский, переходный (индо-синийский), киммерийский и альпийский структурные этажи [5, 17, 18, 43] (рис. 2).

Герцинский этаж образует фундамент Скифской плиты и представлен полискладчатыми метаморфическими и магматическими комплексами палеозоя, содержащими тектонические блоки и пластины позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов и структур Перигондванского происхождения – кадомид [5, 22, 54, 60]. Эти образования прорваны позднепалеозойскими гранитоидами и перекрыты молассовыми комплексами позднего палеозоя.

Переходный (тафрогенный индосинийский) структурный этаж, занимающий промежуточное положение между фундаментом и мезозойским чехлом, сложен преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными толщами триаса и, частично, верхней перми [9]. В пределах Большого Кавказа эти образования пространственно ассоциируют с выходами пород герцинского фундамента.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи нижней–средней юры слагают киммерийский структурный этаж. Эти образования также развиты на северном склоне Большого Кавказа. Здесь их обычно рассматривают в качестве нижнего структурного яруса чехла Скифской плиты [9, 43].

Комплексы альпийского структурного этажа представлены преимущественно осадочными образованиями в возрастном интервале от средней юры (келловей) до кайнозоя. На северном склоне Большого Кавказа они образуют пологозалегающий чехол (средний и верхний структурные ярусы чехла [43]) и с резким структурным несогласием перекрывают породы киммерийского и герцинского структурных этажей. На Южном склоне Большого Кавказа резкие структурные несогласия в основании альпийского этажа почти не проявлены, ввиду того что альпийские и киммерийские вещественные комплексы совместно участвуют в интенсивных складчато-надвиговых деформациях. В ряде случаев отмечено, что породы альпийского чехла на Северном склоне Большого Кавказа тектонически сорваны с подстилающих комплексов пород [12, 17, 18].

Строение прогибов Западного Предкавказья

К северу от западной части орогена Большого Кавказа расположена группа впадин и осложняющих их погребенных поднятий, образующих Западно-Предкавказский прогиб. Впадины запол-

нены толщами мезозоя и кайнозоя, образующими плитный чехол (альпийский этаж) Скифской платформы.

От олигоцена и до среднего миоцена в западной части предкавказских прогибов шло накопление преимущественно морских глинистых (майкопская серия) и алевропелитовых отложений, содержащих только редкие и маломощные прослойки песчаного и гравийного материала, а также галечников, включающих обломки осадочных пород нижележащих слоев разреза альпийского чехла [2, 9] (см. рис. 2).

Субконтинентальные (лагунные, озерные, пляжевые, реже – аллювиальные) отложения, свидетельствующие о морских регрессиях в Предкавказских палеобассейнах (Паратетиса), периодически проявлены в разрезе, начиная со среднего миоцена (сармат) [2, 3, 4]. Эти отложения чередуются в разрезе с морскими осадками и содержат незначительные объемы грубообломочного материала, представленного маломощными прослоями и линзами конгломератов. Наличие крупных валунов и глыб в составе этих конгломератов, слабые степени сортировки и окатанности обломков позволяют полагать, что эти образования сформировались в результате локального размыва подстилающих толщ чехла, и обломочный материал испытал незначительный перенос.

Осадочные отложения, которые могут быть сопоставлены с типичной орогенной (верхней грубой) молассой, слагают лишь самую верхнюю часть разреза Западного Предкавказья. Они имеют незначительную мощность, но в них присутствуют горизонты полимиктовых гравелитов и конгломератов с обломками гранитоидов и метаморфических пород, литологически сходных с породами, участвующими в строении палеозойского ядра Кавказского орогена. На основании редких фаунистических находок возраст этих отложений оценен недостаточно точно – в широком диапазоне от плиоцена до квартера [2]. В работе [21] приведены данные, позволяющие полагать, что накопление этих образований произошло не ранее плейстоцена.

В строении Западно-Предкавказского прогиба, по подошве альпийского комплекса (средняя юра, келловей) выделен ряд крупных структурных элементов [9] (см. рис. 1). В северной части рассматриваемой территории расположены две депрессии – зона Манычских прогибов и Азово-Кубанская депрессия, которая по направлению к югу становится более узкой и переходит в Восточно-Кубанскую впадину. С запада эти депрессии

ограничены разрывами фундамента, которые контролируют Каневско-Березанскую систему валобразных поднятий и расположенный на их южном продолжении Адыгейский выступ. К юго-западу от этих поднятий расположена Тимашевская моноклиальная ступень, которая крупным Новотитаровским разломом отделена от Западно-Кубанского прогиба. Система впадин Западного Предкавказья с востока ограничена Ставропольским сводом и Минераловодским выступом.

Толщина мезозойско-кайнозойского комплекса в осевых частях Предкавказских прогибов достигает 10–15 км [28]. В областях поднятий происходит существенное сокращение мощности осадочного чехла. Поднятия, ступени и депрессии Западного Предкавказья обычно ограничены флексурно-разломными зонами, развитыми преимущественно в нижней части разреза плитного чехла и в породах фундамента. Выше по разрезу в толщах чехла эти нарушения постепенно угасают. На смену им приходят зоны резких изменений мощностей и выпадения из разреза отдельных горизонтов.

Южный борт Западно-Предкавказского прогиба отделен от области син-альпийской складчатости Большого Кавказа Ахтырской (на западе) и Черкесской (на востоке) зонами нарушений, которые продольно сочленены в южной части Адыгейского выступа (см. рис. 1).

СИСТЕМА ДЕТАЧМЕНТОВ В ОСНОВАНИИ ПЛИТНОГО ЧЕХЛА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕКТОР БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Особенности геологического строения Адыгейского сектора

Адыгейский сектор охватывает переходную область между Центральным и Западным сегментами Большого Кавказа в пределах расположенной в бассейне р. Белой западной части моноклинали северного склона этого орогена, известной как Лабино-Малкинская зона (см. рис. 1). В этой области происходит периклиналиное погружение комплексов кристаллического ядра Большого Кавказа под складчатые толщи мезозоя и кайнозоя Западно-Кавказского сегмента. Согласно [25], это погружение обусловлено проявлением диагональной к простиранию структур кавказского (северо-западного) направления субмеридиональной (транскавказской) Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоной, вдоль которой происходит

ступенчатое воздымание Центрального Кавказа по отношению к его Западному сегменту.

Согласно другим интерпретациям, Пшехско-Адлерская (Адыгейско-Лабинская) зона представляет собой широкое транскавказское поднятие север-северо-западного (субмеридионального) простирания, осложненное продольными разрывами, опусканиями и поднятиями в комплексах доюрского основания Большого Кавказа [17]. В результате тектонических событий киммерийского и альпийского этапов эволюции региона, наряду с подновлением субмеридиональных структур, были сформированы структурные ансамбли кавказского направления – разрывы, складки и выступы (горсты). Крупнейшими киммерийско-альпийскими нарушениями являются Пшекиш-Тырныузская шовная зона и Главный Кавказский разлом. Разрывные нарушения, составляющие Пшехско-Адлерскую зону, диагонально сочленяются и, обычно, плавно сливаются со структурами кавказского направления (см. рис. 1). Сочетание таких разноориентированных структур определяет общий стиль тектоники рассматриваемого сектора.

В северной части Адыгейского сектора Большого Кавказа комплексы доюрского основания экспонированы в виде трех выступов: Руфабго, Сахрай-Ходзинского и Даховского (рис. 3, рис. 4).

В пределах выступов Руфабго и Сахрай-Ходзинского на поверхности вскрыты карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи триаса переходного структурного этажа. Эти осадочные серии часто образуют пологие моноклинали, нарушенные субслойными срывами и надвигами, которые динамически связаны с зонами сдвиговых нарушений транскавказского направления [17].

Даховский горстобразный выступ включает в себя фрагменты кадомских метаморфических и герцинских магматических комплексов. По периферии выступ сложен амфиболитами и амфиболовыми гнейсами неопротерозойской балканской серии (кадомиды). Амфиболит-гнейсовый комплекс слагает фрагменты деформированных докембрийских тектонических покровов, вдоль границ которых развиты пластины и протрузии серпентинитов и зоны полимиктового (серпентинит-амфиболит-гнейсового) меланжа.

В центральной части Даховского массива гнейсы прорваны позднепалеозойскими (герцинскими) гранитоидами (плагิโอгранит-диоритовый малкинский комплекс [17]). Массив испытал значительные деформации киммерийского и альпийского этапов тектогенеза, пронизан многочисленными

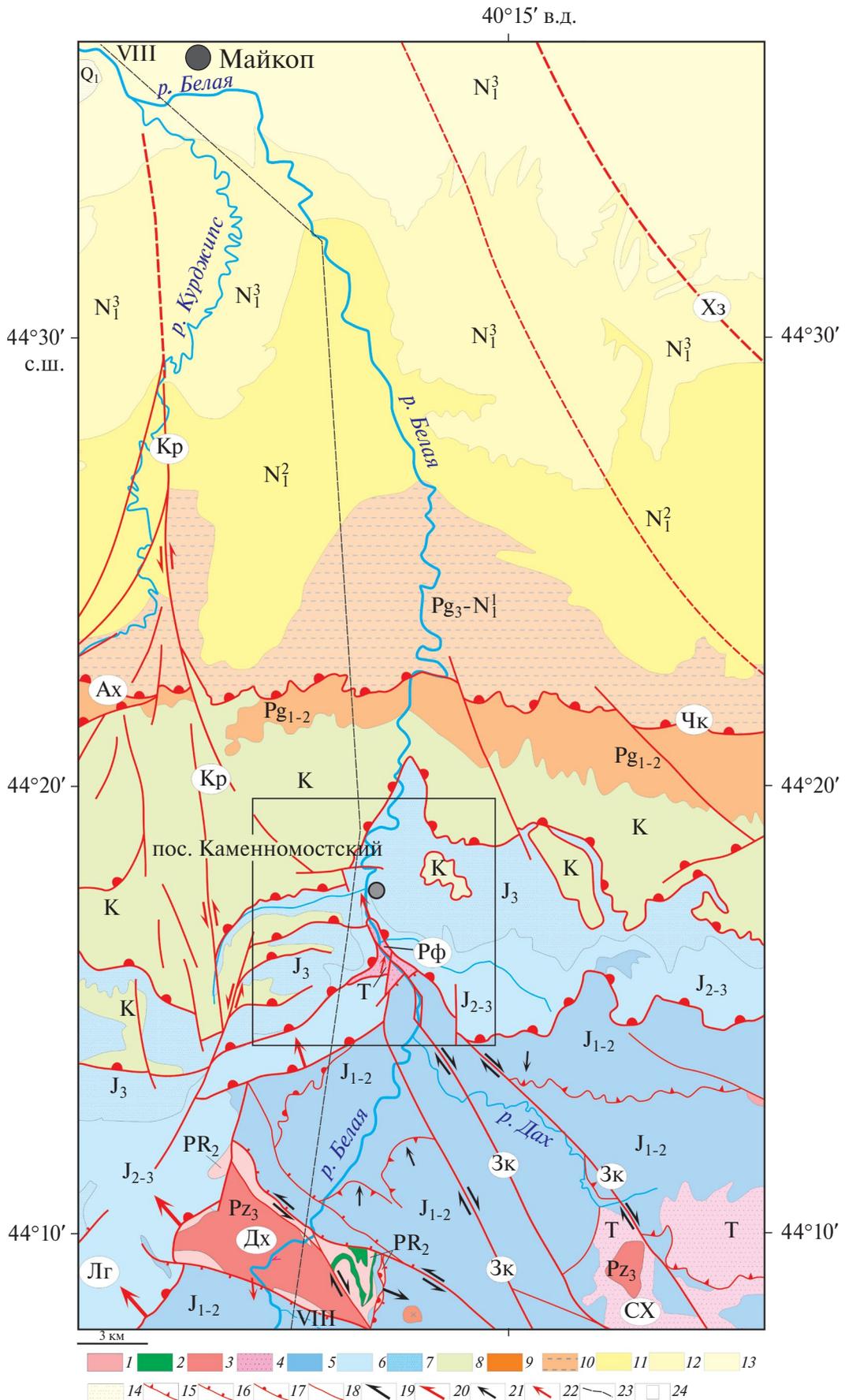


Рис. 3. Геологическая схема северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа (по данным [17], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: *выступы доюрского основания*: Рф – Руфабго, СХ – Сахрай-Ходзинский, Дх – Даховский; *зоны нарушений*: Ах – Ахтырская, Чк – Черкесская, Зк – Заканская, Кр – Курджипский разлом; Лг – плато Лагонаки.

1–3 – герцинские комплексы пород: 1 – гнейсы позднего протерозоя, 2 – серпентиниты (возраст не определен), 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – индо-синийские осадочные комплексы триаса; 5 – киммерийские осадочные комплексы нижней-средней юры; 6–14 – альпийские осадочные комплексы: 6 – средней-верхней юры, 7 – верхней юры, 8 – мела, 9 – палеоцен–эоценовые (нерасчлененные), 10 – олигоцен–нижнего миоцена, 11 – среднего миоцена, 12 – нижней части верхнего миоцена,

13 – верхней части верхнего миоцена, 14 – плиоцена–квартера; 15–18 – разрывные нарушения: 15 – взбросы и надвиги, 16 – сбросы, 17 – detachменты, 18 – прочие;

19–20 – направления сдвиговых перемещений (этапы): 19 – киммерийский, 20 – альпийский; 22–23 – направления горизонтальных (тангенциальных) перемещений (этапы): 21 – киммерийский, 22 – альпийский; 23 – геологический разрез по линии VIII–VIII';

24 – участок проведения исследований в районе выступа Руфабго

разрывами и тектонически расслоен, а по краям ограничен сбросо-сдвигами.

По данным результатов бурения, Даховский массив надвинут на породы триаса [17] (см. рис. 4).

Песчано-сланцевые угленосные и терригенно-вулканогенные толщи нижней и средней юры составляют киммерийский структурный этаж (см. рис. 2).

Эти породы относительно слабо дислоцированы, образуют открытые складки и пологие моноклинали, но вдоль тектонических нарушений интенсивность их деформаций существенно возрастает. При этом здесь проявлены сжатые складки, кливаж и разрывные нарушения взбросо- и сбросо-сдвиговой кинематики. В строении юрских толщ участвуют надвиги и покровы, а также связанные с ними мелкие асимметричные складки (см. рис. 3).

По данным [17], складчато-надвиговые структуры динамически сопряжены с разрывными нарушениями транскавказского простирания, имеющими сдвиговую составляющую смещений.

Альпийский структурный этаж представлен карбонатными, карбонатно-эвапоритово-терригенными, терригенными и, реже, вулканогенными комплексами пород в возрастном интервале от средней юры (келловей) до кайнозоя (см. рис. 2).

На рассматриваемой территории эти породы образуют слабодислоцированный чехол, пологопадающий (3° – 10°) в северном направлении. Комплексы альпийского чехла с резким структурным несогласием перекрывают образования кадомско-герцинского, переходного и киммерийского структурных этажей (см. рис. 3, см. рис. 4).

Клиновидный выступ альпийских комплексов пород достигает осевой части Главного Кавказского хребта и образует здесь обширное Лагонакское

плато, которое рассматривают как реликт миоценовой поверхности выравнивания [25] (см. рис. 1).

В основании альпийского чехла на комплексах доальпийского основания трансгрессивно залегает горизонт терригенных пород нижнего-среднего келловей (каменноостская свита [17]). В его основании отмечены гравелиты (0,7 м), выше залегают песчаники, алевролиты и аргиллиты. Эти образования, маркирующие границу крупного стратиграфического несогласия между киммерийским и альпийским структурными этажами, имеют невыдержанную мощность (0–65 м), образуют линзовидные тела и, предположительно, частично сорваны со своего структурного основания.

Вышезалегающая толща доломитов и известняков средней-верхней юры значительно деформирована вдоль зон субслоиных срывов (detachментов), развитых в основании и внутри ее разреза. Моноклинали залегание альпийского чехла нарушено пологими и гребневидными складками, локально развитыми вдоль субмеридиональных нарушений.

Внешняя граница комплексов альпийского чехла представлена крутыми эскарпами, сложенными карбонатными породами средней-верхней юры. В основании эскарпов развиты глыбово-щебенчатые шлейфы обрушения. Их ширина (2–5 км) на несколько порядков превышает высоту (50–150 м) скальных уступов, что позволяет предполагать сейсмогенную природу последних. Извилистая подчиненная рельефу внешняя граница комплексов чехла исключает возможную связь эскарпов, маркирующих эту границу, с крутопадающими разломами. Наиболее вероятная причина их формирования – сейсмогенные подвижки вдоль субслоиных detachментов, способствовавшие выбросу значительных объемов дезинтегрированного материала.

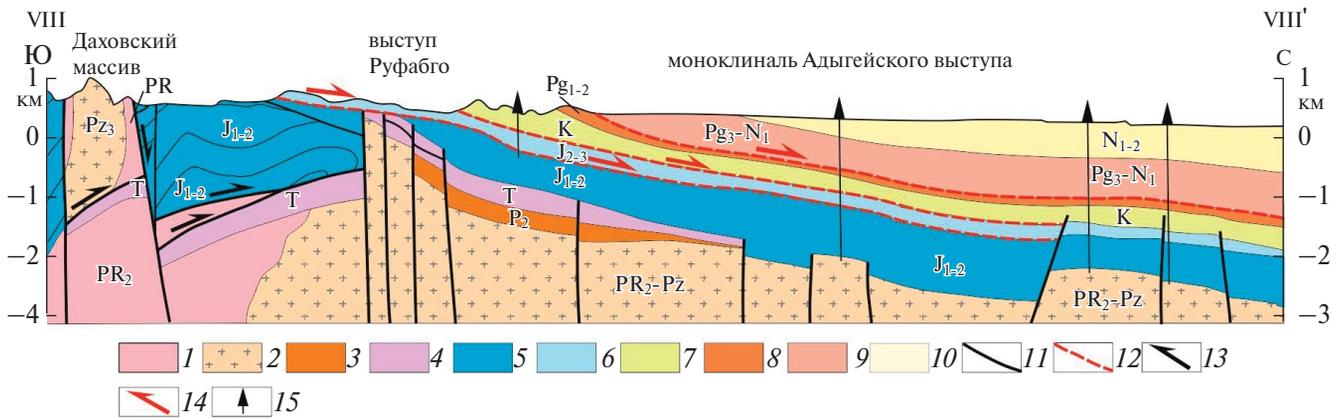


Рис. 4. Геологический разрез по линии VIII–VIII' (по данным [17], с изменениями и дополнениями).

Положение разреза VIII–VIII' – см. рис. 1.

1–3 – герцинские комплексы пород: 1 – гнейсы позднего протерозоя, 2 – позднепалеозойские гранитоиды, 3 – осадки поздней перми; 4 – индо-синийские осадочные комплексы триаса; 5 – киммерийские осадочные комплексы нижней-средней юры; 6–10 – альпийские осадочные комплексы: 6 – средней-верхней юры, 7 – мела, 8 – палеоцена и эоцена, 9 – олигоцена–нижнего миоцена, 10 – нижнего-среднего миоцена; 11–12 – этапы формирования разрывных нарушений: 11 – киммерийский, 12 – альпийский; 13–14 – этапы проявления перемещений: 13 – киммерийский, 14 – альпийский; 15 – скважины

Шехско-Адлерская зона представлена системой разрывных нарушений север–северо-западного простирания, развитых в широкой (до 60 км) полосе. Наиболее протяженные дизъюнктивные структуры представлены Цицинским, Курджипским и Ходзинским разломами, а также Заканской тектонической зоной [17, 25, 26]. По геофизическим данным и материалам бурения часть этих разрывов прослежена в пределы Западно-Предкавказского прогиба, в котором Курджипский и Ходзинский разломы ограничивают Адыгейский выступ [2, 17] (см. рис. 1).

Исследованные нарушения имеют существенные вертикальные и сдвиговые составляющие смещений. Вертикальная амплитуда перемещений вдоль этих круто падающих разломов убывает от кровли фундамента до верхнемиоценовых толщ от 400–500 метров до десятков метров и почти полностью затухает в плиоцен–четвертичных отложениях [2]. В области развития альпийского чехла сдвиговая амплитуда смещений составляет [2]:

– 3.5–4.0 км для Курджипского разлома (левый сдвиг);

– 10.0–12.00 км для Ходзинского разлома (правый сдвиг).

В позднемиоценовых и плиоцен–четвертичных образованиях сдвиговые смещения почти не проявлены.

Заканская зона может представлять собой юго-восточное продолжение Курджипского разлома на более глубоком структурном уровне – в по-

родах доальпийского основания. Для этой зоны, как и для Ходзинского разлома, установлены значительные правосдвиговые смещения, которые на киммерийском этапе развития привели к формированию присдвиговых складчато-надвиговых и покровно-надвиговых структур [17].

При этом в противоположных бортах Заканской зоны происходит смена вергентности складчато-надвиговых структур на обратную в зависимости от направления относительных горизонтальных перемещений смежных блоков.

В юго-западном борту этой зоны установлены покровно-надвиговые структуры северной, в северо-восточном борту зоны установлены аналогичные структуры, но южной вергентности (см. рис. 3).

Предположительно, надвиговые перемещения в юго-западном борту Заканской зоны затронули и Даховский кристаллический массив, что привело к его надвиганию на породы триаса [17] (см. рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Данные геолого-структурных и тектонофизических исследований в районе выступа Руфабго

В окрестностях поселка Каменноостский река Белая и ее притоки прорезают систему глубоких каньонов, известных под названием Руфабго, в которых вскрыта нижняя часть разреза аль-

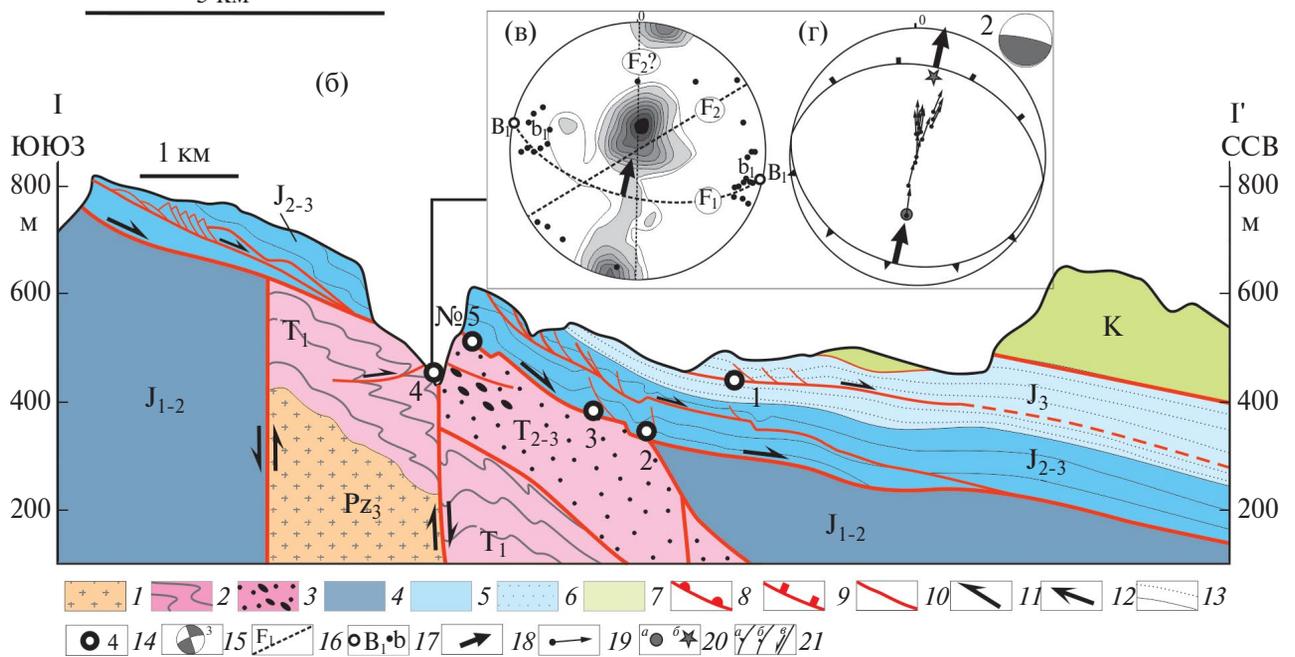
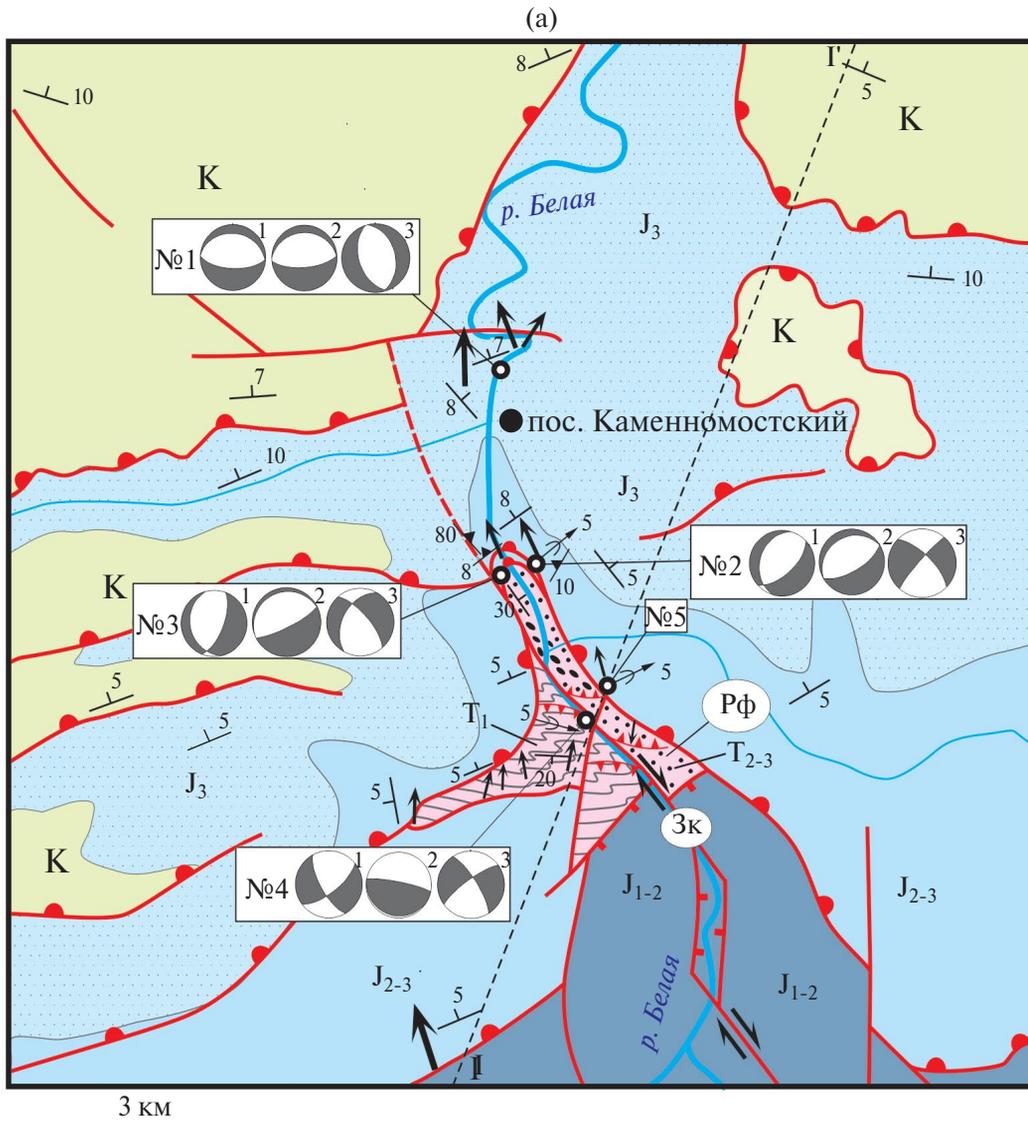


Рис. 5. Геологическое строение выступа Руфабго и смежных территорий по разрезу I—I'.

Положение разреза I—I' — см. рис. 1.

Обозначено: Рф — выступ Руфабго, Зк — Заканская зона нарушений; №1–4 — номера пикетов, цифры 1–3 — номера малых стереограмм и совпадающих с ними номеров групп структур (см. рис. 7)

(а) — геолого-структурная схема участка работ;

(б) — разрез по линии I—I';

(в) — равноплощадная стереографическая проекция ориентировки полюсов слоистости и шарниров складок в карбонатной толще нижнего триаса (нижняя проекция, 155 замеров, изолинии 1.5, 3, 4.5, 6, 7.5, 9, 10.5, 12, 13.5 %);

(г) — равноплощадная стереографическая проекция (нижняя полусфера) ориентировки полюсов нарушений с векторами перемещений висячего крыла.

1 — позднепалеозойские гранитоиды (на разрезе); 2 — карбонатные породы нижнего триаса; 3 — терригенные породы среднего-верхнего триаса; 4 — песчано-сланцевые толщи нижней-средней юры; 5 — преимущественно карбонатные породы средней-верхней юры;

6 — терригенные породы верхней юры, 7 — карбонатные и терригенные породы мела,

8–10 — разрывные нарушения: 8 — детачменты, 9 — сбросы, 10 — прочие; 13 — слоистость (на разрезах); 14 — пикеты тектонофизических наблюдений и их номера; 15 — мини-стереограммы ориентировки палеонапряжений структурных групп 1–3 (сегмент растяжения (серым), сегмент сжатия (белым)); 16–18 — структурные элементы на стереограмме (в): 16 — осевые плоскости складок первой F1 и второй F2 генераций, 17 — шарниры складок, найденные геометрически (В₁) и путем замеров в обнажениях b₁, 18 — направление вергентности структур; 19–21 — структурные элементы на стереограмме (г): 19 — полюса нарушений с векторами перемещений висячего крыла гелазии или позднее, 20 — оси: а — растяжения, б — сжатия, 21 — плоскости: а — взбросов и надвигов; б — сбросов; в — сдвигов

пийского чехла и подстилающие его комплексы доальпийского основания (рис. 5).

Борта каньонов представляют собой ступенчатую систему субвертикальных и отрицательных (нависающих) уступов высотой 20–60 м, образующих прорезанный речной эрозией эскарп внешнего контура площади распространения альпийского чехла.

В скальных уступах каньонов обнажены известняки и доломиты (средняя-верхняя юра, герпегемская свита), перекрытые пестроцветной толщей аргиллитов и алевролитов с прослоями (линзами) песчаников, доломитов и гипсов (мезмайская свита верхней юры). Эти толщи, слагающие нижнюю часть разреза альпийского чехла, полого (3°–10°) погружаются в северном направлении.

На дне каньонов вскрыты две триасовые толщи переходного структурного этажа, образующие выступ Руфабго: тонкослоистые пелитоморфные известняки с тонкими прослоями мергелей (нижний триас, ятыргвартинская свита) и существенно терригенная (алевролиты, аргиллиты, песчаники) толща с горизонтом полимиктовых конгломератов (средний-верхний триас, даховская толща) [17]. Вдоль контакта этих толщ развит крутопадающий разлом, который прослежен вдоль русла р. Белой в север–северо-западном направлении и является одним из элементов Заканской зоны сдвига-надвиговых нарушений (см. рис. 5, см. рис. 3).

Геолого-структурные и тектонофизические исследования были проведены в области каньонов Руфабго, развитых вдоль русла р. Белой и ее ле-

вого притока — руч. Руфабго. Рассмотрим строение изученного разреза протяженностью ~ 6 км в стратиграфической последовательности (сверху вниз) на примере пикетов 1–5, показанных на структурной схеме и в виде проекций на линии разреза (см. рис. 5, а, б).

Пикет № 1. Этот пикет находится в координатах 44.30139500°с.ш.; 40.17650500°в.д. и 44.29678400°с.ш.; 40.17478600°в.д. Начало каньона Руфабго долины р. Белой расположено в черте пос. Каменноостровский. Здесь в обрывах высотой до 20 м вскрыт разрез терригенной толщи верхней юры (мезмайская свита), представленный грубым переслаиванием красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Слои полого (3°–8°) падают в северном направлении. По отдельным горизонтам аргиллитов и вдоль их контактов с песчаниками часто проявлены субслоистые срывы — детачменты, которые выражены в развитии маломощных зон рассланцевания и разлинзования пород. Вдоль срывов развиты оперяющие синтетические сколы Риделя (R). Некоторые из этих сколов представляют собой пологие листрические сбросы, которые плавно сливаются с поверхностями срывов и имеют амплитуду смещений до 1 м (рис. 6, а).

При пересечении синтетическими сколами R слоев песчаников, в них возникают структуры пережима — раздува, связанные с начальными стадиями формирования асимметричных будин (см. рис. 6, а).

Результаты тектонофизических исследований в области пикета №1 показали три группы струк-

тур, кинематические параметры которых представлены на стереографической проекции (рис. 7).

Первая группа структур объединяет все изученные сколовые трещины и малые разрывы, которые имеют кинематические признаки смещений. В этой группе представлены различные парагенетические ассоциации нарушений, что отражает усредненную характеристику разнородных динамических параметров.

Вторая группа структур содержит выборку кинематически (парагенетически) взаимосвязанных структур: субслойные detachmentы, оперяющие их синтетические сколы R и антитетические крутопадающие сбросы (см. рис. 7, рис. 6, а).

Векторы перемещений вдоль пологих нарушений указывают на преобладающие горизонтальные смещения пакетов слоев к северу. Статистический анализ кинематических параметров структур этой группы на стереографической проекции позволяет реконструировать преобладающий взбросо-сбросовый (переходный от шарьяжного к субдукционному) режим деформаций при наклонном положении главных осей деформаций, лежащих в субмеридиональной плоскости (см. рис. 7, мини-стереограммы).

При этом ось максимального удлинения (растяжения) имеет позицию, близкую к горизонтальной, а ось сжатия – круто наклонена, что указывает на преобладание условий горизонтального растяжения при формировании detachmentов.

В третью группу объединены две системы сбросов субмеридионального и северо-западного простирания, которые сформированы в условиях сбросового режима деформаций при субширотной (запад–юго-запад – восток–северо-восток) ориентировке оси растяжения. По результатам наблюдений в обнажениях, соотношения структур второй и третьей групп взаимно-секущие.

Пикет № 2. Этот пикет находится в координатах 44.28378300°с.ш.; 40.18028300°в.д. В карьере, расположенном на южной окраине п. Каменноостский, вскрыты известняки и доломиты средней – верхней юры (герпегемская свита) (см. рис. 5). В юго-западной стенке карьера установлены два протяженных detachmentа, косо секущих слою карбонатной толщи и имеющих пологий наклон сместителей к северо-западу (рис. 8, а).

Листрические сбросы оперяют detachmentы. Detachment, расположенный в нижней части разреза, сопровождается мощная (более 10 м) зона тонкого разлинзования, дробления и милонитизации известняков. Поверхности detachmentов осложнены

рамповыми уступами – попутными (декомпрессионными) и препятствующими (компрессионными) скольжению. Над декомпрессионными рампами detachmentа нижнего структурного уровня в известняках развиты пологие синклинали проседания, подрезанные в крыльях сбросами. Компрессионный рамп верхнего detachmentа контролирует асимметричную пологую антиклиналь (см. рис. 8, а).

Тектонофизические исследования в области пикета №2 показали следующие результаты. Группа замеров №1 характеризует все изученные структуры. Выборка структур, связанных с формированием detachmentов, представлена замерами группы №2. Векторы смещений вдоль этих пологих нарушений направлены к север–северо-западу (см. рис. 7).

Режим деформаций – взбросо-сбросовый, главные оси деформаций наклонены и лежат в плоскости, параллельной направлению тектоногравитационного перемещения пород. Близкое к горизонтальному положение оси максимального удлинения, так же как и в данных замеров пикета №1, указывает на преобладание условий растяжения при формировании detachmentов.

Группа №3 характеризует преимущественно сдвиговый режим деформаций и представлена сочетанием правых сдвигов северо-западного простирания, левых сдвигов северо-восточной ориентировки и субмеридиональных сбросов. Формирование нарушений происходило в условиях горизонтального меридионального сжатия и широтного растяжения.

Зоны detachmentов, выявленные в карьере, расположенном рядом с пос. Каменноостский (пикет № 2), прослежены на значительном расстоянии в юго-восточном и юго-западном направлениях. Они отмечены в правом скальном борту р. Белой в районе пикета № 5 (см. рис. 8, б; см. рис. 5).

В пределах северной части плато Лагонаки в обнажениях, вскрывающих средний уровень разреза герпегемской свиты, выявлена мощная зона тектонического разлинзования, в строении которой участвуют структуры типа домино, указывающие на соскальзывание слоев в северо-западном направлении (см. рис. 6, б, в).

Пикет № 3. Этот пикет находится в координатах 44.28425900°с.ш.; 40.17533000°в.д. В 300 м к западу от пикета №2 на дне каньона Руфабго река Белая прорезает нижнюю часть разреза карбонатных пород средней-верхней юры (герпегемской свиты) (см. рис. 5).

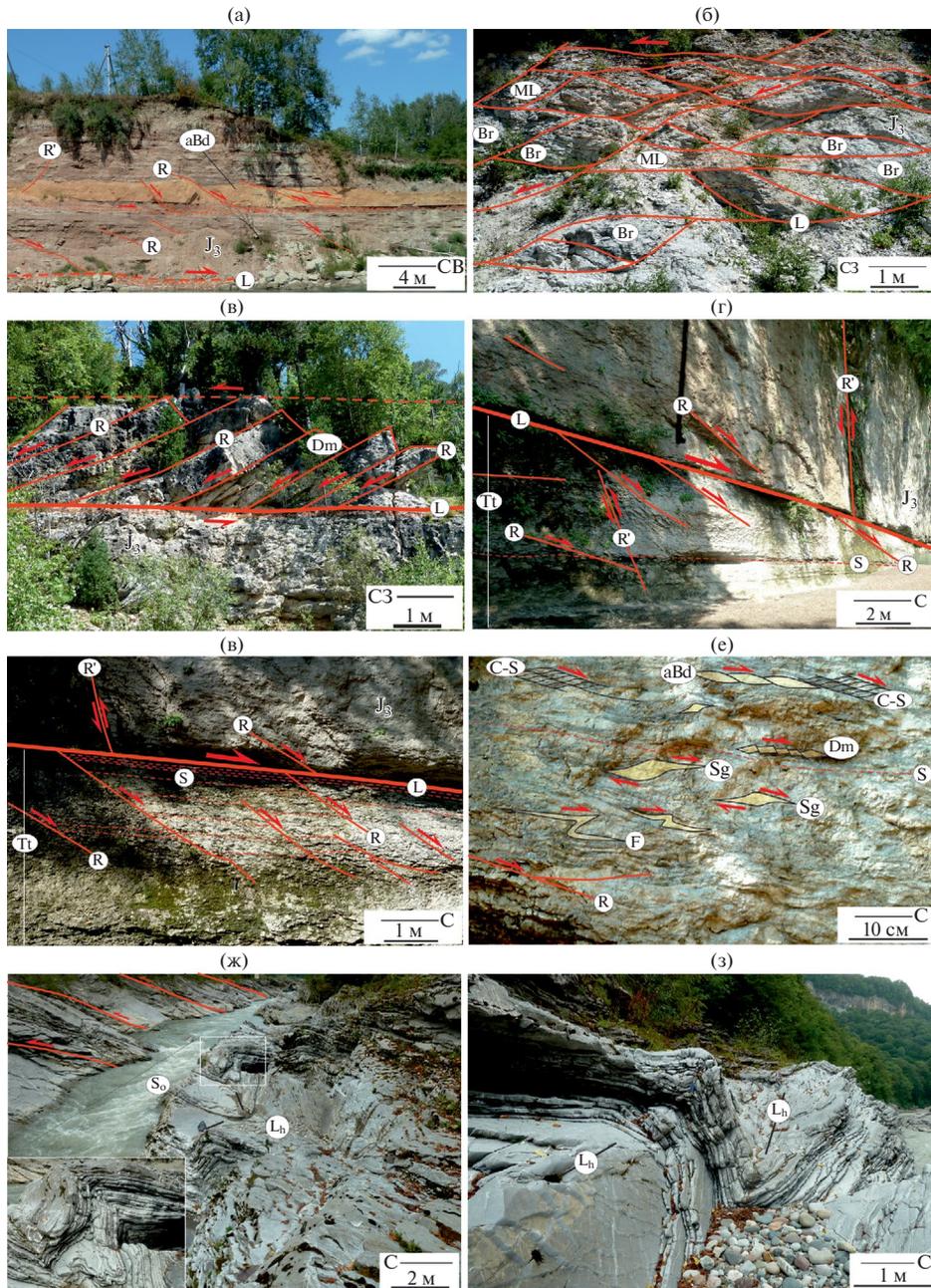


Рис. 6. Фото структур, связанных с развитием пологих тектонических нарушений.

Обозначено: L – магистральные нарушения detachментов; сколы Риделя: R – синтетические, R' – антитетические; S₀ – слоистость; S – сланцеватость; C-S – структуры; F – складки; Lh – шарниры складок; Tt – зоны тектонитов (милонитов, брекчий и др.); Sg – сигмоидальные структуры (нодули); aBd – асимметричные будины; Dm – структуры домино.

- (a) – субслойные detachменты и оперяющие их синтетические сколы Риделя (R) в пестроцветной толще верхней юры (мезмайская свита, северная часть каньона Руфабго);
- (б)–(в) – зоны разлинзования и развития структур домино вдоль detachментов, развитых в средней части разреза карбонатной толщи средней-верхней юры (герпегемская свита, северо-восточная часть плато Лагонаки);
- (г)–(д) – крупный detachмент (L) и сопряженные с ним синтетические (R) и антитетические (R') сколы Риделя в основании разреза карбонатной толщи средней-верхней юры (герпегемская свита, средняя часть каньона Руфабго);
- (е) – мезоструктурные кинематические индикаторы в зоне развития тектонитов (полосчатые мраморизованные известняки и кальцитмилоны) вдоль detachмента в основании разреза карбонатной толщи средней – верхней юры (герпегемская свита, средняя часть каньона Руфабго);
- (ж)–(з) – асимметричные складки и надвиги в толще тонкослоистых известняков нижнего триаса (ятыргвартинская свита, южная часть каньона Руфабго) – показаны прямоугольниками (линией белым)

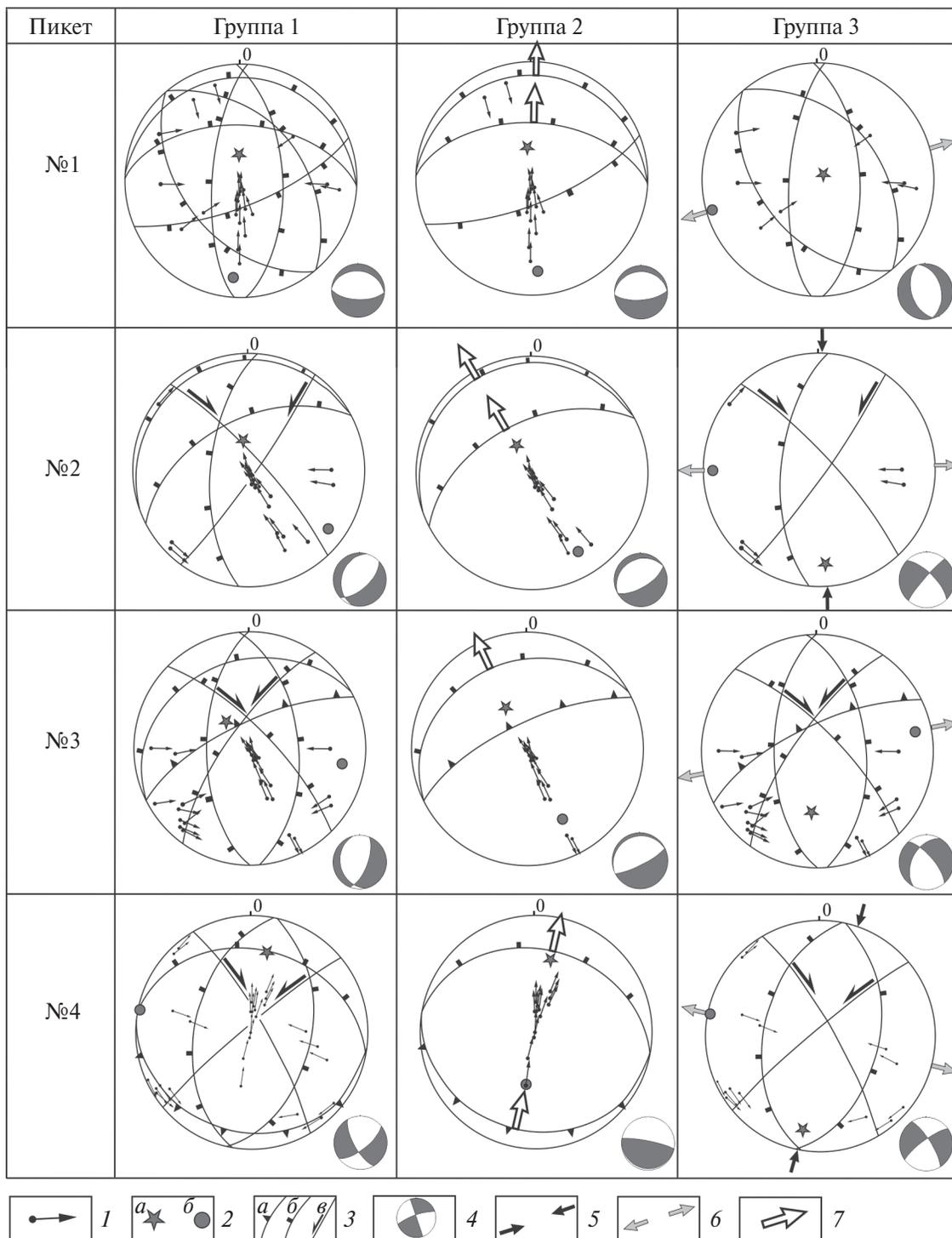


Рис. 7. Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов нарушений с векторами перемещения висячего крыла для структур 1–3 групп.

Показано: группа 1 – все замеры; группа 2 – парагенез структур, связанных с детачментами; группа 3 – парагенез нарушений преимущественно со сдвиговой, сбросовой и комбинированной кинематикой.

1 – полюсы плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – главные оси палеонапряжений: *a* – сжатия, *b* – растяжения; 3 – усредненные позиции плоскостей нарушений: *a* – взбросов и надвигов, *b* – сбросов, *в* – сдвигов;

4 – мини-стереограммы ориентировки палеонапряжений (сегменты: растяжения (серым), сжатия (белым); 5–6 – проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость:

5 – ось сжатия, 6 – ось растяжения; 7 – направления горизонтальных (тангенциальных) перемещений

Здесь в основании толщи серых массивных известняков и доломитов залегает мощная (более 10 м) зона развития тектонитов: тонкоразлинзованных карбонатных пород и милонитов (калькмилонитов), линзовидно-полосчатых мраморизованных и брекчированных известняков (см. рис. 6, г).

Зона конформна слоистости, падает в северном направлении под углами 7° – 10° и представляет собой крупный детачмент. Многочисленные структурные признаки указывают на то, что массив карбонатных пород испытал соскальзывание вниз по падению детачмента.

В строении зоны тектонитов участвуют сопряженные системы сколов Риделя – синтетических (R) и антитетических (R') сколов, имеющих сбросовую и взбросовую кинематику, соответственно (см. рис. 6, г, д).

Вдоль магистральных плоскостей скольжения зоны детачмента и оперяющих их нарушений присутствуют фрагменты зеркал скольжения. Сланцеватость милонитов и вторичная полосчатость известняков субпараллельны магистральным нарушениям. В калькмилонитах и мраморизованных известняках развиты вторичная полосчатость и сланцеватость, а также многочисленные мезо- и микроструктурные кинематические индикаторы: структуры домино и сигмоидальные нодулы, мелкие симметричные и асимметричные будины, а также разобщенные фрагменты асимметричных складок субслоистого скольжения и C–S-структуры (см. рис. 6, е).

Линейность удлинения линзовидных обособлений (линейность транспорта пород) конформна поверхности зоны детачмента и направлена вниз по ее падению.

Результаты тектонофизического исследования в районе пикета №3 были проведены в зоне развития детачмента и в массиве залегающих выше по разрезу карбонатных пород средней – верхней юры. На сводной стереограмме, объединяющей все замеры в группе №1, показаны динамически несовместимые структуры, которые не подлежат статистической интерпретации (см. рис. 7).

В группе №2 представлены нарушения, связанные с формированием зоны детачмента (см. рис. 7).

Векторы смещений вдоль магистральных поверхностей скольжения и оперяющих их синтетических сколов R направлены к север–северо-западу. Антитетические сколы R' имеют взбросовую кинематику и обратную вергентность по отношению к направлению скольжения вдоль детачмента. Ре-

конструирован взбросо-сбросовый режим деформаций, при этом угловые соотношения главных осей деформаций с горизонтальной плоскостью указывают на преобладание условий растяжения при формировании крупной зоны детачмента, развинутой в основании альпийского чехла.

В группе №3 объединены системы сдвиговых, сбросо-сдвиговых, взбросовых и сбросовых нарушений (см. рис. 7).

Этот парагенез структур сформирован в условиях сдвига-сбросового режима деформаций при субмеридиональной позиции оси сжатия и субширотной ориентировке оси растяжения.

Пикет № 4. Этот пикет находится в координатах 44.27053300° с.ш.; 40.18598400° в.д. В левом борту р. Белой и ее левом притоке руч. Руфабго обнажены тонкослоистые известняки нижнего триаса (ятыргвартинская свита), ограниченные с северо-востока одним из разломов Заканской зоны нарушений северо-западного простирания (см. рис. 5).

Толщу известняков осложняет система асимметричных складок, связанных с многочисленными субслоистыми срывами и надвигами, которые ограничивают пакеты слоев с обособленной складчатой структурой (см. рис. 6, ж, з).

Складки дисгармоничные, их морфология и очертания замков меняются от синусоидального до шевронного типа даже в пределах одной пликативной структуры (см. рис. 6, з).

В поперечном направлении к осевым плоскостям складок отмечено чередование сжатых, открытых и флексуробразных структур. Распространены наклонные и опрокинутые складки, а также мелкие лежащие складки – надвиги. Отмечена частая, пологая ундуляция шарниров складок (см. рис. 6, з).

На стереографической проекции ориентировки полюсов слоистости изученной толщи известняков нижнего триаса образуют два пояса рассеивания полюсов (см. рис. 5, в).

Наиболее представительный по количеству замеров пояс размещается вдоль дуги большого круга и характеризует главную систему цилиндрических складок. Их осевые плоскости имеют запад–северо-западное простирание и наклонены в южном направлении. Второй слабо выраженный пояс соответствует дуге малого круга и характеризует пологие конические складки, имеющие восток–северо-восточное простирание осевых плоскостей. Эти структуры более поздние, они наложены на складки главной (первой) генерации. Их развитие обусловило ундуляцию ранних

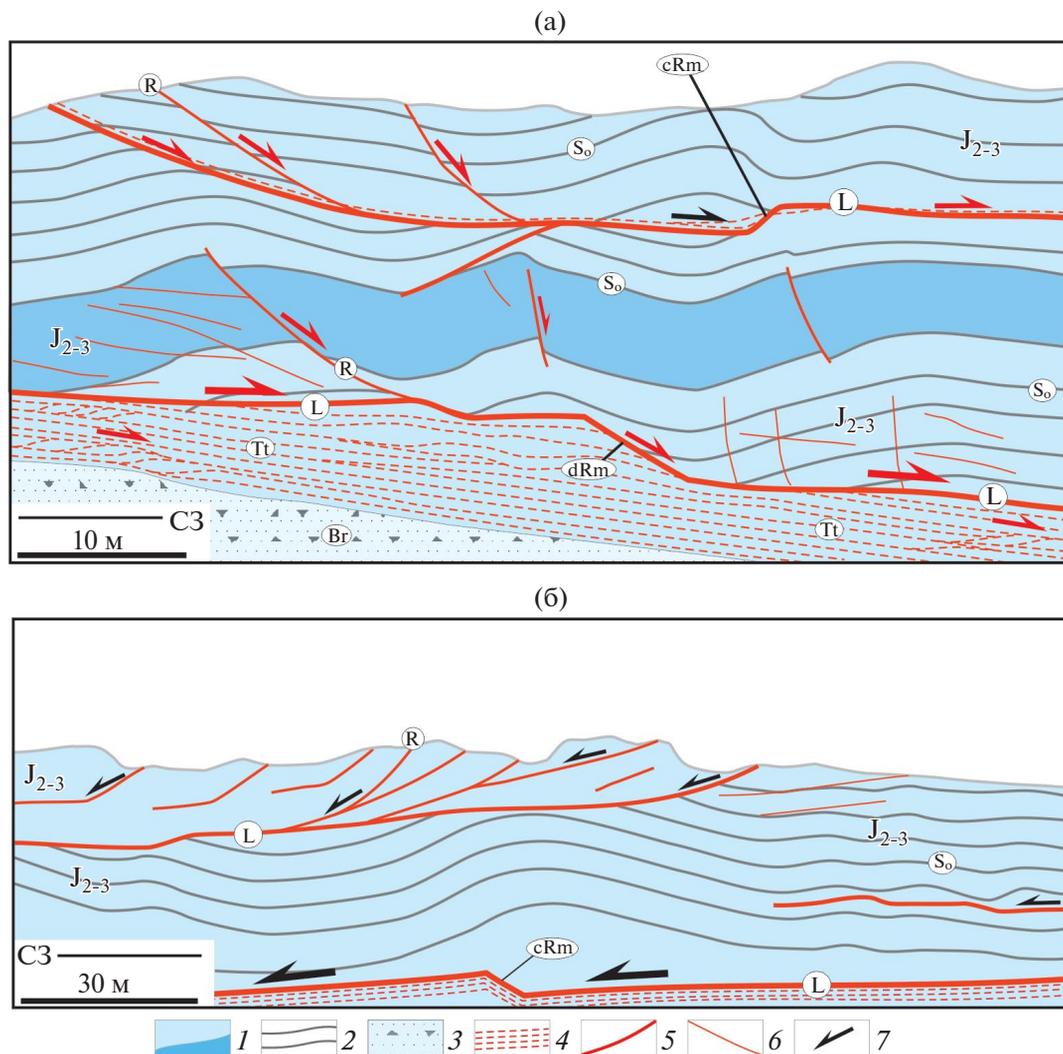


Рис. 8. Субслойные detachmentы и связанные с ними структуры в карбонатной толще средней-верхней юры (герпегемская свита).

Обозначено: L – магистральные нарушения detachmentов; R – синтетические сбросы; cRm – компрессионные ramпы; dRm – декомпрессионные ramпы; So – слоистость; Tt – зоны развития тектонитов; Br – брекчии; So – слоистость. (а) – стенка карьера на южной окраине п. Каменноостровский (пикет № 2);

(б) – скальный уступ в правом борту р. Белой в южной части каньона Руфабго (пикет № 5 – положение см. рис. 5). 1 – известняки и доломиты средней-верхней юры; 2 – слоистость; 3 – брекчии; 4 – зоны развития тектонитов; 5 – разрывы; 6 – трещины; 7 – направления смещений по разрывам

складок, что видно в характере распределения их шарниров на стереограмме (см. рис. 5, в).

Все ранние складки и сопряженные с ними надвиги имеют главную северную vergentность (см. рис. 5, в, г). При этом складчато-надвиговая система в карбонатной тоще нижнего триаса ориентирована диагонально к разлому Заканской зоны деформаций, развитому вдоль русла р. Белой. В северо-восточном борту этого нарушения в слоях терригенной толщи среднего-верхнего триаса развиты аналогичные складки и надвиги, но они имеют обратную южную vergentность [17].

Из этого следует, что рассматриваемые деформационные структуры связаны с правосторонними смещениями вдоль разрывов Заканской зоны. С этим согласуется и тот факт, что при удалении от сдвигового нарушения, развитого в долине р. Белой, в юго-западном направлении вверх по руч. Руфабго, амплитуда складок плавно снижается. На расстоянии 400–500 м от разрыва складки сменяются редкими флексурами и сбросами, развитыми на фоне моноклиналиного залегания слоев.

Таким образом, рассмотренные складчато-надвиговые структуры первой генерации, развитые

в толщах триаса, связаны с праводвиговыми перемещениями вдоль Заканской зоны сдвиго-надвиговых деформаций. Как было установлено в [17] эта зона сформирована в киммерийский этап тектогенеза. Пологие пликативные структуры второй генерации, развитые в известняках триаса, вероятно, связаны с альпийским этапом развития.

Это подтверждено тем, что в 500 м к северо-востоку от пикета №4 в карбонатной толще альпийского чехла развиты пологие складки, имеющие аналогичную восток–северо-восточную ориентировку осевых плоскостей (см. рис. 5, пикет №5).

Эти структуры обнаруживают отчетливую парагенетическую связь с субслойнными детачментами чехла, т.е. с рамповыми уступами, препятствующими соскальзыванию слоев в север–северо-западном направлении (см. рис. 8, б).

Пологие складки второй генерации, развитые в породах триаса, вероятно, сформированы в результате динамического влияния детачментов альпийского чехла.

Результаты тектонофизических исследований в районе пикета №4 представлены в виде трех групп структур (см. рис. 7).

Группа структур №1 пикета №4 объединяет все изученные в этом районе структуры. Большинство из них динамически согласованы и могут быть рассмотрены как единый парагенез, формировавшийся в условиях близких к сдвиговому режиму деформаций.

В группе структур №2 пикета №4 представлены надвиги и субслоинные срывы. Они сформированы в условиях надвигового (сбросо-взбросового) режима деформаций в результате субгоризонтальных перемещений в северном направлении.

Третья группа структур объединяет системы правых и левых сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, а также систему субмеридиональных сбросов. Нами реконструирован сбросово-сдвиговый режим деформаций в условиях субширотного (запад–северо-западного – восток–юго-восточного) растяжения и субмеридионального (север–северо-восточного – юг–юго-западного) сжатия.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПРОГИБА

Ороген Большого Кавказа с севера обрамлен крупными и глубокими прогибами, которые большинство исследователей рассматривают

в качестве краевых прогибов, связанных с формированием этого орогена [1, 9, 26, 30].

Западно-Кубанский прогиб

Западно-Кубанский прогиб представляет собой восточную часть Индоло-Кубанского прогиба и прослежен от акватории Азовского моря на восток–юго-восток до Адыгейского выступа (см. рис. 1).

Длина Западно-Кубанского прогиба – более 250 км, ширина – до 90 км. На севере прогиб отделен от Тимашевской ступени Новотитаровской флексурно-разломной зоной, которая дугообразно изогнута и в юго-восточном направлении переходит по простиранию в Цицинскую зону разломов, прослеженную в пределы северного склона Большого Кавказа [2, 17]. На юге Западно-Кубанский прогиб вдоль Ахтырской зоны нарушений сочленен с Собербашско-Гунайским синклиналием Северо-Западного Кавказа.

В поперечном сечении Западно-Кубанский прогиб имеет резко асимметричное строение (рис. 9, а).

Его северный борт пологий и слабодислоцирован, южный борт крутой и сложно построен. Особенно резкая асимметрия отмечена на западе, где осевая часть прогиба на уровне майкопской серии приближена к его южному борту, осложненному системой нарушений Ахтырской зоны.

Одни исследователи рассматривают Ахтырскую зону в качестве сложной чешуйчатой складчато-надвиговой структуры, сформированной в результате надвигания толщ краевой части Западного Кавказа в северном направлении на южный борт Западно-Кубанского прогиба [27, 28, 34], другие исследователи отмечают, что сооружение Большого Кавказа почти нигде не надвинуто на Предкавказские прогибы и, в частности, верхняя часть Ахтырского разлома круто (75–80°) падает в южном направлении, а затем он субвертикально уходит в мантию [47].

В приосевой части Западно-Кубанского прогиба расположена продольная Анастасиевско-Краснодарская бескорневая антиклинальная зона, которая делит западную часть этого прогиба на две впадины: резко асимметричную и широкую Славянско-Рязанскую – на севере и узкую Адагумо-Афипскую – на юге. На продолжении Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны к востоку расположен Шапсуго-Апшеронский вал (палео-поднятие) (см. рис. 1).

В пределах южного борта Западно-Кубанского прогиба (Адагумо-Афипской впадины) обособлено

пять антиклинальных зон, которые испытывают ступенчатое погружение к северу. Некоторые из них перекрыты надвигами, развитыми в пределах Ахтырской зоны нарушений, вдоль которых происходит надвигание краевой части Западного Кавказа на Западно-Кубанский прогиб [24, 31]. К востоку от антиклинальных зон южного борта Западно-Кубанского прогиба расположен Хадыженский блок, имеющий моноклинальное строение (см. рис. 1). На этом участке складчато-надвиговые деформации, связанные с Ахтырской зоной, не установлены.

Почти во всех кайнозойских толщах, выполняющих Западно-Кубанский прогиб, отмечены многочисленные погребенные палеоуступы и связанные с ними косонаслоенные сейсмокомплексы, представляющие собой клиноформы (см. рис. 9, а, б).

Наклон косослоистых серий в пределах клиноформ, соответствующий направлению их проградации, а также экспозиция уступов направлены к югу. Эти образования можно рассматривать как палеодельты (конусы выноса) седиментационных потоков, поступавших с севера в область мелководного шельфа южной окраины Восточно-Европейского континента. В сейсмической записи клиноформы достаточно уверенно можно дешифровать в толщах палеогена, миоцена и плиоцена, что указывает на соответствующий временной интервал существования юго-направленных седиментационных потоков (см. рис. 9, а, б).

На сейсмическом разрезе можно также отметить, что помимо латеральной проградации палеодельт в пределах отдельных горизонтов, наблюдается их закономерная направленная на юг миграция в вертикальном разрезе кайнозойских толщ, расположенных на разных стратиграфических уровнях (см. рис. 9, а).

Это, возможно, связано с последовательным и периодическим смещением береговой линии области размыва Восточно-Европейского континента в южном направлении, начиная с олигоцена до плиоцена.

В толщах верхнего миоцена (понтский региоюр) и нижнего плиоцена на сейсмических разрезах отмечены глубокие (до 100 м) палеоврезы, в пределах которых развиты хаотичные сейсмокомплексы (см. рис. 9, а).

Мы рассматриваем эти образования в качестве палеодолин, заполненных аллювиальными осадками, склоново-оползневыми хаотичными (олисто-стромовыми) комплексами и валунно-галечными продуктами их перемыва. Глубокое врезание долин

происходило в результате резкого падения базиса эрозии в периоды регрессий морского бассейна Паратетис [57, 62], охватывавших обширные территории Предкавказья.

Эти данные соответствуют представлениям о том, что, начиная со среднего миоцена (сарматский век), морские бассейны Предкавказья испытывали периодические регрессии, во время которых в некоторых частях бассейнов устанавливались субконтинентальные (субаэральные) условия осадконакопления.

Бескорневая Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона осложнена продольными нарушениями, проявлениями диапиризма и интенсивного грязевого вулканизма [28]. В подошве майкопской серии и в структуре более глубоких горизонтов эта антиклинальная зона не выражена и ей соответствует прогиб. В западной части этой зоны обособлены крупные высокоамплитудные бескорневые диапировые складки (Курчанская, Западно-Анастасиевская и Анастасиевско-Троицкая), ядра которых сложены майкопскими глинами.

Некоторые из этих структур выражены в разрезе от олигоцена (низы майкопской серии) до антропогена. В восточном направлении происходит вырождение Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны. Здесь обособлены только мелкие складчатые формы, амплитуда которых по слоям миоцена не превышает 25 м [28].

Шапсуго-Апшеронский вал, расположенный на продолжении Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, к востоку представляет собой погребенное под толщами кайнозоя палеоподняtie. В сечении рассматриваемого сейсмопрофиля вал представлен пологим выступом фундамента и поднятием толщ мезозоя (см. рис. 9, а).

В апикальной части вала отмечено трехкратное уменьшение мощностей палеоцена и эоцена, свидетельствующее об их локальном размыве. В вышележащей, преимущественно глинистой, части майкопской серии можно отметить существенное увеличение ее мощности по отношению к крыльям Западно-Кубанского прогиба. По подошве майкопской серии над валом расположена депрессия.

В северном крыле прогиба в сейсмической записи выявлен четкий пологий сброс, падающий к югу и косо-секущий разрез майкопской серии. Этот сброс вниз по падению переходит в субслойный срыв – детачмент, ограничивающий снизу майкопскую серию (см. рис. 9 а).

Непосредственно ниже и выше поверхности detachment сейсмическая запись имеет гофрированный облик. Это, полагаем, указывает на проявление вдоль detachment мелких складок в вышележащих и нижележащих слоях.

На северном продолжении пологого сброса в области осложняющего его рампа, препятствующего скольжению, дешифрируются надвиговые дуплексы сжатия, которые являются кинематическими признаками юго-направленного скольжения толщ вниз по склону. Существенное уменьшение толщины сейсмокомплекса, представленного здесь майкопской серией, пространственно связано с областью развития пологого сброса. Мы объясняем это латеральным растяжением и тектоническим сокращением разреза майкопской серии вдоль рассматриваемого сброса в соответствии с механизмом формирования асимметричных будин.

В южном крыле Западно-Кубанского прогиба развита крутопадающая флексурно-сбросовая зона, вдоль которой слои майкопской серии также испытывают заметное утонение. Севернее этой зоны в сейсмическом образе майкопской серии отмечены многочисленные нарушения осей синфазности, выраженные в их ветвлении, сдвигании и затухании, а также в разделении сейсмических отражений на короткие пунктирные отрезки, оконтуривающие мелкие складчатые формы (см. рис. 9). Асимметрия некоторых складок позволяет связать их с субслойнными срывами и надвиговыми смещениями в северном направлении (см. рис. 9, а).

Рассмотренную систему структур (пологий сброс южного падения и крутопадающую к северу флексурно-сбросовую зону) мы интерпретируем как результат соскальзывания пластичных глинистых пород майкопской серии со склонов Западно-Кубанского прогиба по системам detachment, пологих сбросов и надвигов, развитых в основании и внутри разреза майкопской серии (см. рис. 9, а).

В результате этого в осевой части прогиба произошло тектоническое скупивание материала, обусловившее существенное увеличение толщины сейсмокомплекса, представленного майкопской серией.

По нашему мнению, аналогично можно объяснить формирование Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, образованной бескорневыми складками — глиняными диапирами, развитыми в осевой части Западно-Кубанского прогиба. На рассматриваемом сеймопрофиле такие складки видны в нижней части разреза

сейсмокомплекса, представленного майкопской серией, в той части профиля, где происходит схождение detachment северного и южного склонов прогиба (см. рис. 9).

Встречное соскальзывание глинистых масс вдоль detachment обусловило развитие бескорневых пликативных структур в области скупивания и сшивания нарушений с противоположным знаком смещений (см. рис. 9, б).

Выше по разрезу складки затухают, но на смену им приходят факелобразные структуры, вероятно, соответствующие зонам повышенной проницаемости флюидно-газовых потоков, либо водонасыщенных и пластифицированных майкопских глин, образующих диапиры (см. рис. 9, а, б).

В перекрывающих майкопскую серию толщах миоцена и плиоцена на сейсмических профилях также можно распознать системы ступенчатых и листрических сбросов, переходящих в локальные субслоинные detachment (см. рис. 9, а).

Амплитуды смещения вдоль этих нарушений существенно меньше, чем в толще майкопских глин, но они имеют такую же тенденцию, связанную с соскальзыванием геомасс с бортов Западно-Кубанского прогиба в его приосевую часть. Это позволяет полагать, что в регионе исследования вся система нарушений в толще осадков кайнозоя была сформирована не ранее плиоцена. Интенсивность проявления этих дислокаций, вероятно, обусловлена реологическими свойствами пород, подверженных этим дислокациям.

Адыгейский выступ

Адыгейский выступ представляет собой субмеридиональную положительную тектоническую структуру, расположенную между Западно-Кубанским прогибом и Восточно-Кубанской впадиной [33]. Выступ ограничен разрывными нарушениями: с запада Курджипским, с востока — Ходзинским разломами (см. рис. 1).

Для Адыгейского выступа характерно резкое сокращение мощности и полноты разреза мезозоя, палеоцена и эоцена, но, в вышележащих горизонтах, включая майкопскую серию, выступ не выражен (рис. 10, а).

Это связано с тем, что в олигоцене район, в пределах которого расположен Адыгейский выступ, был вовлечен в общее погружение [2, 25].

В поперечном разрезе Адыгейский выступ представляет собой слабо асимметричную положительную структуру с более крутым западным склоном и пологим восточным склоном (см. рис. 10, а).

Помимо крупных фланговых разломов, ограничивающих выступ, его осложняют многочисленные малоамплитудные разрывы, редко проникающие в кайнозойские толщи, но контролируемые в них пологие пликативные изгибы. В результате этого сейсмический образ чехла в районе Адыгейского выступа имеет параллельно-волнистую структуру, связанную с развитием пологих субмеридиональных складок. В пределах различных горизонтов чехла эти складки гармоничные и охватывают всю видимую на разрезе толщу пород от верхней юры до кайнозоя. Признаков структурных несогласий при этом не отмечено (см. рис. 10, а).

На продольных к простиранию Адыгейского выступа сейсмических разрезах видна пологая моноклираль, образованная породами чехла, включающими комплексы син-альпийской его части (см. рис. 10, б, в).

Перепад абсолютных отметок подошвы чехла с юга на север на отрезках профилей протяженностью 30–35 км составляет 2400–2500 м. Поперечные (субширотные) Адыгейскому выступу разрывы прослежены только в комплексах фундамента и киммерийского структурного этажа.

В толщах син-альпийского чехла широко развиты системы параллельных и пологоволнистых отражений. Вдоль границ литостратиграфических подразделений с резко различными реологическими свойствами проявлены мелко-гофрированные, часто асимметрично-скошенные сейсмокомплексы (см. рис. 10, б, в).

По изгибам и смещениям отражений среди них можно выделить мелкие асимметричные складки и небольшие надвиги. Эти структуры плавно угасают вверх по разрезу. Им на смену приходят структуры с волнистыми и параллельными отражениями. Дислокации такого типа проявлены на нескольких стратиграфических уровнях: в верхней юре, в олигоцене–нижнем миоцене (в майкопской серии) и в среднем-верхнем миоцене. Проявление этих субслоенных нарушений определяет общую структурную дисгармонию комплексов чехла, что, полагаем, обусловлено развитием срывов (детачментов) вдоль границ реологически контрастных толщ (см. рис. 10, б, в).

В северной и юго-западной части Адыгейского выступа в толщах раннеальпийского структурного этажа (келловей–эоцен) развиты субширотные линейные складки с падением крыльев до 20°. При этом оси антиклиналей смещены на север на 2–3 км относительно аналогичных по гео-

метрическим параметрам структур, выраженных в толщах киммерийского этажа. Аналогичное горизонтальное смещение осей складок отмечено для двух антиклиналей, развитых в нижней части разреза сейсмокомплекса, представленного майкопской серией (верхнеальпийский этаж) на севере выступа. Эти структуры, сохраняя параллельную ориентировку с антиклиналями нижнеальпийского этажа, смещены по отношению к ним на 1–1.5 км [17].

Такие примеры латерального разобщения пликативных структур, мы считаем, свидетельствуют о горизонтальных смещениях вдоль детачментов в северном направлении. Суммарная амплитуда относительного смещения верхних элементов разреза альпийского чехла с учетом только этих структурных реперов (складок) может быть оценена величиной 3–4.5 км. При этом не учтены возможные смещения вдоль детачментов других структурных уровней альпийского чехла, а также латеральные перемещения, связанные с объемным течением и перераспределением пластичных пород таких, как глины майкопской серии.

Другие признаки проявления детачментов – это зоны прерывистых (пунктирных), линзовидных и черепично-построенных отражений. Последние из них можно сопоставить с дуплексами растяжения или структурами типа домино, сформированными в зонах детачментов в основании толщ мела и палеогена (рис. 10, в, правая часть).

Детачменты и связанные с ними складчатонадвиговые нарушения в разрезе проявлены неравномерно и не всегда вдоль единых реологических границ. Затухание детачментов или переход их на другой структурный уровень разреза обычно происходит вдоль рамповых уступов. Над уступами, препятствующими скольжению (компрессионные рампы), развиты рамповые складки, компенсирующие смещения. Примеры таких структур отмечены в основании сейсмокомплексов, представленных верхней юрой и средней частью разреза майкопской серии (см. рис. 10, б, в).

Рамповые уступы детачментов, попутные скольжению (декомпрессионные рампы разгрузки), обуславливают формирование сопровождающих их структур локального растяжения – сбросов и синклиналей проседания. Крупный рамп разгрузки, представленный хорошо выраженной в сейсмической записи системой ступенчатых сбросов, соединяет отрезки детачментов в основании сейсмокомплексов, представленных мелом и нижней частью разреза верхней юры (см. рис. 10, в).

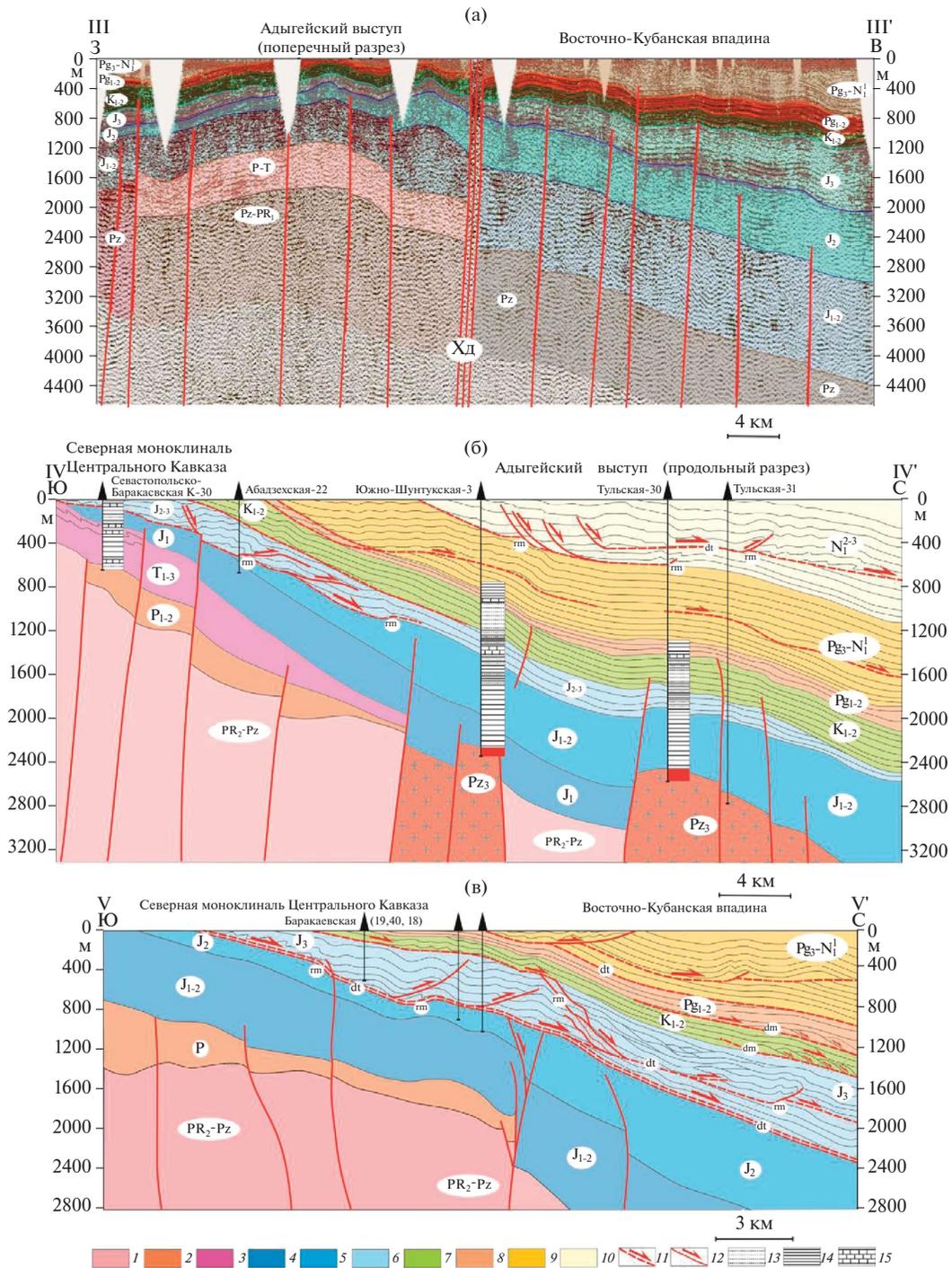


Рис. 10. Интерпретация сейсмостратиграфических разрезов, пересекающих Адыгейский выступ и его восточное крыло по линиям разрезов III–III' – V–V'.

(а) – разрез III–III';

(б) – разрез IV–IV';

(в) – разрез V–V'.

Положение разрезов – см. рис. 1.

Обозначено: dt – детачменты; rm – рампы; dm – структуры домино.

Комплекс пород (1–9): 1–2 – герцинский (Pz–PR₂ – P), 3 – переходный (T₁₋₃), 4–5 – киммерийский (J₁₋₂), альпийский чехол (J₃–N₁²⁻³) (6–10): 6 – средне-верхнеюрские (J_{2,3}) и верхнеюрские (J₃) толщи, 7 – меловые толщи (K₁₋₂), 8 – нижне-среднепалеогеновые толщи (Pg₁₋₂), 9 – олигоцен–нижнемиоценовая майкопская серия (Pg₃–N₁¹); 10 – средне-верхнемиоценовые толщи (N₁²⁻³); 11 – детачменты; 12 – разрывы; 13–15 – состав пород в разрезе скважин: 13 – песчаники, 14 – алевропелиты, 15 – известняки

В сброшенном крыле латерально протяженный (7 км) массив пород верхней юры отображен в сейсмической записи в виде сложной линзовидно-петельчатой системы отражений. Такой сейсмический образ мы идентифицируем как мощную (400 м) зону субслояного разлинзования, развития будин и продольного растяжения, расположенную над плоской поверхностью детачмента (флэтом). Далее по направлению падения детачмента, расположенного в основании зоны разлинзования, его поверхность образует компрессионный уступ, над которым юрские слои образуют рамповые асимметричные складки, осложненные надвигом (см. рис. 10, в).

Изученные структуры представляют собой единый компенсационный парагенез структур. Этот парагенез можно охарактеризовать как динамически сопряженную триаду: (i) область сбросового срыва (рампы разгрузки), (ii) зона продольного растяжения и скольжения (транспорта) по наклонному детачменту, (iii) область нагнетания, а также развития рамповых складчато-надвиговых структур (см. рис. 10, в).

Подобного типа триады (сброс/срыв – транспорт–нагнетание) установлены и в других частях разреза кайнозой в пределах Адыгейского выступа, в частности, в нижних стратиграфических уровнях майкопской серии. Здесь выражено сочетание литрических сбросов, переходящих вниз по падению в детачменты, на латеральном продолжении которых развиты рамповые структуры нагнетания (см. рис.10, в).

Восточно-Кубанская впадина

Восточно-Кубанская впадина с запада ограничена Каневско-Березанской системой поднятий и Адыгейским выступом, на востоке – Минераловодским выступом и Ставропольским сводом, расположенными на продолжении Транскавказского поперечного поднятия. Впадина протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, ее ширина достигает 70 км. Глубина Восточно-Кубанской впадины по подошве чехла превышает 6500 м. В строении депрессии участвуют отложения от нижнеюрского до четвертичного возраста.

Отложения верхней юры центральной части Восточно-Кубанской впадины содержат значительные по мощности эвапоритовые толщи, а также контролируемые погребенными приразрывными уступами рифовые постройки и шлейфы их обрушения (обломочные известняки) (рис. 11).

На удалении от склонов Большого Кавказа мощные толщи средней и верхней юры центральной части Восточно-Кубанской впадины срезаны предмеловой поверхностью денудации в бортах этой депрессии (см. рис. 11).

При этом на склонах и в апикальных частях поднятий, обрамляющих Восточно-Кубанскую впадину, значительный размыв испытали образования киммерийского и, иногда, герцинского структурных этажей. Сочетание различных факторов позволяет прогнозировать возможность локализации углеводородов в бортах Восточно-Кубанской впадины в ловушках структурного (антиклинали, флексуры), литологического (рифовые и обломочные известняки, перекрытые экранирующими горизонтами) и стратиграфического (несогласия) типа (см. рис. 11).

На сейсмических разрезах, пересекающих Восточно-Кубанскую впадину, выявлены детачменты в основании сейсмокомплексов, представленных толщами палеоцена и олигоцен-миоцена (майкопская серия). Образование этих детачментов обусловлено соскальзыванием породных масс в северном направлении со склонов Адыгейского выступа и Кавказского орогена. Признаками проявления детачментов, в данном случае, выступают крупные структурно обособленные сейсмокомплексы, выраженные в многократном сдвигании и скупивании объемов породных масс, имеющих сигмоидальные очертания и ограниченных наклонными отражающими поверхностями (см. рис. 11).

Мы рассматриваем такие образования в качестве надвиговых дуплексов, формирование которых обусловлено субслояными срывами и многократным нагромождением пакетов слоев. Характерными свойствами этих структур мы считаем срезание слоев (отражений) пологими разрывами в нижней и верхней части дуплексов, а также развитие антиформных структур (структур нагнетания) в перекрывающих их толщах. Развитие структур нагнетания свидетельствует о том, что надвиговые дуплексы были сформированы после накопления вышележащих осадков. В результате скупивания тектонических пластин в пределах дуплексов над ними были сформированы локальные поднятия – антиформы нагнетания (см. рис. 11, а, фрагмент).

Рассматриваемые структуры скупивания (дуплексы, антиформы) приурочены к высокоградиям участкам уменьшения интенсивности наклона слоистости пород, а также поверхностей их соскальзывания – детачментов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Известно, что классические краевые (предгорные) прогибы, такие как Предуральский, Пред-аппалачский, Предальпийский, Предкарпатский и другие) расположены в форланде горно-складчатых сооружений, которые надвинуты в сторону сопредельных платформ [29, 37, 44]. Однако для Большого Кавказа, форландом которого служит южная периферическая часть Восточно-Европейского континента, характерна преимущественно обратная южная вергентность [5].

Предкавказские прогибы имеют отличие в том, что они расположены в тылу Кавказского складчатого пояса. Кроме того, амплитуды их погружения находятся в обратной зависимости от интенсивности воздымания орогена: максимальные амплитуды прогибания отмечены вдоль низкогорных фланговых частей Большого Кавказа, минимальные — приурочены к центральной высокогорной части орогена [9].

Рассмотренные в настоящей работе данные позволяют полагать, что формирование прогибов Западного Предкавказья не было связано с процессами орогения Большого Кавказа, по крайней мере, до плиоцена включительно, что согласуется с материалами, изложенными в [19, 20]. Эти, в существенной мере, новые представления затрагивают вопросы о времени начала воздымания и условиях формирования современного орогена Большого Кавказа и обрамляющих его прогибов.

Установленные нами на сейсмических разрезах восточной части Западно-Кубанского прогиба многочисленные погребенные уступы и связанные с ними клиноформы, можно рассматривать как реликты палеодельт древних речных систем — аккумулятивные структуры, сложенные детритовым материалом, перемещенным седиментационными потоками, ориентированными в направлении с севера на юг, со структур с платформенным стилем строения (с древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Скифской платформ) в область широкого шельфа южной окраины Восточно-Европейского континента (см. рис. 9).

Распределение клиноформ в толще осадков кайнозоя, выполняющих Западно-Кубанский прогиб, подтверждает, что седиментационные потоки поступали со стороны Восточно-Европейского континента, по крайней мере, начиная с палеогена и до раннего плиоцена, включительно. При этом в восточной части Западно-Кубанского прогиба установлена миграция палеодельт в южном направлении до предгорий современного орогена

Большого Кавказа, которого вплоть до плиоцена, вполне очевидно, не существовало (рис. 9, а).

Это дополняет и уточняет полученные ранее результаты анализа сейсморазрезов западной части Западно-Кубанского прогиба [19, 36].

Подчеркнем, что в плиоцене приграничная область мелководного и глубоководного шельфа, где шло формирование палео-дельт, аккумуляровавших обломочный материал, принесенный с севера (со стороны Восточно-Европейского континента), была максимально приближена к районам северного подножья современного Большого Кавказа. Далее к югу, вероятно, происходила смена этой приграничной области глубоким шельфом и континентальным склоном Восточно-Европейского континента, осадочные комплексы которых перекрывали цоколь будущего орогена Большого Кавказа, но впоследствии были удалены.

Осадочные грубообломочные полимиктовые образования, которые можно сопоставить с типичной орогенной молассой, участвуют в строении только самой верхней части разреза Западного Предкавказья. Они имеют незначительную мощность и содержат литологические и изотопно-геохронологические (U—Pb датировки детритового циркона) признаки поступления обломочного материала из орогена Большого Кавказа [2, 20, 21]. Накопление этих грубообломочных полимиктовых образований началось не ранее эоплейстоцена [21].

Сформулируем ряд положений, которые требуют дальнейшего анализа и обоснований.

- Области, в пределах которых расположены современные западный сегмент орогена Большого Кавказа и прогибы западного Предкавказья, в мезозое и кайнозое вплоть до конца плиоцена представляли собой окраинно-континентальный осадочный бассейн (западная часть Крымско-Кавказского бассейна, по [19]), который был частью мегабассейна Паратетис. В мегабассейне происходила аккумуляция терригенного материала, приносимого со стороны питающих провинций, расположенных в пределах Восточно-Европейского континента и к концу неогена были сформированы многокилометровые толщи верхнемезозойско-кайнозойской части плитного чехла Скифской эпигерцинской молодой платформ.

- Воздымание орогена Большого Кавказа началось не ранее плиоцена, а, возможно, и позже — лишь в начале квартала (2.6–2 млн лет назад (?)). Ороген испытал быстрое воздымание за короткий промежуток времени (2.6–2 млн лет). Перекрывающие его толщи плитного чехла испытали

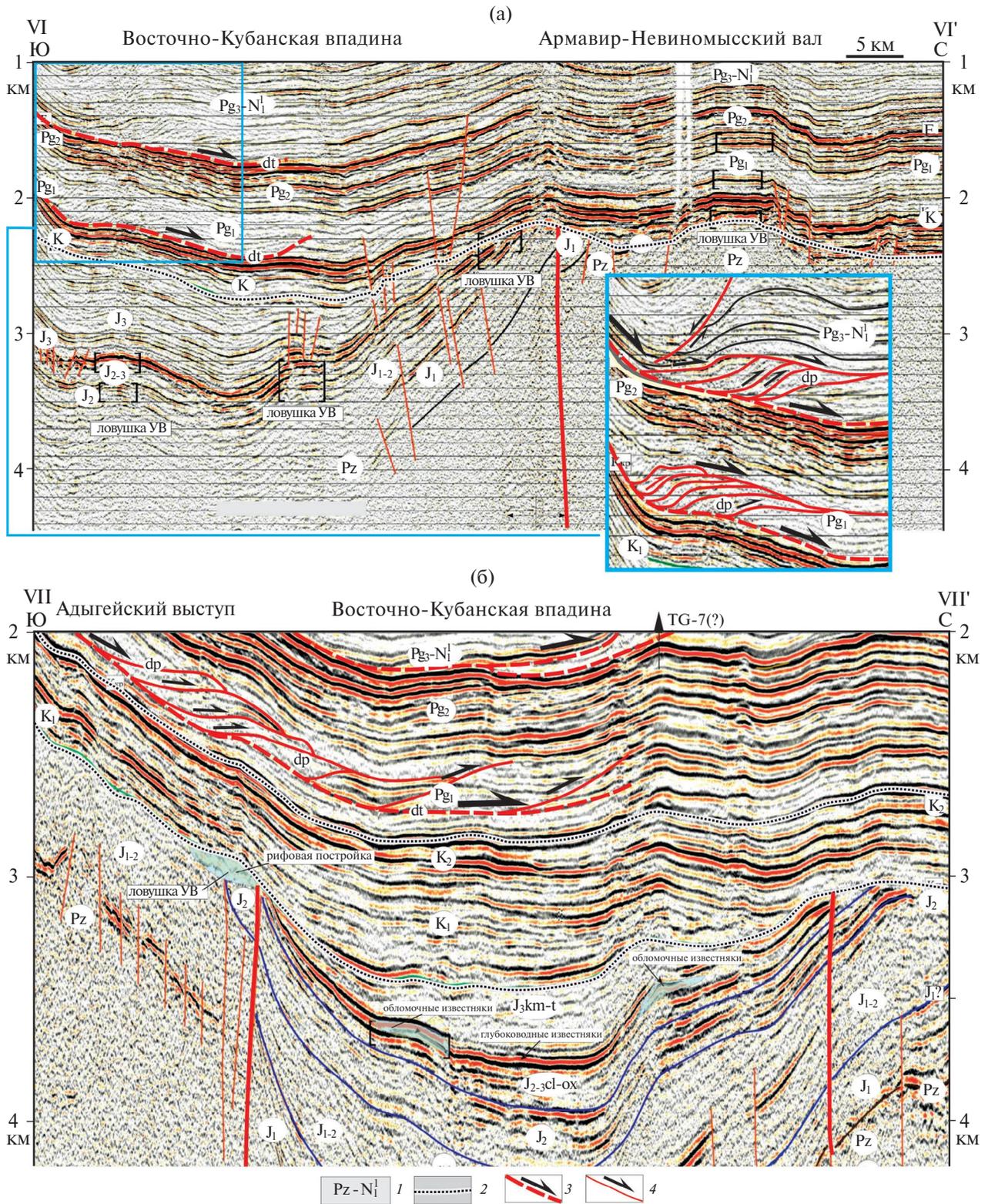


Рис. 11. Сейсмостратиграфические разрезы Восточно-Кубанской впадины по линиям разрезов VI–VI' и VII–VII'.

(a) – разрез VI–VI';

(б) – разрез VII–VII'.

Положение разрезов – см. рис. 1.

Обозначено на схеме: dt – детачменты, dp – дуплексы.

1 – индексы возраста; 2 – границы несогласного залегания; 3 – детачменты; 4 – разломы

быструю денудацию (гипергенную и тектоническую (?) эрозию), в результате чего в осевой зоне орогена в настоящее время экспонированы комплексы гранитно-метаморфического основания Большого Кавказа, продукты размыва которого зафиксированы в четвертичной молассе.

- Продукты разрушения орогена Большого Кавказа в прогибах Западного Предкавказья слагают маломощные толщи орогенной (грубой) молассы четвертичного возраста. Эти образования составляют чрезвычайно малые объемы, которые не сопоставимы с амплитудами поднятия Большого Кавказа и предполагаемыми мощностями (многие километры(?)) толщ, перекрывавших комплекс палеозойского основания этого орогена.

- Высокие скорости роста западного сегмента орогена Большого Кавказа и малые объемы продуктов его разрушения, аккумулированных в Западно-Предкавказском прогибе, представляют собой противоречивый феномен, который невозможно объяснить только фактором гипергенной эрозии Большого Кавказа.

В результате наших исследований были получены новые данные, отчасти подтверждающие и расширяющие содержание предлагаемых положений. В частности, есть основания полагать, что комплексы плитного чехла, предположительно, перекрывавшие Большой Кавказ до начала квартала, испытали не только гипергенную денудацию, но и тектоно-гравитационное соскальзывание горных масс со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Нами установлено широкое распространение detachментов в основании и внутри разреза альпийского чехла Скифской плиты на северном склоне Большого Кавказа и в южной части прогибов Западного Предкавказья.

Результаты полевых геолого-структурных исследований в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа (горная часть бассейна р. Белая) показали, что формирование структурных парагенезов, связанных с развитием detachментов, было обусловлено процессами соскальзывания пакетов слоев чехла преимущественно в северном направлении – вниз по склону северного моноклиального крыла Большекавказского орогена (см. рис. 7, группа 2).

Detachменты и связанные с ними парагенезы структур были выявлены непосредственными наблюдениями в разрезах чехла, экспонированных на современной дневной поверхности, а также в их глубоко погруженных частях, представленных на изученных сейсмических профилях. Мож-

но отметить высокую степень подобия структур в отношении их морфологии и принципов пространственной организации, наблюдаемых:

- в обнажениях (см. рис. 5, б; см. рис. 6, см. рис. 8);

- на сейсмопрофилях (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

В обоих случаях видна структурная дисгармония пакетов слоев, разделенных detachментами. Многочисленные разноранговые оперяющие структуры сопровождают зоны субслоистых detachментов. Это синтетические сбросы и склоны Риделя, реже, антитетические нарушения со взбросовой и сбросовой кинематикой. Компрессионные и декомпрессионные рамповые уступы, сопровождающие их структуры сжатия (рамповые складки, надвиговые дуплексы) и растяжения, установлены прямыми наблюдениями и при интерпретации сейсмопрофилей. Полевыми наблюдениями вдоль зон detachментов зафиксированы асимметричные складки и небольшие надвиги, структуры домино и зоны разлинзования, которые также установлены в сейсмических образах.

Выполненный нами анализ сейсмостратиграфических разрезов южной части Западного Предкавказья показал широкое развитие detachментов в структуре прогибов, обрамляющих современный ороген Большого Кавказа. Как правило, detachменты приурочены к границам толщ с различными реологическими свойствами и участкам значительного наклона слоистости осадочных комплексов на северном борту современного орогена Большого Кавказа и, реже, погребенных поднятий. Установлены разнообразные структуры, связанные с процессами скольжения вдоль detachментов: асимметричные складки и небольшие надвиги, структуры домино и зоны разлинзования (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

Вдоль рамповых уступов detachментов попутных скольжению развиты структуры локальной декомпрессии (сбросы, синклинали проседания). Вдоль рампов, препятствующих смещениям, локализованы складчато-надвиговые компрессионные структуры (рамповые складки, надвиговые дуплексы) (см. рис. 10, б, в; см. рис. 11).

Сопряженное развитие тех и других структур в ряде случаев приводит к развитию своеобразных ячеек латерального транспорта горных масс. В строении таких ячеек участвует динамически сопряженная триада структурных ансамблей (рис. 12):

- область динамической разгрузки и развития сбросовых срывов (декомпрессионный рамп);

– зона разлинзования и скольжения (транспорта) по наклонному детачменту;

– область нагнетания и формирования рамповых складок, надвигов и надвиговых дуплексов (компрессионный рамп), компенсирующих перемещения по детачменту.

Все структуры, сформированные в таких ячейках, представляют собой компенсационный структурный парагенез, который отражает отдельные компоненты деформации: перемещение и/или скольжение и компенсирующие его компоненты деформации растяжения и сжатия.

Отметим разноранговый характер организации ячеек латерально транспорта геомасс, развитых вдоль детачментов. Они имеют протяженность от нескольких десятков метров до нескольких (10–15) километров (см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

Латеральные ряды таких малых ячеек составляют единую систему (ячейку первого порядка), связанную с соскальзыванием толщ чехла со склонов орогена Большого Кавказа и их компенсационным скупиванием/нагнетанием в центральных частях прогибов, обрамляющих это современное горное сооружение.

Динамические ячейки латерального транспорта интересны и в практическом отношении. Детачменты, в пределах которых породы подвержены интенсивной деформации и дезинтеграции, могут представлять собой зоны благоприятные для активизации процессов миграции углеводородов.

Существование в пределах рассматриваемых ячеек сегментов относительно повышенной компрессии и декомпрессии является фактором, контролирующим создание вторичной пористости в зонах тектонической дезинтеграции пород, а также перераспределение (миграцию) углеводородов в декомпрессионный сектор. Миграции углеводородов также гидродинамически благоприятствует направление восстания зон детачментов и дезинтеграции (см. рис. 12).

При наличии перекрывающего экранирующего горизонта (флюидоупора) в области декомпрессионного рампа можно ожидать формирование ловушек для углеводородов. Формирование структурных ловушек также возможно в замках рамповых складок, расположенных над компрессионными дуплексами и рампами, в области которых в результате динамической нагрузки происходит выдавливание углеводородов (см. рис. 12).

Своеобразный ансамбль структур установлен в связи с развитием детачментов в бортах За-

падно-Кубанского прогиба. В данном случае – встречное соскальзывание пластичных преимущественно глинистых пород майкопской серии вдоль детачментов привело к скупиванию и многократному увеличению их объема в осевой части прогиба (см. рис. 9).

В областях сшивания противонаправленных детачментов в результате встречных перемещений геомасс установлены складки нагнетания (см. рис. 9, б).

Над такими зонами нагнетания развиты факелообразные структуры, которые могут представлять собой либо обводненные глиняные диапиры, либо зоны высокой проницаемости и миграции углеводородов. В любом из этих случаев можно полагать, что формирование и диапиров, и потоков углеводородов могло быть обусловлено процессами выдавливания масс из области высокой динамической нагрузки, в которой сформированы складки нагнетания.

В рассмотренных сечениях Западно-Кубанского прогиба ярко выраженных признаков глиняного диапиризма в толщах, перекрывающих майкопскую серию, и на дневной поверхности не отмечено. Можно полагать, что диапиризм в восточной части Западно-Кубанского прогиба испытывает начальные стадии развития. Вполне вероятно, что глиняные диапиры Западно-Кубанского прогиба, развитые вдоль западной части Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, также динамически связаны с явлениями нагнетания майкопских глин в результате их встречного соскальзывания с противоположных бортов прогиба.

Существуют представления о том, что Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона начала свое формирование в сармате и ее конседиментационное развитие шло до плейстоцена [28]. В соответствии с нашими представлениями, признаки конседиментационного развития этой структуры (локальные несогласия, выклинивание отдельных горизонтов) пока не являются строго доказанными. Подобные соотношения осадочных толщ могут возникнуть в результате гидродинамического прорыва водонасыщенных пластичных глин к поверхности, что приводит к формированию сорванных контактов, разрывов и зон дробления, а также структур сползания осадков в бортах диапировых поднятий.

Учитывая, что большинство диапировых антиклиналей Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны хорошо выражены в современном рельефе и нарушают нормальное залегание четвертичных отложений, мы полагаем,

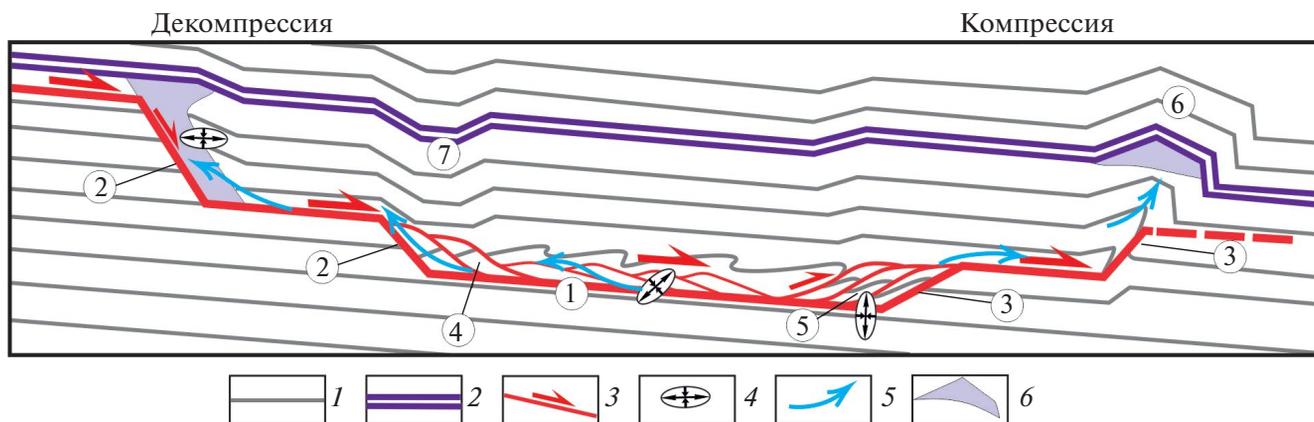


Рис. 12. Графическая модель строения структурной триады “декомпрессионный рамп–зона транспорта–компрессионный рамп” и возможные способы перераспределения и локализации углеводородов.

Обозначено (цифры в кружочках): 1 – детачмент; 2 – декомпрессионный рамп; 3 – компрессионный рамп; 4 – дуплексы растяжения; 5 – дуплексы сжатия; 6 – рамповые складки; 7 – надрамповая синклиральная проседания.

1 – слои; 2 – экранирующий горизонт; 3 – разрывы; 4 – ориентировка осей сжатия и растяжения; 5 – предполагаемые пути миграции углеводородов; 6 – потенциальные структурные ловушки для углеводородов

что активное развитие этой структуры стартовало только в квартере. Косвенно можно допустить, что и развитие детачментов, обусловивших нагнетание масс в основании этой бескорневой антиклинальной зоны произошло не ранее четвертичного времени.

На основании результатов выполненных нами тектонофизических исследований установлены две группы структурных парагенезов, развитых в толщах альпийского чехла. Третья группа имеет обособленные динамические параметры по отношению к структурам, связанным с формированием детачментов. Тектонические нарушения этой группы были сформированы в условиях сбросового, сдвига-сбросового и сдвигового режимов деформаций (см. рис. 7, группа 3).

Ориентировка оси сжатия варьирует от субвертикальной до субгоризонтальной позиции субмеридионального направления. При этом субгоризонтальная ось растяжения имеет субширотную (западно-восточную, запад–юго-западную – восток–северо-восточную, запад–северо-западную – восток–юго-восточную) ориентировку.

В настоящее время на основе сейсмологических и тектонофизических данных установлено, что главное позднеальпийское и современное поля напряжений Центрального и Западного Кавказа характеризуются преимущественно условиями меридионального сжатия и широтного растяжения [39, 42]. Обстановке горизонтального растяжения со сдвигом соответствует механизм Пшехского земле-

трясения 2004 года с магнитудой $M=4.5$, произошедшего в Адыгейском секторе Большого Кавказа [6].

Это позволяет полагать, что выявленный нами структурный парагенез (группа 3) характеризует проявления новейших деформаций, связанных с незначительным поперечным сжатием (сокращением) и продольным растяжением рассмотренной краевой части орогена Большого Кавказа. При этом, вероятно, большое значение имели перемещения вдоль сдвиговых нарушений транскавказского (запад–северо-запад, восток–северо-восток, северо-восток) направления.

Развитие детачментов в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций при наклонном положении осей сжатия и растяжения, расположенных приблизительно в одной плоскости с векторами перемещений. При этом оси сжатия ориентированы под большими углами (60° – 70°), а оси растяжения образуют малые углы (20° – 30°) с горизонтальной плоскостью (см. рис. 7, группа 2).

Такие кинематические и динамические параметры свидетельствуют об условиях вертикально-косого сплющивания и преобладающего субгоризонтального растяжения. Наиболее вероятной причиной этой динамической обстановки является взаимодействие двух взаимосвязанных процессов: вертикальное поднятие орогена Большого Кавказа, обусловленное эндогенными (тектоническими) причинами, и гравитационное соскальзывание геомасс со склонов этого горного сооружения.

Наиболее вероятным механизмом формирования detachментов Западного Предкавказья служит механизм тектоно-гравитационного соскальзывания толщ осадочного чехла со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Такого рода явления широко развиты в обрамлении многих орогенных сооружений, которые принято рассматривать в рамках тонкокожеей тектоники, т.е. тектоники сорванного со своего структурного основания чехла [44, 58]. Действующими механизмами в этом случае являются эндогенные (тектонические [51, 61, 64]) и гравитационные факторы, обуславливающие постколлизийное растяжение и коллапс орогенного поднятия [52, 53].

Мы полагаем, что комплексы плитного чехла, которые до конца неогена перекрывали область, соответствующую современному горному сооружению Большого Кавказа, в четвертичное время испытали не только денудацию, но и тектоническую эрозию за счет гравитационного соскальзывания со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Эти процессы, очевидно, являются одной из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа и, возможно, совместно с гипергенными процессами привели к эрозионно-тектонической эксгумации нижних элементов разреза и комплексов гранитно-метаморфического основания Кавказского орогена.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. В пределах Западно-Кубанского прогиба широко развиты клиноформы, представляющие собой палеодельты выноса терригенного материала со стороны Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы в область широкого шельфа Восточного Паратетиса. Распределение клиноформ в разрезе позволяет полагать, что юго-направленные седиментационные потоки существовали вплоть до позднего плиоцена, включительно.

2. Формирование современного орогена Большого Кавказа и грубых молассовых отложений, связанных с разрушением этого поднятия, началось не ранее конца плиоцена, вероятно, в эпоху столене.

3. В строении Адыгейского сектора северного склона Большого Кавказа и южной части Западно-Кубанского прогиба широко развиты тектоно-гравитационные detachменты, представляющие собой одну из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа.

4. Развитие detachментов в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций в обстановке вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения.

5. Тектоно-гравитационные detachменты сформированы при взаимодействии двух факторов: вертикального поднятия орогена Большого Кавказа, обусловленного эндогенными (тектоническими) причинами, и гравитационного соскальзывания геомасс со склонов этого горного сооружения.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность рецензенту Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия), анонимным рецензентам и членам редколлегии журнала “Геотектоника” за ценные критические замечания и советы, улучшившие статью. Авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252. <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. – М.-Л.: Науч.-изд. бюро СНП, 1927. 186 с.
2. *Белуженко Е.В., Волкодав И.Г., Деркачева М.Г., Корсаков С.Г., Соколов В.В., Черных В.И.* Оligоценовые и неогеновые отложения долины реки Белой (Адыгея). – Майкоп: АдыГУ, 2007. 110 с.
3. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс – Белая (Северо-Западный Кавказ). – Ст. 1. – Средний миоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002 а. Т. 77. Вып. 1. С. 47–59.
4. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс–Белая (Северо-западный Кавказ). – Ст. 2. – Верхний миоцен–плиоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002 б. Т. 78. Вып. 2. С. 51–61.
5. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху.* – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
6. *Габсатарова И.П.* Пшехское землетрясение 15 ноября 2004 года с $M_w=4.5$, $I_0^p=5-6$ (Краснодарский край). – В кн.: *Землетрясения Северной Евразии, 2004 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 386–394.
7. *Жижченко Б.П.* Методы стратиграфических исследований в нефтегазоносных областях. – М.: Недра, 1969. 295 с.

8. *Исаев В.М., Гаджиев Т.И., Али-Заде С.А., Кенгерли Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника. 1981. № 1. С. 70–84.
9. *Клавдиева Н.В.* Тектоническое погружение кавказских краевых прогибов в кайнозое. – Дис. ... к.г.-м.н. – М.: МГУ, 2007. 263 с.
10. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер, проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.
11. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
12. *Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И.* Особенности позднеальпийской тектоники Адыгейского сектора Большого Кавказа. – В кн.: *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы - 2024.* – Мат-лы LV Тектон. совещ. 29 янв.-3 февр. 2024. – М.: ГЕОС. 2024. Т.1. С. 202–206.
13. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. – Под ред. Ю. Г. Леонова – М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
14. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2005. 340 с.
15. *Копп М.Л., Шерба И.Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. №6. С. 94–108.
16. *Копп М.Л., Шерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
17. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В., Черных В.И., Тузилов Г.Р., Греков И.И., Токарев В.Н., Деркачева М.Г., Соколов В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. – Изд. 2-е. – Серия Кавказская. – Лист L-37-XXXV. – Майкоп. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. 301 с.
18. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. – Изд. 2-е. – Серия Кавказская. – Лист L-37-XXXIV. – Туапсе. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002, 184 с.
19. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. №9. С. 78–84. Doi: 10.24887/0028-2448-2023-9-78-84
20. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U–Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024а. №1. С. 4–15. Doi:10.24412/1997-8316-2024-113-4-15.
21. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И., Драздова А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шежуков В.С.* Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа. – В кн.: *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы.* – Мат-лы LV Тектон. совещ. 29 янв.-3 февр. 2024. – М.: ГЕОС. 2024б. Т.1. С. 244–249.
22. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. №4. С. 3–40. Doi: 10.31857/S0016853X2104010X
23. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. – Под ред. А.В. Пейве – М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).
24. *Летавин А.И., Орел В.Е., Чернышев С.М. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа. – Под ред. Н.А. Крылов – М.: Недра, 1987. 95 с.
25. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. 482 с.
26. *Милановский Е.Е., Хайн В.Е.* Геологическое строение Кавказа. – Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского – М.: МГУ, 1963. 357 с.
27. *Моллаев З.Х., Доценко В.В., Бачаева Т.Х.* Концепции формирования Западно-Кубанского краевого прогиба. – В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа.* – Под ред. А.О. Глико, И.А. Керимова – М.: ИИЕТ РАН, 2020. Т. X. Ч. 1. С. 179–186.
28. *Моллаев З.Х., Доценко В.В., Бачаева Т.Х.* Строение и формирование структуры Западно-Кубанского краевого прогиба. – В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа.* – Под ред. А.О. Глико, И.А. Керимова – М.: ИИЕТ РАН, 2020. Т. X. Ч.1. С. 187–199.
29. *Муратов М.В.* Типы впадин осадочного чехла древних платформ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 5. С. 61–71.
30. *Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А.* Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.
31. *Орел В.Е., Распов Ю.В., Скрипкин А.П. и др.* Геология и нефтегазоносность Предкавказья. – Под ред. В.Е. Орла. – М.: ГЕОС, 2001. 299 с.
32. *Патина И.С., Ленов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизиионный правый сдвиг // Геотектоника, 2017. № 4. С. 17–30.
33. *Полина С.Д., Данцова К.И., Файзуллин Г.И.* Актуальные проблемы и вопросы тектоники, геологии и нефтегазоносности северо-западного Кавказа // Изв. ОшТГУ. 2023. №2-1. С. 269–276.

34. Попков В.И., Бондаренко Н.А. Тектоника орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа. — В сб.: *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики*. — Мат-лы XLI Тектон. совещ. 29 янв.-1 февр. 2008 г. — М.: ГЕОС, 2008. Т.2. С. 125–130.
35. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.
36. Постникова И.С., Патина И.С., Горкин Г.М. Строения и формирования эрозионной структуры верхнемиоценовых отложений западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 2024. №5. С. 517–525. Doi: 10.1134/S0024490224700676.
37. Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Под ред. Н.П. Хераскова — М.: Наука, 1959. 155с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.28).
38. Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным 507 объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. №1. С. 17–29.
39. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. — Отв. ред. Ю.Г. Леонов — М.: ГЕОС, 2017. 225 с.
40. Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений. — В кн.: *Современная тектонофизика. Методы и результаты*. — Под ред. Ю.Л. Ребецкого — М.: ИФЗ. 2015. Т. 2. С. 47–76.
41. Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.6. Вып.4. С.64–80.
42. Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В. Особенности строения Пшехско-Адлерской флексуно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2024. № 2. С. 32–44.
43. *Тектоника Европы и смежных областей. — Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. — Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2 500 000* — М.: Недра, 1978. Изд. 2-ое. 588 с.
44. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Наука, 2001.604 с.
45. Холодов В.Н., Недумов Р.И. К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т 4. № 2. С. 80–91.
46. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений северо-восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2003. 46 с.
47. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир. — В сб.: *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты*. — Мат-лы XXXIV-го Тектон. совещ. 30 янв.-3 февр. 2001 г. — М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С. 316–320.
48. Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. — Под ред. Ю. Г. Леонова — М.: Наука, 1993. 228 с.
49. Adamia S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. 2011. Geology of the Caucasus: A review // Turkish J. Earth Sci. Vol.20. P. 489–544.
50. Avdeev B., Niemi N.A. Rapid Pliocene exhumation of the central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry // Tectonics. 2011. Vol.30. P.1–16.
51. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps // Tectonics. 1995. Vol. 14. No. 1. P. 120–131.
52. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
53. Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J. Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps // Tectonophysics. 2000. Vol. 327. P. 239–265. Doi:10.1016/S0040-1951(00)00204-3
54. Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvaridze A., Beridze G., Vardanashvili K. U–Pb LA-ICP-MS dating of zoned zircons from the Greater Caucasus pre-Alpine crystalline basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan evolution // Geologica Carpathica. 2020. Vol.71. No.3. P.249–263. Doi: org/10.31577/GeolCarp.71.3.4
55. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: A review. — (Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-17), 72 p. Doi: 10.4095/132454
56. Marrett R. A., Allmendinger R. W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. No 8. P. 973–986.
57. Palcu D.V., Lazarev S., Krijgsman W., Patina I.S., Şandric I.Ţ., Vasiliev I., Stoica M. Late Miocene Megalake regressions in Eurasia // Sci. Rep. 2021. Vol. 11. No.1. Art.11471. Doi: 10.1038/s41598-021-91001-z
58. Pfiffner O.A. Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective // Geosciences. 2017. Vol.7. No. 3. 71. Doi: 10.3390/geosciences7030071
59. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. — In: *Folds and Fractures*. — (Acad. Press, London–NY. 1987. Vol. 2), 392 p.
60. Somin M. 2011. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. Vol. 20. P. 545–610. Doi: https://doi.org/10.3906/yer-1008-6
61. Trifonov V., Sokolov S. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan belt // Int. J. Geosci. 2014. Vol.5. No.5. P.497–518.
62. van Baak C.G.C., Krijgsman W., Grothe A., Hoyle T.M., Magyar I., Sztanó O., Golovina L.A., Patina I.S., Radionova E.P., Mandić O., Popov S.V., Stoica M., Vasiliev I. Paratethys response to the Messinian salinity crisis // Earth-Sci. Rev. 2017. Vol. 172. P. 193–223. Doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.015

63. Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Barabade T.G. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus; an effect of initial Arabia-Eurasia collision // Terra Nova. 2007. Vol.19. P. 160–166.
64. Zor E. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus // Geophys. J. Int. 2008. Vol.175. P.1273–1282. Doi: [http:// dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x](http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x)

Tectono-Gravitational Detachments in the Alpine Cover of the Northern Slope of the Greater Caucasus and Western Pre-Caucasus Basin (Adygean Segment)

S. Yu. Kolodyazhny^a, N. B. Kuznetsov^{a, *}, E. I. Makhinya^a, E. A. Shalaeva^a, K. I. Dantsova^{a, c},
T. V. Romanyuk^b, M. P. Antipov^a, G. E. Parfenov^a

^a*Geological Institute of the RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, bld. 10, B. Gruzinskaya St., 123242 Moscow, Russia*

^c*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University),
bld. 65, Leninsky Prosp., 119991 Moscow, Russia*

The Adyg segment embraces the transition zone between the Central and Western segments of the Greater Caucasus. It is located within the western part of the Laba-Malka monoclinial zone (Northern slope of the Greater Caucasus). To the north of this area the Western Kuban and Eastern Kuban basins are situated. They are separated by the Adyg uplift and form the southern part of the Western Pre-Caucasus basins. We have carried out geological and structural studies of the lower part of the Alpine cover (Middle-Upper Jurassic) within the Adyg segment and deciphered seismic profiles of the Mesozoic–Cenozoic strata in the Western Pre-Caucasian basins. It was identified that tectono-gravitational detachments are widely developed within the Adyg segment in the northern slope of the Greater Caucasus and in the southern part of the Pre-Caucasus basins. They occurred as a result of sliding of the sedimentary layers mainly in the north direction – down the slope of the Greater Caucasus orogen. Our tectonophysical studies have shown that the development of detachments took place in the conditions of reverse and normal faults due to vertical-oblique flattening and predominantly sub-horizontal stretching. We concluded that tectono-gravitational detachments were formed by the interaction of vertical uplift of the Greater Caucasus orogen, caused by endogenous (tectonic) reasons, and gravitational slip of geomasses from the slopes of this orogen.

Analysis of seismic sections crossing the Western Pre-Caucasian basins has shown the widespread development of clinofolds, which are paleo-deltas of terrigenous material brought from the Scythian plate and the East European platform. The distribution of clinofolds in Cenozoic strata of the Pre-Caucasus basins allows us to assume that south-directed sedimentary flows existed from the Paleocene to the Late Pliocene. We consider that formation of the modern Greater Caucasus orogen and accompanying the coarse molasses began at the end of the Pliocene, probably in the Eopleistocene.

The formation of tectono-gravitational detachments, which is one of the forms of manifestation of the latest orogeny of the Greater Caucasus developed asymmetric folds, small thrusts, domino structures, faults, ramp folds, and thrust duplexes. Along the detachments there are ramp structures of local tension and compression, which form multi-sized cells of lateral transport of rocks. These cells are favorable for activation of hydrocarbon migration, redistribution and localization processes.

Keywords: geodynamics, tectonophysics, detachments, ramp structures, Greater Caucasus, Western-Pre-Caucasus basin