

УДК 551.782+551.79+551.248.2

РАЗВИТИЕ ЮЖНОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ КАСПИЯ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ПО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2022 г. В. Г. Трифонов¹, *, Х. Хессами², С. В. Попов³, Е. А. Зеленин¹, Я. И. Трихунков¹,
П. Д. Фролов¹, Л. А. Головина¹, А. Н. Симакова¹, А. Рашиди², А. В. Латышев⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Международный институт сейсмологии и сейсмостойкого строительства, Тегеран, Иран

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 03.01.2022 г.

После доработки 15.02.2022 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Представлены результаты изучения геологического строения прибрежной области Южного Каспия, включая палеонтологическое и магнитостратиграфическое датирование неоген-четвертичных отложений. Западный и восточный сегменты этой области, расположенной между Южно-Каспийской впадиной и хребтом Эльбурс, по-разному развивались в позднем кайнозое. На западе морское осадконакопление не проникало за пределы прибрежной равнины в соседнюю пониженную часть Эльбурса в плиоцен-четвертичное время. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его наступление из-за абразии склонов Эльбурса. На востоке выделяется предгорная ступень, ограниченная надвигами. В миоцене на предгорной ступени происходило морское осадконакопление. В конце миоцена морские осадки были смяты в складки и позднее эродированы. Морские акчагыльские отложения накапливались на северном краю предгорной ступени в пьенции–гелазии. Движения по пограничному Хазарскому разлому подняли эти отложения на высоту 120–150 м и изолировали предгорную ступень от прибрежной равнины. Таким образом, в восточной части побережья Южного Каспия с позднего миоцена происходило разрастание Эльбурса за счет Южно-Каспийской впадины. Различия западной и восточной частей южного побережья Каспия обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина была единым остаточным бассейном Паратетиса. В плиоцен-четвертичное время восточная часть впадины заполнилась осадками мощностью до 6 км и сохранила утоненную континентальную кору мощностью 30–37 км с осадочным чехлом мощностью до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью не менее 10 км и приобрела черты впадины с субкеанической корой, где поверхность Мохоровичича находится на глубине 28–30 км при мощности чехла более 20 км.

Ключевые слова: Южно-Каспийская впадина, хребет Эльбурс, прибрежная равнина, предгорная ступень, миоцен, плиоцен, плейстоцен, акчагыл

DOI: 10.31857/S0869592X2204007X

ВВЕДЕНИЕ

Южная часть Каспийского моря образует Южно-Каспийскую впадину, днище которой на западе впадины находится на максимальных для Каспия глубинах до 980 м ниже уровня моря (рис. 1). Южнее располагается горный хребет Эльбурс с высотами до 3500–4000 м. Между складчато-надвиговым сооружением Эльбурса и Южно-Каспийской впадиной протягивается узкая прибрежная полоса, сложенная преимущественно верхнечетвертичными отложениями (рис. 2). Эта полоса варьирует по ширине от первых километров до 20 км и

расширяется до 30 км в районе г. Решт на западе и до 35 км между г. Амол и г. Сари на востоке.

Цель статьи – охарактеризовать прибрежную полосу и выявить динамику ее соотношений с горным сооружением в течение позднего плиоцена и квартера. Для определения эволюции соотношений Южно-Каспийской впадины и Эльбурса важно установить положение плиоцен-четвертичных береговых линий разного времени на южном побережье Каспия. Особое значение имеет распространение морских отложений акчагыльской трансгрессии (табл. 1). До сих пор акчагыльские отложения на южном берегу Каспия были неизвестны. Бли-

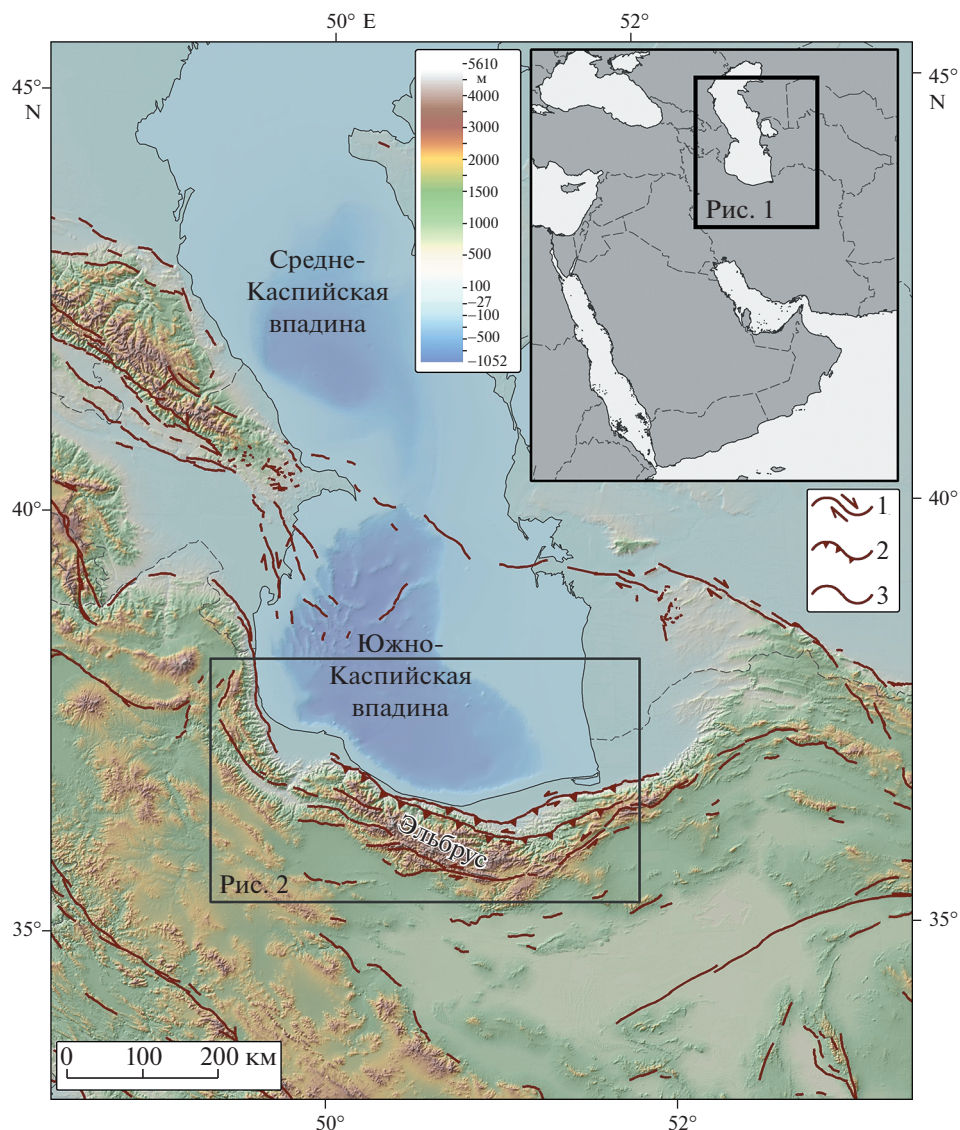


Рис. 1. Обзорная топографическая карта, показывающая положение района исследований (рис. 2) в регионе Южно-Каспийской впадины и Эльбурса, а также крупные активные разломы региона по данным (Трифонов и др., 2002; Talebian et al., 2013). На врезке показано положение региона в Юго-Западной Азии. 1 – сдвиги, 2 – надвиги и взбросы, 3 – разломы с неустановленной кинематикой.

жайшие к рассматриваемому региону выходы морского акчагыла отмечены в северном Тальше на западном побережье Каспия и севернее г. Горган на восточном побережье (Geological..., 1978; Wang et al., 2016; Soltani et al., 2020a, 2020b). На южном побережье исследовались только голоценовые морские отложения (Свиточ и др., 2013; Svitoch et al., 2016). Выявить следы более ранних плиоцен-четвертичных трансгрессий — одна из задач статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южно-Каспийская впадина ограничена с севера Апшеронским порогом. По данным сейсмо-

профилирования, выполненного на западе порога вблизи Апшеронского полуострова, под порогом выявлено утолщение осадочного чехла из-за надвигания земной коры Среднего Каспия на Южно-Каспийскую впадину и связанных с этим складчато-надвиговых деформаций осадочного чехла с преобладающей южной вергентностью (Мамедов, 2010; Кенгерли и др., 2018). Деформированы и смещены мезозойские и кайнозойские породы до миоцена включительно, тогда как несогласно перекрывающие их плиоцен-четвертичные отложения деформированы гораздо слабее. Присутствие относительно глубоких землетрясений (50–80 км) и геометрия сейсмофокальной зоны дали основание рассматривать Апшеронский по-

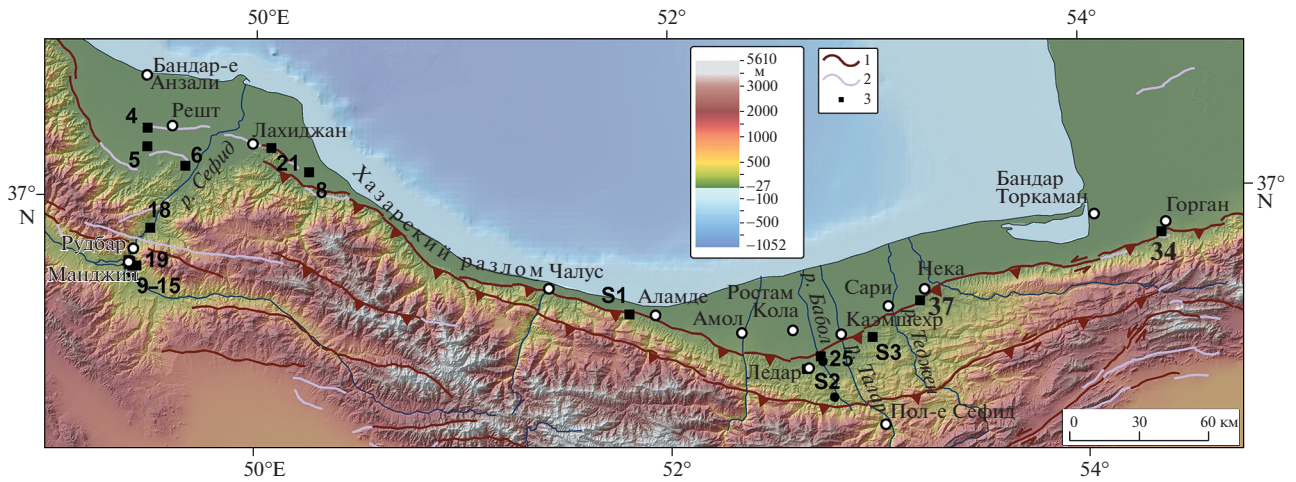


Рис. 2. Топографическая карта прибрежной полосы между Каспийским морем и Эльбурсом, показаны активные разломы региона по данным (Talebian et al., 2013). 1 – активные разломы; 2 – плиоцен-четвертичные разломы; 3 – пункты наблюдений. См. рис. 1 для объяснения других условных обозначений.

Таблица 1. Приблизительная корреляция неоген-четвертичной мировой стратиграфической шкалы и регионарсов Кавказско-Каспийского региона, упоминаемых в статье

Система	Ярусы мировой шкалы		Региональные ярусы	
Четвертичная	Голоцен – последние 0.0117			
	Верхний плейстоцен 0.13–0.0117			
	Средний плейстоцен 0.78–0.13	Низы среднего плейстоцена	Бакинский от 0.78 до ~0.55	
	Калабрий 1.8–0.78		Апшеронский от 1.8* до 0.78	
	Гелазий 2.59–1.8		Акчагыльский от 3.2* до 1.8	
Плиоцен	Пьяченций 3.6–2.59			
	Занклий 5.39–3.6		Балаханская (продуктивная) серия	
Миоцен	Мессиний 7.25–5.35		Понт от ~6.1 до 5.3	
	Тортон 11.6–7.25		Мэотис от ~7.6 до ~6.1	
	Серравалий 13.82–11.6		Сармат от ~13.0 до ~7.6	
	Лангий 15.97–13.82		Конка от ~13.4 до ~13.0 Караган от ~13.8 до ~13.4 Чокрак от ~14.8 до ~13.8	
	Бурдигал 20.43–15.97		Майкопская серия	Сакараул от ~20.5 до ~17
	Аквитан 23.03–20.43			
Олигоцен				

Примечание. Возраст указан в млн лет. Возраст границ неогеновых регионарсов приведен по данным (Попов и др., 2018). * Есть мнение (Lazarev et al., 2021), что апшерон начинается ~2.1 млн лет назад и акчагыл продолжается с 2.95 до 2.1 млн лет; соответственно, омолаживается верхняя граница балаханской серии.

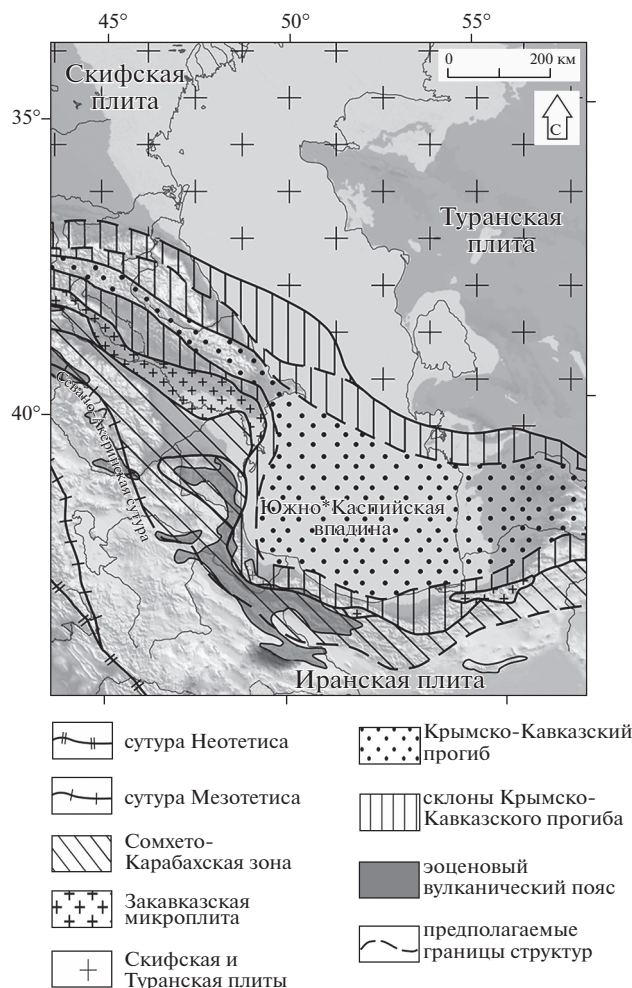


Рис. 3. Мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность Кавказа и Каспийско-Эльбурского региона, по (Трифонов и др., 2020), с изменениями.

рог как проявление субдукции Южно-Каспийской впадины под Средний Каспий (Уломов и др., 1999; Кнарр et al., 2004). В современной структуре порог выражен цепью антиклиналей и активным разломом, который продолжается на восток Исак-Челекенским активным правым сдвигом Западного Копетдага (Трифонов и др., 1986; Иванова, Трифонов, 2002). На западе разлом Апшеронского порога кулисно надстраивается зоной Главного Кавказского активного разлома. Мнения о его кинематике различны. Бесспорна взбросовая компонента смещения (Trifonov et al., 1996). Л.М. Расцветаев (1989) отметил кулисное расположение правых сдвигов СЗ простираения вдоль зоны разлома и предположил наличие правосдвиговой компоненты движений вдоль нее. Приводятся доводы в пользу позднекайнозойского правого сдвига по разломам Главному Кавказскому и Апшеронскому порога на ~100 км (Патина и др., 2017).

Далее к югу, в западной части Южно-Каспийской впадины, мощность осадочного чехла достига-

ет ~20 км и более, из которых 9–11 км приходится на плиоцен-четвертичную молассу и 9–11 км на юрско-миоценовую часть разреза (Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998; Brunet et al., 2003; Кнарр et al., 2004). Эта область может рассматриваться как продолжение юрско-миоценового Кавказского прогиба, подвергшееся интенсивному прогибанию в плиоцене–квартере (рис. 3). В восточной части Южного Каспия и в Западно-Туркменской впадине мощность чехла сокращается до 16 км за счет утонения плиоцен-четвертичной части разреза, тогда как мощность юрско-миоценовых толщ такая же, как в западной части Южного Каспия (Иванова, Трифонов, 2002).

Эльбурс – двусторонний ороген с многостадийной историей развития (Stöcklin, 1974). Древнейшие метаморфические породы слагают пакеты надвиговых пластин. Возраст одной из них, восточнее города Решт, датирован концом венда–началом кембрия, близок к единичным определениям возраста расположенной южнее Иранской микроплиты

(Moghadam, Stern, 2014) и к возрасту фундамента Дзерульского массива — части Закавказской микроплиты (Adamia et al., 2017). Западнее г. Решт и в районе г. Мешхеда обнаружены следы сутуры Палеотетиса (раннего Мезотетиса), закрывшегося с образованием коллизионного орогена в южном борту в среднем триасе ~235 млн лет назад (Sengör, 1984; Alavi, 1996; Zanchi et al., 2006). Коллизия фиксируется региональным угловым несогласием в основании верхнетриасово-среднеюрской формации Шемшак.

На северном склоне Эльбурса, в районе г. Сари и восточнее, в составе формации Шемшак преобладают тонкообломочные отложения, сходные с отложениями южного склона Кавказского прогиба (рис. 3). Южнее г. Решт (в районе г. Рудбар) и на южном склоне Эльбурса в составе формации появляются грубые песчаники, гравелиты и углистые сланцы, сходные с таковыми более южных кавказских зон. Они слагают северную активную окраину позднего Мезотетиса, нередко называемого северной ветвью Неотетиса (Хаин, 2001; Sosson et al., 2010). Следы этого палеоокеана прослеживаются на Малом Кавказе в виде Севано-Акеринской сутуры (Книппер, 1975; Adamia et al., 2017). Далее, по мнению (Alavi, 1996), сutura приобретает характер трансформы и следует вдоль Тебризского (Тебриз-Такестанского) разлома. Восточное продолжение сутуры гипотетично. К ней можно отнести цветной меланж мелового возраста с покровами базальтов и телами ультраосновных пород, обнаженный к югу от Восточного Эльбурса между городами Форумад и Фариман. Выходы меланжа продолжаются на юго-восток в пределы Лутского блока и его юго-восточного обрамления (Geological..., 1977). С меланжем сопоставима верхнеюрско-готеривская офиолитовая зона Хашруд, оперяющая с юга зону Гератского (Главного Герирудского) разлома на северо-западе Афганистана (Геология..., 1980).

Формацию Шемшак с несогласием перекрывают шельфовые отложения — известняки верхов средней юры, верхней юры и нижнего мела, верхнемеловые мергели и палеогеновые песчаники. Широко распространена эоцен-олигоценая формация Карадж, сложенная субаэральными вулканическими и туфогенными породами. Выше залегает Верхняя красноцветная формация миоцена — алевролиты и песчаники с линзами гипса и известняка. Завершение формирования складчато-надвиговой структуры Эльбурса относят к концу миоцена.

Современная структура Эльбурса развивается в условиях транспрессии (Jackson et al., 2002; Guest et al., 2006). Об этом свидетельствует кинематика активных разломов (рис. 2). Впервые выделивший их М. Берберян (Berberian, 1976) отметил по ним взбросовые смещения. Позднее выяс-

нилось, что большинство крупных продольных разломов Эльбурса и его южных подножий имеют левосдвиговую компоненту смещений, которая близка к вертикальной по амплитуде или превосходит ее (Berberian et al., 1992; Allen et al., 2003; Bachmanov et al., 2004). Высказано мнение (Allen et al., 2003), что сочетание поперечного укорочения с левым сдвигом было характерно для всего позднекайнозойского этапа развития Эльбурса, начало которого цитируемые авторы предположительно относят к среднему миоцену. Они оценивают позднекайнозойский левый сдвиг только по разлому Моша в 30–35 км, а суммарное поперечное укорочение хребта на меридиане Тегерана в 30 км, допуская, что часть этого укорочения могла реализоваться поддвигом Южно-Каспийской впадины под Средний Каспий. Результаты GPS измерений подтверждают транспрессивную модель (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019). По результатам геодезических измерений 2001–2002 гг. современная скорость меридионального укорочения Эльбурса оценена в 5 ± 2 мм/год при суммарной скорости левого сдвига 4 ± 2 мм/год (Vernant et al., 2004). Современная высокая тектоническая активность Эльбурса отмечена рядом сильных землетрясений с магнитудами Ms до 7.4.

Для целей нашей статьи особенно важен Хазарский активный разлом, протягивающийся вдоль границы Эльбурса и прибрежной равнины (рис. 4). Разлом разделяется на простирающийся на ЗСЗ Западный сегмент и простирающийся на ВСВ Восточный сегмент. Граница сегментов приходится на русло р. Бабол между г. Амол и селением Ростам Кола. А. Рашиди (Rashidi, 2021) обособляет разломный сегмент Сари между долиной р. Бабол и г. Нека, где разлом простирается на СВ. Наиболее четко выделяется западный сегмент разлома, который А. Рашиди (Rashidi, 2021) называет Северо-Эльбурским разломом. Он повсеместно выражен в рельефе уступом (Talebian et al., 2013). Назари и его соавторы (Nazari et al., 2021a, 2021b) определяют разлом как надвиг, наклоненный на юг под углом ~34°. Скорость вертикального перемещения оценена в 2 ± 0.5 мм/год по смещению датированной низкой террасы. Соответственно, скорость горизонтального перемещения по надвигу составляет ~3 мм/год, а скорость перемещения по восстанию надвига — 3.6 мм/год. Часто разлом скрыт осадочным чехлом и выражен на поверхности приразломными деформациями чехла или надразломной складкой. В сегментах Сари и Восточном разлом часто скрыт, образует прерывистый ряд линейных сегментов и выражен надразломными складками (Ghassemi, 2005).

Обращается внимание (Rashidi, 2021) на зависимость характера смещений в разных сегментах Хазарского разлома от их простираения. Если в Восточном сегменте восток-северо-восточного

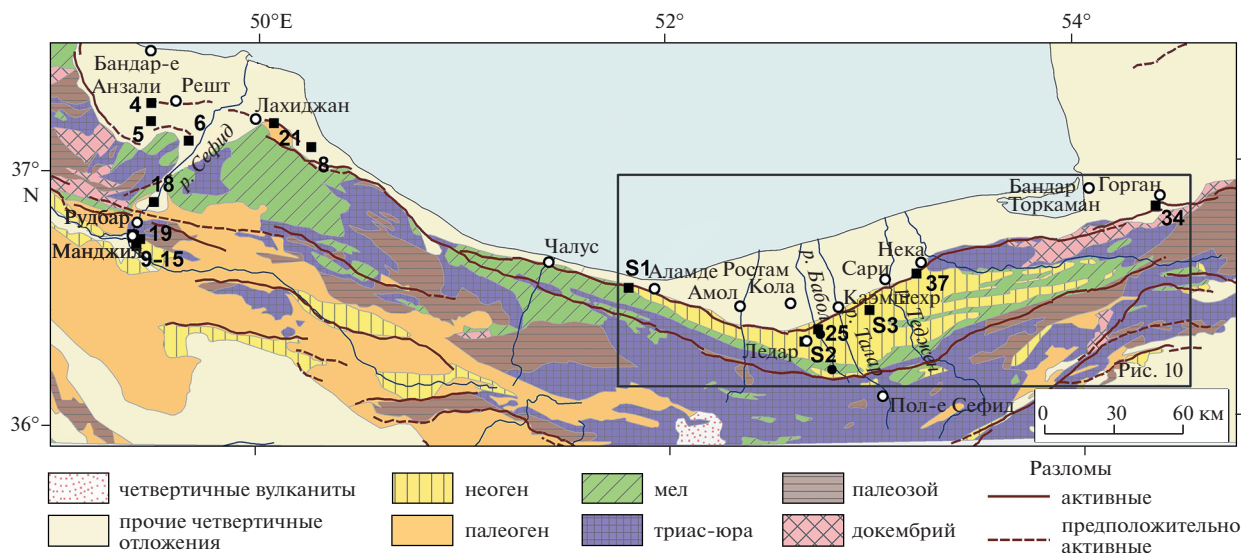


Рис. 4. Геологическая карта прибрежной области и соседних склонов Эльбурса, по (Geological..., 1977, 1978), с упрощением.

простирается преобладает левый сдвиг, то в сегменте Сари северо-восточного простирается его дополняет компонента растяжения, а в Западном (Северо-Эльбурском) сегменте доминируют взбросо-надвиговые смещения. На основе блокового моделирования результатов GPS измерений (Djamour et al., 2010) скорость левого сдвига по Восточному сегменту разлома Хазар оценена в ~5 мм/год при скорости поперечного укорочения 2–3 мм/год; по Западному сегменту скорость левого сдвига сокращается до 1.8 мм/год при скорости укорочения ~6 мм/год. Последующие GPS измерения (Khorrami et al., 2019) показали, что в Восточном Эльбурсе сдвиговые перемещения доминируют и достигают скорости ~8 мм/год по левым сдвигам северо-восточного простирается, тогда как нормальное к хребту укорочение за счет взбросо-надвиговой компоненты движений происходит со скоростью ~2 мм/год, а в Западном Эльбурсе левый сдвиг по разломам северо-западного простирается имеет скорость ~5 мм/год при скорости нормального к хребту укорочения ~5–7 мм/год.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Статья написана по материалам полевых работ, выполненных С.В. Поповым и Л.А. Головиной в 2014 г. и иранско-российской группой в составе В.Г. Трифонова, Х. Хессами, Е.А. Зеленина, А. Рашиди, А.Н. Симаковой, Я.И. Трихункова и П.Д. Фролова в 2018 г. В ходе полевых работ и обработки полученных материалов были описаны разрезы неоген-четвертичных отложений, собраны и определены остатки моллюсков и микроорганизмов, отобраны образцы для магнитостратиграфического анализа, выявлены и определены

деформации этих отложений, строение и эволюция границы Эльбурса и прибрежной равнины. Палеонтологические находки исследованы в Палеонтологическом и Геологическом институтах РАН. Остатки морских моллюсков проанализировал С.В. Попов. П.Д. Фролов идентифицировал наземных четвертичных моллюсков. Остатки микроорганизмов изучила Л.А. Головина. Палинологический анализ, выполненный А.Н. Симаковой, не дал положительных результатов.

Палеомагнитные образцы отбирали вручную и ориентировали с помощью геологического компаса. Образцы из рыхлых отложений укрепляли немагнитным силикатным клеем. Локальное магнитное склонение рассчитывали по модели IGRF. Остаточная намагниченность определена А.В. Латышевым в лаборатории палеомагнетизма Института физики Земли РАН. Все образцы подвергались размагничиванию в ступенчато-переменном поле (AF) до 130 мТ с помощью AF-демагнетайзера в криогенном магнитометре 2G Enterprises. Остаточную намагниченность образцов измеряли с помощью криогенного магнитометра “Khramov” 2G Enterprises. Выделение природной остаточной намагниченности (NRM) производилось с использованием палеомагнитного пакета программ Энкина (Enkin, 1994), основанного на принципах компонентного анализа (Kirschvink, 1980). Примеры AF-размагничивания образцов, представляющих все разрезы, где нами производилось палеомагнитное опробование, приведены на рис. 5.

В статье использованы следующие сокращения: s – пункт наблюдений, a.s.l. – над уровнем

моря, Н – высота a.s.l. Все разрезы описаны снизу вверх.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение прибрежной равнины и ее соотношения с различными элементами горного сооружения Эльбурса исследовались в районе г. Решт и между городами Амол и Горган.

Район г. Решт

Поверхность прибрежной равнины в целом полого повышается к горам от современной береговой линии –26 м до ~10 м a.s.l. Равнина слабо дифференцирована по высоте. Врезы современных рек крайне невелики. Западнее г. Решт приповерхностная часть равнины сложена глинами лагунного типа (s 5). Результаты бурения, выполненного в 1945–1946 гг. возле г. Бандар-е Анзали, показали присутствие плейстоценовых морских осадков. Скважина была остановлена на глубине 300 м в мощной толще бакинских (?) морских отложений (Саидов, Кучапин, 1955).

Прибрежная равнина нарушена продольными разломами и местами отделена разломами от горного сооружения. Разломы выражены прямолинейными уступами поверхности. Один из таких разломов простирается на ВЮВ и в s 4 образует сглаженный уступ с поднятым на 5–6 м южным крылом. Градиент продольного профиля ручья, стекающего с гор в море, резко возрастает на пересечении с уступом. Разлом прослеживается на ЮВ к руслу р. Сефид-Руд. На ее западном берегу разлом ограничивает прибрежную равнину и выражен складчатым изгибом южного крыла, в котором описан разрез Джукул Бандан (s 6, 37.12297° с.ш.; 49.661202° в.д.; Н = 90 м):

1. Чередование прослоев средне- и крупнозернистого песка мощностью до 0.7 м. В верхней трети толщи появляются прослои алевролита мощностью 0.1–0.3 м. Кровля слоя волнистая, возможно, эродированная. Общая видимая мощность 10–12 м.

2. Тонкослоистый алевролит с пятнами ожелезнения и прослоем (0.2 м) грубого песка в кровле. Мощность 0.6 м.

3. Тонкослоистые бурые глины с тонкими (до 1 см) пропластками мергеля и прослоем алевролита с пятнами ожелезнения в 0.6–0.4 м от кровли. Мощность 2.1 м.

4. Алевролит, аналогичный прослоям сверху толщи 1, с прослоями тонкозернистого песка (по 0.1 м) в подошве и кровле. Мощность 0.4 м.

5. Хорошо окатанный уплощенный галечник. Мощность 2 м.

6. Песок, переходящий кверху в современную почву. Мощность ~3 м.

По составу отложений и характеру слоистости описанный разрез (рис. 6) представляет дельтовые отложения высокой террасы р. Сефид-Руд. Судя по относительно слабой консолидации осадков, разрез может относиться к квартеру. Большая часть разреза демонстрирует нормальную намагниченность, но присутствие обратного намагниченных слоев в низах и верхах разреза указывает на его принадлежность к нижнему плейстоцену. Разрез может коррелироваться с одним из крупных нормально намагниченных эпизодов, Харамильо или Олдувай, и с соседними интервалами эпохи Матуяма, т.е. может принадлежать к калабрию или самым верхам гелазия.

Выше по течению р. Сефид-Руд, в западном борту долины описан следующий разрез (s 18; 36.881096° с.ш.; 49.496066° в.д.; Н = 166 м):

1. Андезитовые порфириды эоцена. Видимая мощность 4 м.

2. Линза загипсованного алевролита, сходная с некоторыми слоями разреза Манджил (s 9). Мощность до 1 м.

3. Галечники до валунных, несогласно перекрывающие слои 1 и 2. Галечники хорошо окатаны, состоят главным образом из вулканических пород и представляют русловую фацию аллювия. Мощность 20–30 м.

4. Линза буроватой супеси и суглинка с прослоями галечника. Линза выклинивается к югу, а к северу частью выклинивается, а частью замещается галечниками слоя 5. Мощность до 4 м.

5. Галечники темные, слоистые, хорошо или среднеокатанные. Мощность 7–10 м.

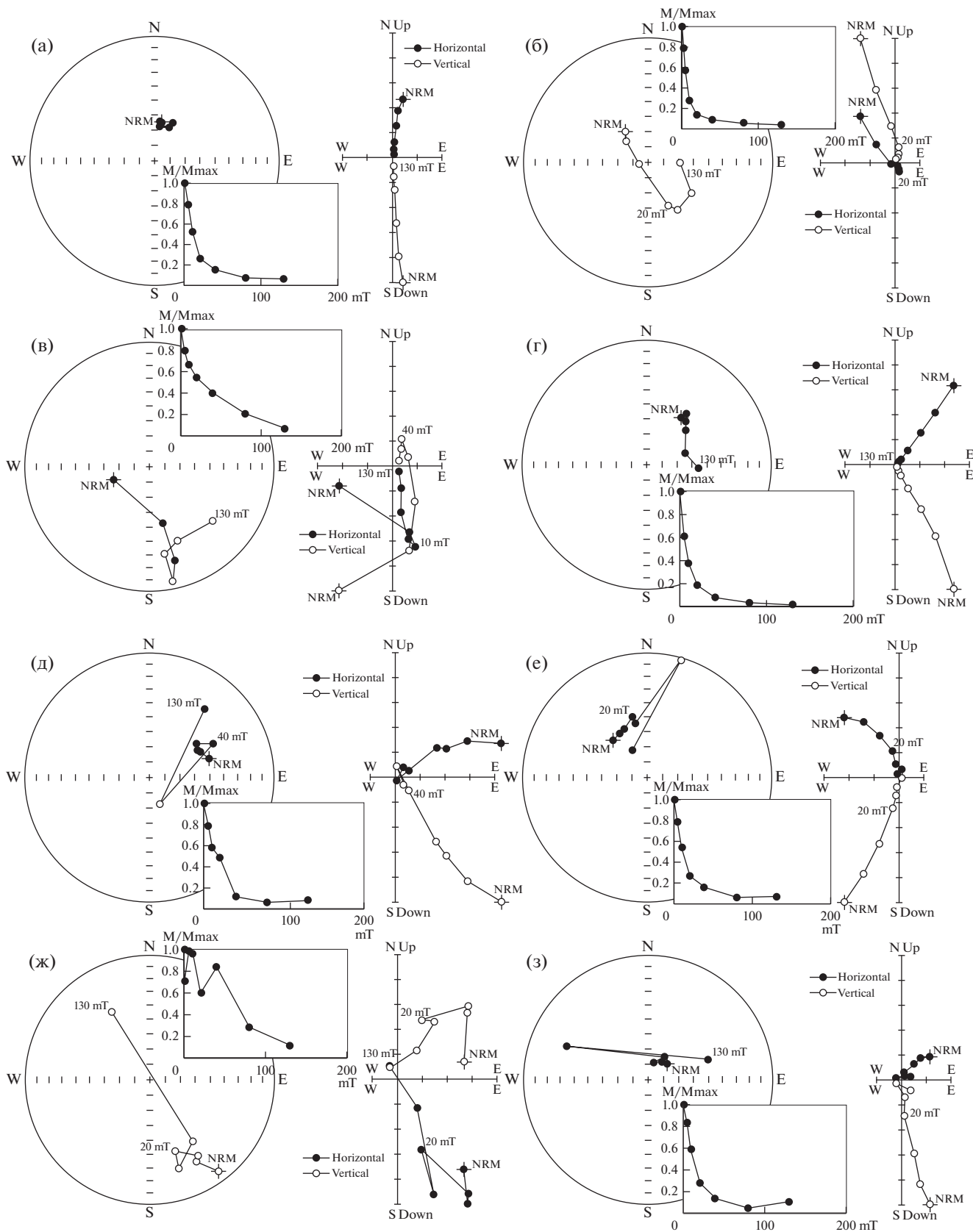
6. Тонкообломочные отложения, в том числе лессовидные суглинки. Мощность до 4 м.

Отложения разреза s 18 слагают высокую террасу реки. Слои 3–6 слабо сцементированы и, вероятно, принадлежат к квартеру.

Далее к югу находится обширная внутригорная впадина водохранилища Манджил. Она ограничена с севера разломом широтного (до ЗСЗ–ВЮВ) простирания. В зоне разлома (s 15) породы рас-

Рис. 5. Результаты АF-размагничивания: представительные стереограммы, графики Зийдервельда и кривые размагничивания.

Принята стратиграфическая система координат; черные точки – проекция на нижнюю полусферу, кружки – на верхнюю полусферу. (а) – образец 8, разрез Манджил (s 9); (б) – образец 32, разрез Манджил (s 9); (в) – образец 39, разрез Манджил (s 9); (г) – образец 48, разрез Манджил (s 9); (д) – образец 84, разрез Джукул Бандан (s 6); (е) – образец 94, разрез Саадабад (s 34); (ж) – образец 99, разрез Сурек (s 37); (з) – образец 112, разрез Сурек (s 37). Положение образцов показано на соответствующих стратиграфических колонках.



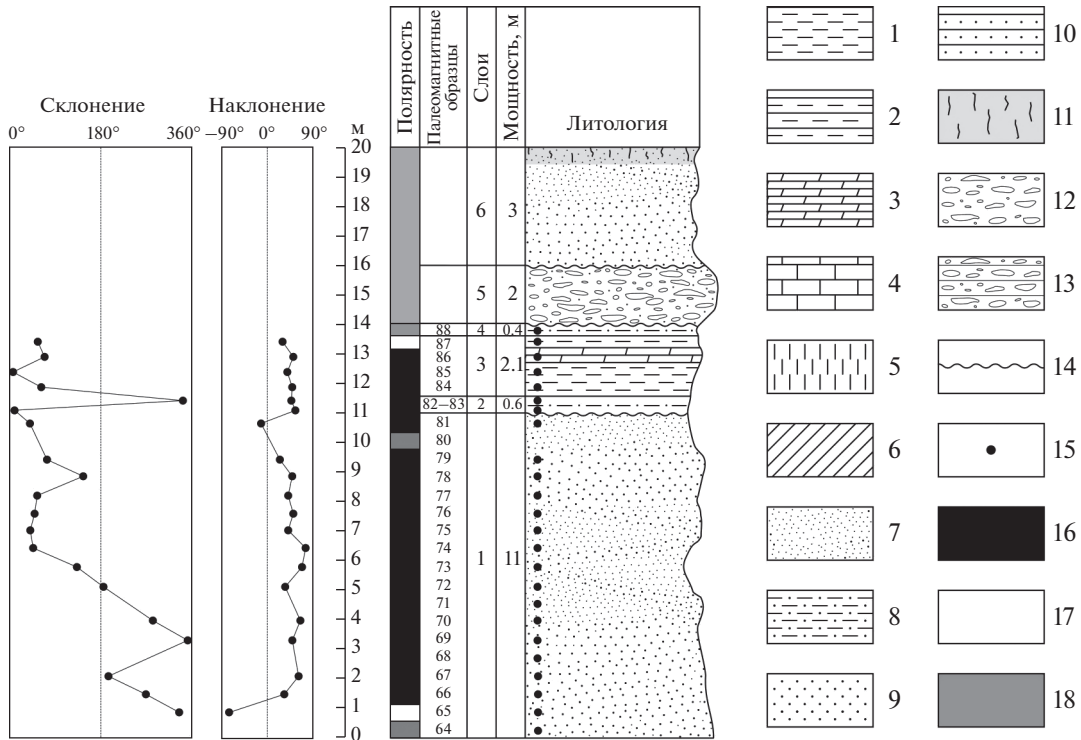


Рис. 6. Четвертичный разрез Джукул Бандан (s 6).

1 – глина; 2 – аргиллит; 3 – мергель; 4 – известняк; 5 – лёсс; 6 – суглинок; 7 – алеврит; 8 – алевролит; 9 – песок; 10 – песчаник; 11 – почва и палеопочва; 12 – галька и гравий; 13 – конгломерат; 14 – несогласие; 15 – место отбора палеомагнитного образца; 16 – нормальная намагничённость; 17 – обратная намагничённость; 18 – намагничённость неизвестна.

сланцованы, брекчированы и изменены до зеленосланцевой фации метаморфизма. В брекчии обнаружены обломки метаморфизованных базитов. Сланцеватость имеет крутое залегание и ориентирована вдоль разлома. В борту впадины вблизи разлома (s 12; рис. 7) обнажены красноцветные песчаники, гравелиты, реже конгломераты и глинистые сланцы, сопоставляемые нами с Верхней красноцветной формацией миоцена. Выше залегает мощная обломочная толща, заполняющая впадину. В ее восточной части южнее г. Манджил (s 9; 36.7073° с.ш.; 49.414922° в.д.; Н = 346 м до 36.708609° с.ш.; 49.419672° в.д.) разрез впадины таков (рис. 8):

1. Алевролит оскольчатый, слоистый, с мощностью прослоев 0.2–0.5 м. Видимая мощность 8 м.
2. Песчаник среднезернистый. Мощность 0.4 м.
3. Алевролит, аналогичный слою 1. Мощность 5 м.
4. Песчаник тонко- и среднезернистый, плитчатый, со знаками ряби. Прослой зеленоватого аргиллита в 7 м от кровли (20 см) и в кровле (5 см) пласта. Мощность 24 м.
5. Алевролит оскольчатый, с выступающими плотными прослоями мощностью до 0.2 м и прослоями плитчатого тонкозернистого песчаника мощностью до 0.5 м. Мощность 45 м.

6. Слоистые конгломераты с галькой разной степени окатанности и разного размера, с песчаным матриксом и песчаными прослоями. Мощность до 50 м.

Восточнее (s 14 и южнее) в слое 5 появляются прослой галечника. На слое 5 залегает менее консолидированная валунно-галечная толща, вероятно аналогичная слою 6, с отдельными валунами, достигающими 1 м в поперечнике; мощность 15–20 м.

По составу отложений и характеру слоистости слои 1–5 описанного разреза представляют озерные и аллювиальные осадки, существенно более консолидированные, чем отложения разрезов s 6 и s 18. Эти осадки залегают выше миоценовой красноцветной формации и перекрыты менее уплотненным валунно-конгломератовым слоем 6, сходным с четвертичными отложениями s 18. Поэтому мы предположительно относим слои 1–5 разреза s 9 к плиоцену. Никаких палеонтологических остатков не было обнаружено в слоях 1–5. Они показывают нормальную намагничённость с двумя интервалами обратной полярности. Мы предположительно коррелируем эти слои с палеомагнитной эпохой Гаусса, содержащей эпизоды Каена и Маммот, т.е. с верхним плиоценом.



Рис. 7. Верхняя красноцветная формация возле пограничного разлома в северном борту впадины Манджил (s 12).

В южном крыле северного пограничного разлома слои красноцветной формации и формации s 9, примыкающей к разлому западнее долины р. Сефид-Руд, круто наклонены на юг. К югу слои формации s 9 все более выполаживаются. На значительной части впадины они залегают горизонтально или очень полого наклонены к центру впадины. Севернее разреза s 9 толща образует пологую антиклиналь. В s 10 наблюдается взброс, наклоненный на север под углом 30° и сопровождающийся приразломной деформацией (рис. 9).

На северо-востоке впадины, на восточном берегу водохранилища Манджил (s 19), на поверхности формации s 9 выработаны три террасы. Верхняя терраса покрыта слоем галечника мощностью 1 м. Две другие террасы эрозионные. Возможно, они отражают стадии падения уровня озера, заполнявшего впадину, на заключительной (четвертичной) стадии его развития. Слои типа разреза s 9, слагающие цоколи этих террас, наклонены под углом 5° относительно их поверхности.

Итак, на участке каспийского побережья в районе г. Решт плиоцен-четвертичные отложения внутри горного сооружения представлены аллювиальными и озерными фациями. Морские отложения обнаружены только в пределах прибрежной равнины. Значительная часть границы прибрежной равнины и гор образована разломами с поднятым горным крылом, но местами представляет собой эрозионный уступ. В строении склона Эльбурса отсутствует предгорная область, которую можно было бы интерпретировать как разрастание горного сооружения за счет морской впадины. Незначительная высота северного склона Эльбурса вблизи прибрежной равнины является результатом эрозии. Такие соотношения указывают на

постоянство границы морской впадины и горного сооружения или наступление моря на горы с абразией побережья.

Район между с. Аламде и г. Горган

Восточнее описанной части побережья прибрежная равнина резко сужается. На западном окончании уступа Хазарского разлома, к востоку от г. Лахиджан, скальный выход пермского (Geological..., 1978) известняка разбит трещинами (s 21). На трещинах, простирающихся вдоль разлома и наклоненных на юг, наблюдаются косые борозды скольжения, свидетельствующие о комбинации левого сдвига с движением по падению разлома. Юго-восточнее, возле с. Шалман (s 8), узкая пойма небольшой реки смещена по разлому на 0.5 м по вертикали; поднято южное крыло. Узкий участок прибрежной равнины, ограниченный Хазарским разломом, продолжается до г. Чалус. Восточнее, по мере того как береговая линия отступает от разлома, прибрежная равнина расширяется до 35 км между городами Амол и Кемшар. Далее к востоку Хазарский разлом постепенно сближается с береговой линией Каспия, и вблизи г. Горган ширина прибрежной равнины сокращается до 5–10 км.

На прибрежной равнине морские отложения, кроме осадков голоценового пляжа, не обнаружены. Однако скважина, пробуренная в г. Бандар Торкаман на юго-западном краю Южно-Каспийской впадины в 1945–1946 гг., вскрыла морские отложения мощностью более 1000 м (Саидов, Кучапин, 1955). Цитируемые авторы отнесли эти отложения к бакинскому региографу (низы средне-

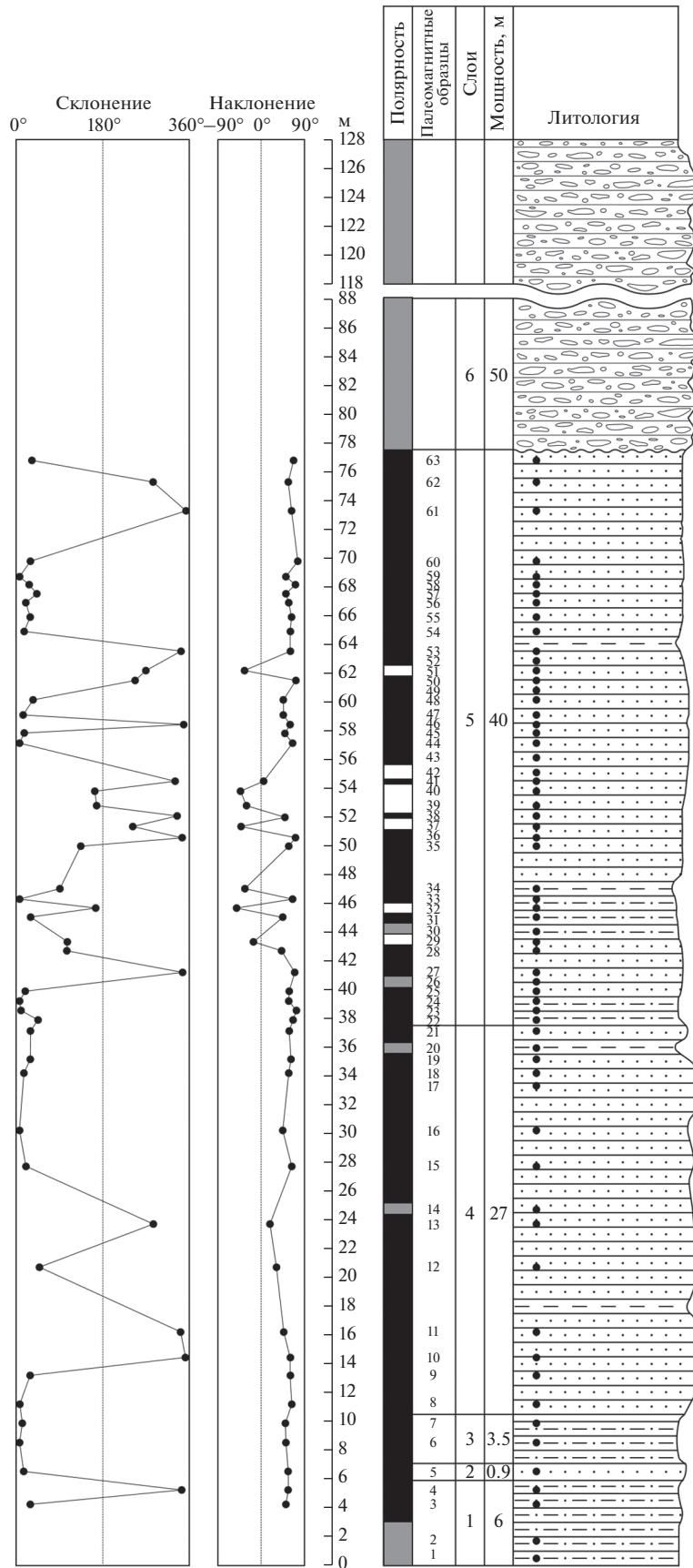


Рис. 8. Позднекайнозойский разрез впадины Манджил (с 9). См. рис. 6 для объяснения условных обозначений.

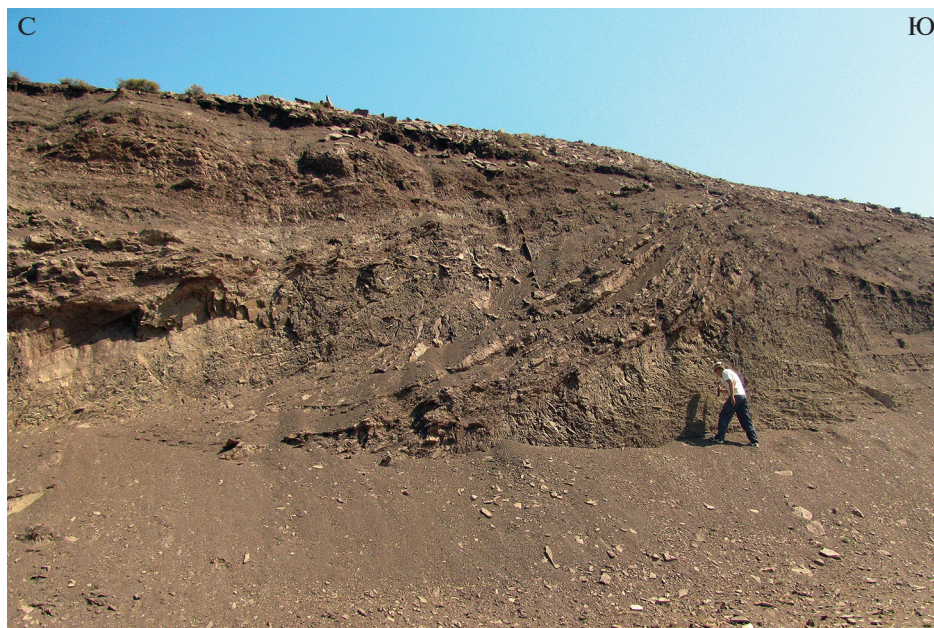


Рис. 9. Надвиг, нарушающий отложения впадины Манджил южнее г. Манджил.

го плейстоцена), но, скорее всего, среди них присутствуют и нижний плейстоцен.

На рассматриваемом участке побережья прибрежная равнина расположена на высотах от современного уровня Каспия (–26 м) до 40 м a.s.l., повышаясь к югу за счет конусов выноса водотоков разного размера. Восточная часть Эльбурса характеризуется высотами от 1200 м на северном склоне до 3000 м в осевой части. Между хребтом и прибрежной равниной выделяется предгорная ступень. Ее вершинная поверхность, рассеченная речными долинами, варьирует от ~200 до 1000 м a.s.l., в целом повышаясь к югу (рис. 10). Предгорная ступень отделена от горного хребта уступом новейшего разлома, имеющего надвиговую составляющую смещений. Севернее г. Пол-е Сефид мраморизованные юрские известняки Эльбурса полого надвинуты по разлому на меловые отложения предгорной ступени (Саидов, Кучапин, 1955).

Предгорная ступень сложена породами мела, миоцена, плиоцена и квартера (рис. 11). Существование в пределах предгорной ступени отложений с миоценовой и акчагыльской фауной впервые отметил Д.В. Голубятников (1921), посетивший регион в 1916 г. Группа советских ученых детально изучила кайнозойскую стратиграфию региона и составила Геологическую карту третичных отложений Мазандаранской провинции Ирана масштаба 1 : 200000 в 1945–1946 гг. Результаты этих работ, опубликованные в книге (Саидов, Кучапин, 1955), остались неизвестными мировой геологической общественности, в том числе иранским геологам. Последующие иранские геологические карты отличаются худшим стратиграфическим

расчленением и, соответственно, изображением структуры. Работа (Саидов, Кучапин, 1955) послужила основой для стратиграфического и палеонтологического изучения региона, выполненного В.С. Поповым и Л.А. Головиной (Попов и др., 2015). В итоге разрез отложений предгорной ступени представляется следующим образом.

Меловые отложения. Залегают на мраморизованных известняках верхней юры, их разрез следующий: (1) песчаники и глины, мощность ~400 м; (2) известняки с конгломератами в основании и фауной иноцерамов апта–альба, мощность 700–800 м; (3) песчаники и глины с прослоями конгломерата внизу и известняка вверху, иноцерамы и фораминиферы кампана–маастрихта в нижней части и фораминиферы датского яруса в верхней части; мощность 200–250 м.

Нижний миоцен. Сложен глинами с прослоями песчаника, несогласно залегающими на меловых отложениях. Обнаружены моллюски: *Fragum semirugosum* (Sandberger), *Laevicardium spondyloides* (Hauer), *Anadara sakaraulensis* (Popov), *Glossus humanus* (Linnaeus), *Callista lilacinoides* Schaffer, *Calistotapes vetula* (Basterot), *Dosinia exoleta* (Linnaeus), *Lyonsia macai* Kharatishvili, характерные для верхней части майкопского регионаруса – сакараула (20.5–19 млн лет). Среди найденного наннопланктона идентифицированы *Triquetrorhabdulus challengerii* Perch-Nielsen и *Sphenolithus conicus* Bukry. Первый вид имеет стратиграфический диапазон внутри нижнемиоценовых зон NN1–NN2. Мощность ~100 м.

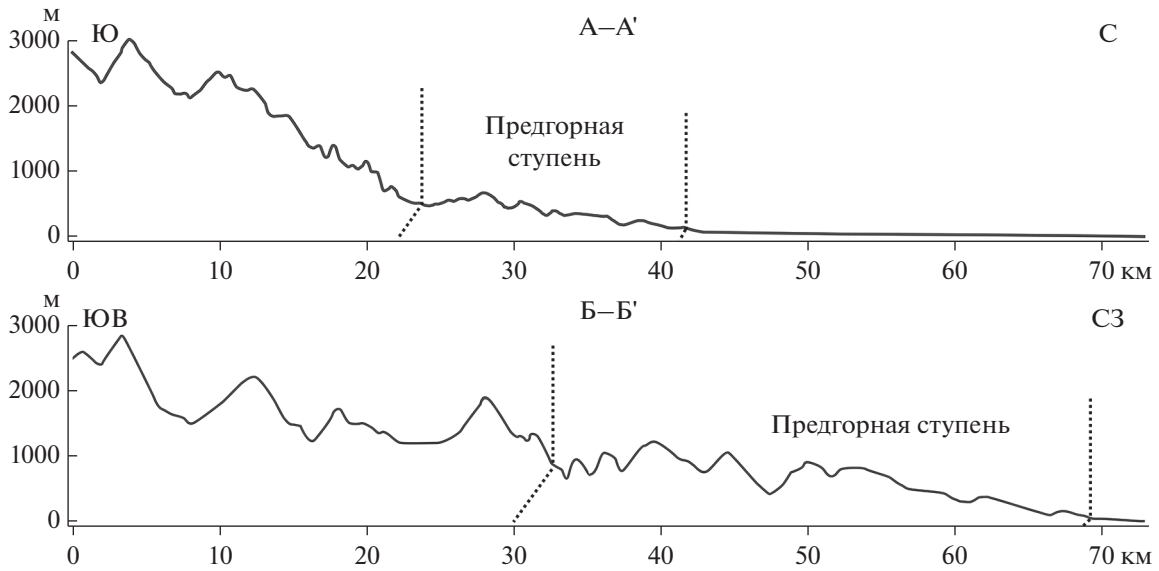


Рис. 10. Геоморфологические профили через прибрежную равнину и предгорную ступень между с. Аламде и г. Горган. Положение профилей показано на рис. 11.

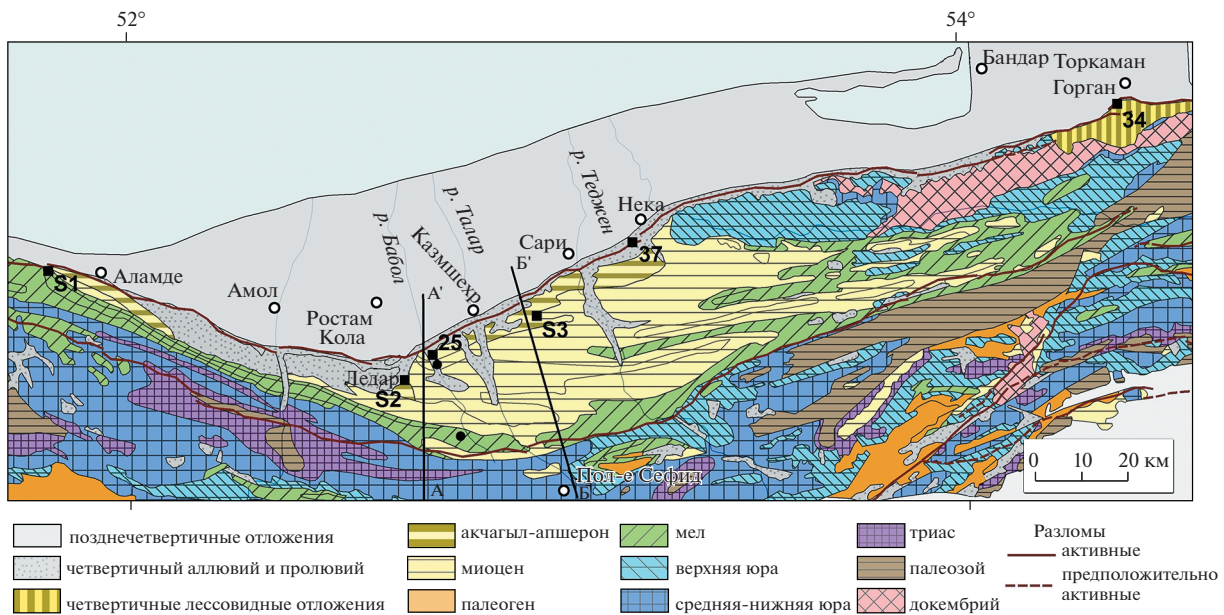


Рис. 11. Геологическая карта прибрежной равнины и предгорной ступени между с. Аламде и г. Горган, по (Geological..., 1977; Саидов, Кучапин, 1955), с изменениями.

Средний миоцен. Представлен чокракским, караганским, конкским и сарматским региоярусами.

Чокракский региоярус. Характеризуется фациальной изменчивостью и сложен в одних местах морскими глинами, песчаниками, мергелями и известняками, а в других пестроцветными песчаниками и песчанистыми глинами флювиального происхождения; мощность до 100 м. Среди двустворок и гастропод, найденных в морских отло-

жениях, определены *Mytilus fuscus* M. Hoernes, *Macoma sokolovi* Bajarunas, *Parvicardium* cf. *michelotti* (Deshayes), *Pitar* cf. *rudis* Poli, *Chlamys* (*Aequipecten*) cf. *opercularis* Linnaeus, *Atamarcia taurica* (Bajarunas), *Gibbula* cf. *kertchensis* (Uspenskaya) [по данным (Саидов, Кучапин, 1955) в современной номенклатуре].

Караганский региоярус. Сложен алевролитами с прослоями песчаника, а также известняка в верхах восточных разрезов. Мощность варьирует от

74 до 110 м и более. Нижняя часть региояруса выделяется по присутствию многочисленных *Davidashvilia* (*Zhgentiana*) (= *Spaniodontella*) *gentilis* (Eichwald) и более редких гастропод рода *Rissoa* (*Mohrensterina*). Верхний подъярус также присутствует и идентифицирован по находкам характерных форм рода *Savanella*.

Конкский региоярус. Вероятно, в значительной мере эродирован сарматской трансгрессией. Его остатки сложены глинами с прослоями песчаника и реже известняка и представлены только барниевыми слоями с *Varnea uiratamica* (Andrussow), *V. ustjurtensis* (Eichwald) и ?*Ervilia* sp. Мощность региояруса 78 м в скважине возле г. Кемшар.

Сарматский региоярус. Наиболее распространен в пределах предгорной ступени и представлен нижним, средним и, возможно, верхним региональными подъярусами. Нижний сармат сложен чередованием глин и песчаников с прослоями известняка; мощность варьирует от 70–75 до 100–140 м. Песчаники нижнего сармата рек Бабол и Талар содержат характерные для полузамкнутого сарматского водоема формы: *Maetra eichwaldi* Laskarev, *M. andrussovi* Kolesnikov, *Musculus* cf. *sarmaticus* (Gatuev), *Plicatiformes praeplicata* (Hilber), *Plicatiformes plicata* (Eichwald), *Obsoletiformes lithopodolica* (Dubois), *Venerupis (Polititapes) vitaliana* (Orbigny), *Gomphomarcia naviculata* (R. Hoernes). Наряду с ними встречены *Tellina (Laciolina)* cf. *pretiosa* Eichwald и *Varicorbula gibba* Olivi, известные лишь в более полигалинных отложениях. В составе наннопланктона определены *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus miopelagicus*. Последние два вида моллюсков и относительно разнообразный состав наннопланктона указывают на влияние канала сообщения с водами Средиземного моря и/или Индийского океана.

Средний сармат сложен чередованием алевритов и песчаников, причем в верхах разрезов р. Теджен песчаники преобладают. Есть прослой известняка и бурого угля. Мощность возрастает с запада на восток от 130 м возле с. Аламде до 450 м между р. Теджен и г. Нике. Вместе с типичными среднесарматскими формами *Maetra* ex gr. *vitaliana* (Orbigny), *M. andrussovi* Kolesnikov, *Donax dentiger* Eichwald, *Plicatiformes plicata* (Eichwald), *Obsoletiformes* sp., *Venerupis (Polititapes) vitaliana*, *Gomphomarcia naviculata* встречены относительно полигалинные *Parvicardium* ex gr. *exiguum*, *Cultellus* sp., *Varicorbula gibba*, неизвестные в типичном среднем сармате. В тех же слоях определен наннопланктон *Reticulofenestra* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus* sp., который также указывает на поступление морских водных масс из открытых бассейнов.

К верхнему сармату, выделяемому предположительно из-за скудного палеонтологического обоснования (Саидов, Кучапин, 1955), отнесено чередование глин, песчаников и конгломератов мощностью до 200 м к западу от водораздела рек Талар и Теджен. Содержание конгломератов уменьшается к северу.

На северо-востоке предгорной ступени обособляется полоса выходов верхнеюрских мраморизованных известняков и древних метаморфических пород, которые по аналогии с метаморфическими породами окрестностей г. Лахиджан в Западном Эльбурсе и района Торуд-Дирджманд могут быть датированы вендом–ранним кембрием (Moghadam, Stern, 2014). Структурные соотношения юры и древних пород с отложениями других частей предгорной ступени неясны; на Геологической карте Ирана (Geological..., 1977) показано трансгрессивное налегание на них меловых отложений.

Меловые и миоценовые отложения предгорной ступени были смяты в субширотные линейные складки в конце миоцена. Тогда же, вероятно, произошло поднятие северо-восточной части будущей предгорной ступени, где сейчас находится высочайшая ее вершина 1269 м. В раннем плиоцене при значительном падении уровня Каспия возвышавшиеся в рельефе антиклинали были эродированы, и на выравненную поверхность северного края предгорной ступени проникли воды акчагыльской трансгрессии Каспийского моря. Наиболее полный акчагыльский разрез описан вблизи Хазарского разлома южнее с. Аламде (s S1; 36.551308° с.ш.; 51.807847° в.д.; Н = 153 м; Саидов, Кучапин, 1955):

1. Полосчатые глины и алевриты с тонкими прослоями песчаников и мергелей. Несогласно перекрывают сарматские отложения и содержат фауну моллюсков *Aktschagylya karabugasica* (Andrussow) и *A. venjukovi* (Andrussow). Мощность 200–250 м.

2. Чередование алевритов, грубых песчаников и конгломератов до валунных. В алевритах низов толщи много обломков кардеид и дрейссенид. Мощность 45–50 м.

3. Алевриты с фауной моллюсков: *Cerastoderma* cf. *dombra* (Andrussow), *Aktschagylya karabugasica* и *A. venjukovi*. Мощность 35–40 м.

Акчагыльские отложения кверху согласно сменяются глинами и алевритами с редкими и тонкими прослоями среднезернистого и грубого песчаника и с редкими карбонатными стяжениями; мощность 250–300 м. В основании залегает 50-метровый пласт конгломерата с галькой юрских и меловых пород. В глинах и алевритах обнаружены мелкие раковины гастропод и пелеципод, среди которых определены апшеронская форма *Apscheronia colvescens* Andrussow, *Monodacna* sp., *Dreissensia* sp. (Саидов, Кучапин, 1955).

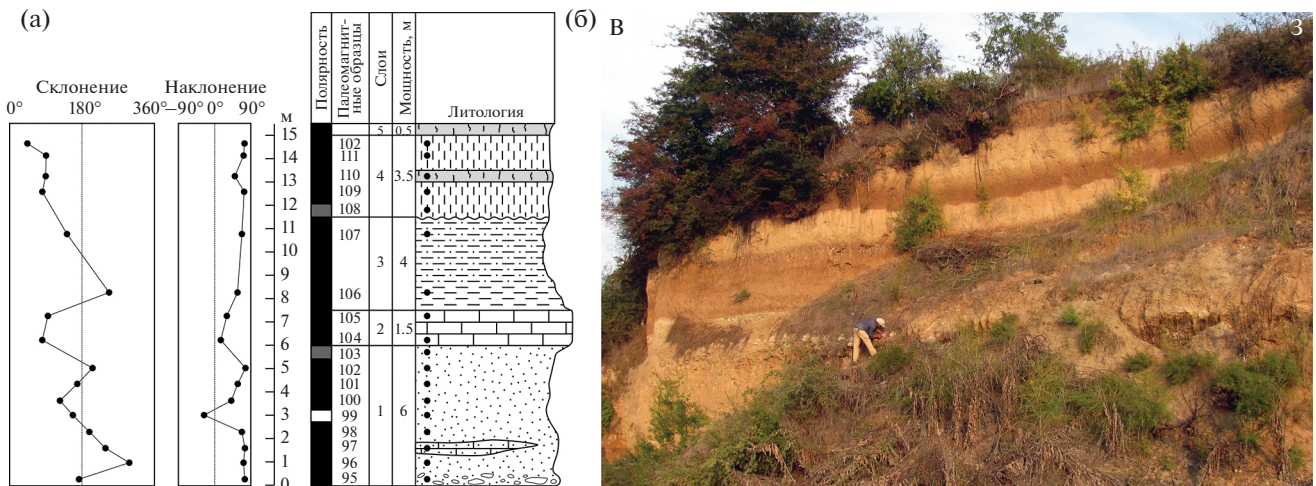


Рис. 12. Акчагыльский разрез возле с. Сурек (s 37). (а) – стратиграфическая колонка, (б) – фото. См. рис. 6 для объяснения условных обозначений.

Акчагыльские песчаники обнаружены в долине р. Седжад возле с. Ледар (s S2). Обширное поле акчагыльских песчаников протягивается от левобережья р. Толар в 3 км к ЮЗ от г. Кемшар на восток в долину р. Сиахруд до с. Рейканде (s S3; 36.450158° с.ш.; 52.975658° в.д.; Н = 110 м). Отсюда определены моллюски *Valvata?* sp., *Potamides caspius* Andrussow, *Aktschagylya subcaspiya* (Andrussow), *A. karabugasica*, *A. venjukovi*, *Cerastoderma dombra* [здесь и в разрезе s S1 список определенных моллюсков дан по работе (Саидов, Кучапин, 1955) в современной номенклатуре (Данукалова, 1996)]. Далее к востоку акчагыльские отложения отмечены восточнее г. Сари в уступе предгорной ступени. Возле с. Сурек (s 37; 36.588845° с.ш.; 53.210283° в.д.; Н = 45 м) обнажаются в горизонтальном залегании (рис. 12):

1. Пески мелкозернистые, слоистые, с прослоями галечника в нижней части. Галька состоит из окатанных обломков верхнеюрского известняка. Видимая мощность 6 м.
2. Известняк. Мощность 1–1.5 м.
3. Глины зеленовато-серые, переходящие по неровной границе в бурые. Мощность 4 м.
4. Лёсс с прослоем (до 0.5 м) темно-бурой палеопочвы. Мощность 3–3.5 м.
5. Современная почва. Мощность до 0.5 м.

Все отложения этого разреза показывают нормальную намагниченность, кроме узкого интервала обратной полярности в слое 1. Мы предположительно сопоставляем слою 1–3 с палеомагнитной эпохой Гаусс и определяем их как нижнеакчагыльские (~3.2–2.6 млн лет). Лёссовидные суглинки 4 могут принадлежать к палеомагнитной эпохе Брюнес (средний–верхний плейстоцен).

В более южных частях предгорной ступени морской акчагыл неизвестен. В высоких террасах на склонах крупных речных долин сарматские и более древние отложения несогласно перекрыты полого залегающими аллювиальными галечниками, песками и суглинками. Так, в разрезе s 25 (36.378764° с.ш.; 52.726878° в.д.; Н = 81 м) на правом берегу р. Талар на эродированной поверхности сарматских алевритов, глин, песчаников и известняка, наклоненных на север под углами 7°–11°, залегают галечники с линзами песчаника мощностью более 20 м. Сходные соотношения наблюдаются в других долинах предгорной ступени (s 27 и s 28).

На водоразделах обнажены лёссовидные суглинки, достигающие особенно большой мощности к ЮЗ от г. Горган. В 3 км юго-западнее г. Горган, в карьере на окраине с. Саабабад (s 34; 36.828982° с.ш.; 54.382851° в.д.; Н = 114 м) стенки карьера сложены лёссовидными суглинками с горизонтами палеопочвы и прослоями галечника в нижней части. Мощность 25 м. Найдены наземные моллюски: *Pomatias hyrcanum* (Martens), *Caspicyclotus sieversi* (L. Pfeiffer), *Geminula didymodus* (O. Boettger), *Geminula cf. ghilanensis* (Issel), *Drusia ibera* (Eichwald), *Truncatellina cf. callicratis* (Scacchi), *Gibbulinopsis cf. signata* (Mousson). Этот комплекс представляет смешанную ассоциацию лесных видов (*Pomatias*, *Caspicyclotus*) и видов, предпочитающих открытые склоны, степные и горно-степные области. Все эти виды и ныне живут в регионе (Шилейко, 1984; Sysoev, Schileyko, 2009; Bank, Neubert, 2016). Нижние 6 м разреза показали нормальную намагниченность. С. Владимир и его соавторы (Vlaminck et al., 2016) отнесли соседний (~4 км восточнее) лёссово-почвенный разрез Тошан к позднему плейстоцену на основании люминесцентного датирования и сопоставле-

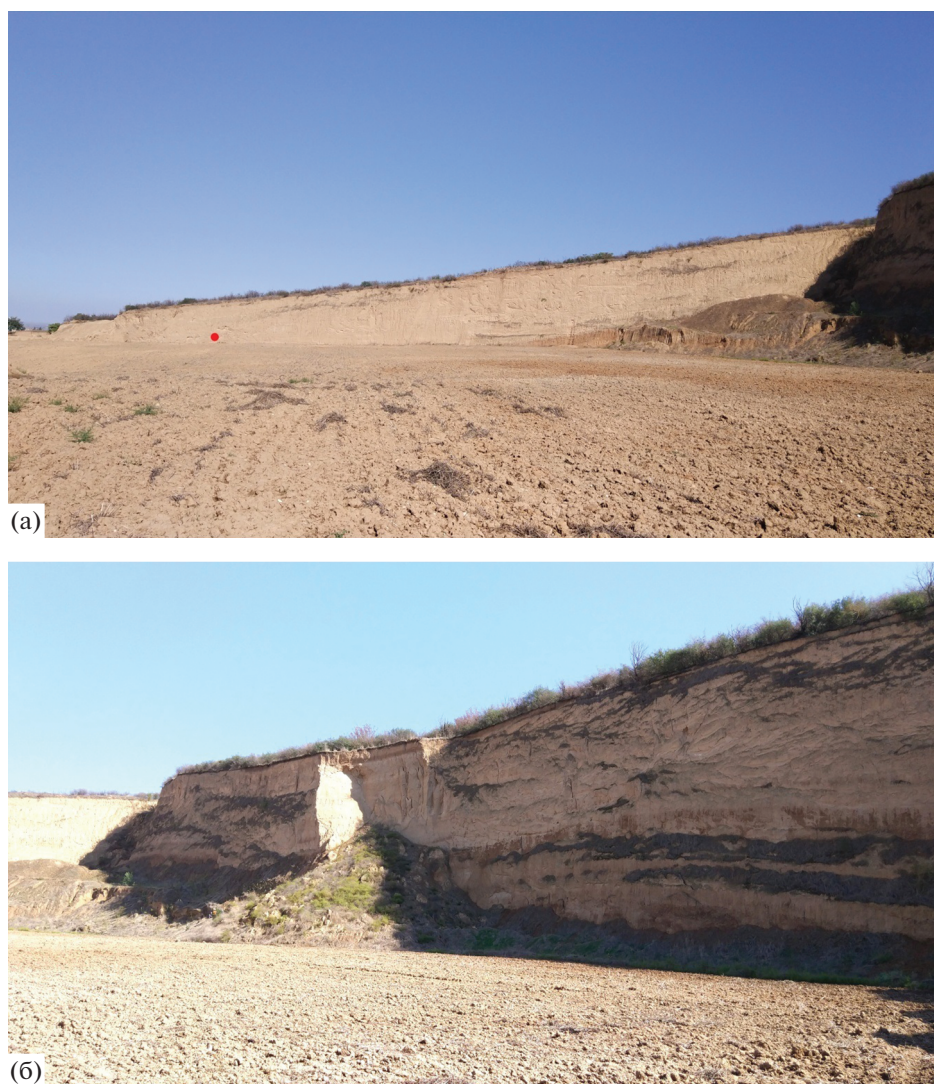


Рис. 13. Разрез лёссовидных суглинков с горизонтами палеопочв около с. Саадабад (s 34): вид на северо-восточную (а) и юго-восточную (б) стенки карьера. Место находки моллюсков показано красным кружком. Палеомагнитные образцы отобраны из юго-восточной стенки.

ния с другими лёссово-почвенными разрезами региона.

Лёссовидные отложения продолжают далее на СВ. Возле г. Гонбад-е Кавус была датирована древнейшая лёссовая формация (~2.4–1.8 млн лет; Wang et al., 2016). В ее основании обнаружен пласт известняка мощностью 2–3 м с отпечатками и ядрами моллюсков. Среди них Г.А. Данукалова определила характерные акчагыльские формы: *Aktschagyliia subcaspia*, *A. cf. ossoskovi* (Andrussow), *A. cf. karabugasica*, *Cerastoderma cf. dombra*, *C. cf. altum* (Tscheltzov) (Wang et al., 2016).

Итак, в рассматриваемой прибрежной области морской бассейн распространялся в раннем и среднем миоцене, по меньшей мере, до южной границы современной предгорной ступени. В позднем миоцене накопившиеся морские осадки

были смяты в складки. В раннем плиоцене деформационные поднятия были эродированы до такой степени, что на северном краю предгорной ступени накопились осадки акчагыльского моря мощностью до 320 м. На более ограниченной площади (как минимум, южнее с. Аламде) морское осадконакопление продолжалось в апшеронское время, когда отложилось до 300 м осадков. В более южных частях предгорной ступени в это время развивались речные долины, где накапливался галечный аллювий до валунного, свидетельствующий об интенсивном поднятии и эрозии Эльбурса, откуда реки предгорной ступени стекали.

В конце раннего–начале среднего плейстоцена движения по Хазарскому разлому обособили предгорную ступень от прибрежной равнины, ко-

торая в это время оставалась мелководной частью Каспийского шельфа. Высота максимальной акчагыльской трансгрессии не превышала, по нашим расчетам, 40–50 м a.s.l. Сейчас акчагыльские отложения предгорной ступени находятся на высотах до 120–150 м. Это определяет минимальную амплитуду четвертичного смещения по Хазарскому разлому (без учета погружения предгорной равнины) в 60–100 м. Поскольку акчагыльские морские отложения мощностью до 300–320 м не могли внезапно выклиниваться к югу, мы должны допустить надвиговое перекрытие полосы выклинивания по прото-Хазарскому разлому.

По зоне разломов, ограничивающей предгорную ступень с юга, отмечено надвигание на нее юрских отложений Эльбурса. В ряде мест наблюдается косое примыкание складок предгорной ступени к пограничному разлому. По-видимому, имело место надвиговое перекрытие части предгорной ступени. Возраст этого смещения не может быть определен точно. Смещение произошло после того, как отложения предгорной ступени были смяты в складки, т.е. не ранее конца миоцена—начала плиоцена. Вероятно, движения продолжались в четвертичное время.

Таким образом, в восточной части южного побережья Каспия в позднем кайнозое происходило разрастание горного сооружения Эльбурса за счет сокращения Южно-Каспийской впадины. Этим развитие рассматриваемого региона принципиально отличается от развития побережья в районе г. Решт.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Различия плиоцен-четвертичного развития западного и восточного участков южного побережья Каспия связаны с различиями западной и восточной частей Южно-Каспийской впадины. Обе части впадины до начала миоцена входили в состав Черноморско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба Паратетиса и характеризовались континентальной корой с мощным (9–11 км) осадочным чехлом и утоненным кристаллическим фундаментом (Трифонов и др., 2020). В самом конце миоцена и раннем плиоцене произошло изменение в соотношении тектонических зон: усилилась поперечная тектоническая зональность. Это выразилось в начавшейся орогении Большого и Малого Кавказа, резком погружении западной части Южно-Каспийской впадины и более глубоком погружении Дербентской части Терско-Дербентского предгорного прогиба по сравнению с его западной Терской частью. Уровень Каспийского моря резко понизился в раннем плиоцене. Морское осадконакопление продолжалось только в Южно-Каспийской впадине и на юге Среднего Каспия. В осушившейся северной части Среднего Каспия возникли врезы речных долин глубиной до

0.7 км, продолжавшиеся на север (Антипов и др., 1996; Леонов и др., 2005). При этом только в раннем плиоцене в западной части Южно-Каспийской впадины накопилось до 6 км осадков (Леонов и др., 1998). Ускоренное погружение западной части Южного Каспия по сравнению с его восточной частью продолжалось в позднем плиоцене и плейстоцене. В результате на западе впадины накопилось ~10 км плиоцен-четвертичных осадков, а на востоке только 6 км. Восточная часть впадины, продолжающаяся в Западно-Туркменскую низменность, сохранила черты утоненной континентальной коры общей мощностью 30–37 км при мощности чехла до 16 км, а в западной части впадины кора приобрела черты субокеанической мощностью 28–30 км при мощности чехла ~20 км (Иванова, Трифонов, 2002).

Для объяснения структурных соотношений Эльбурса и Южного Каспия предложена модель вращения Южно-Каспийской впадины по часовой стрелке (Jackson et al., 2002; Ritz et al., 2006; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019; Nazari et al., 2021a, 2021b), согласующаяся с блоковой интерпретацией результатов GPS наблюдений в Эльбурсе (Djamour et al., 2010). Однако этой модели противоречат данные об активном правом сдвиге вдоль северной границы Южно-Каспийской впадины – Апшеронского порога (см. “Геологический очерк” и рис. 1). Правый взбросо-сдвиг обнаружен и вдоль простирающейся на СЗ Сальяны-Лянгабизской зоны разломов на востоке Куринской впадины, а вдоль западного берега Южного Каспия протягиваются сбросы меридионального и север-северо-восточного простирания (Трифонов и др., 2002).

Поэтому более убедительными представляются доводы в пользу движения Южно-Каспийской впадины на запад или северо-запад (Allen et al., 2003; Vernant et al., 2004; Rashidi, 2021). Можно согласиться с моделью М.Л. Коппа (1997), согласно которой ороген Копетдага, ограниченный с севера Главным Копетдагским разломом северо-западного простирания, реагирует на меридиональное давление более южных тектонических зон в позднем кайнозое поперечным укорочением и выжиманием горных масс земной коры Копетдага на запад. Можно допустить, что давление, оказываемое таким движением на западную часть Южно-Каспийской впадины, вызывает метаморфизм и, соответственно, уплотнение ее нижней коры, что приводит к более интенсивному опусканию этой части впадины. Метаморфизованные породы земной коры приобретают плотность пород мантии, что выражается в скоростной картине подъемом поверхности Мохоровичича.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плиоцен-четвертичное развитие южного побережья Каспия происходило по-разному в его западной (район Решта) и восточной (между с. Аламде и г. Горган) частях. На западе прибрежная равнина отделена от хребта Эльбурс уступом, чаще всего сформированным активными разломами. Четвертичные и, возможно, верхнеплиоценовые морские отложения присутствуют только под прибрежной равниной и не проникают в соседнюю пониженную часть Эльбурса. Там распространены только флювиальные плиоценовые и четвертичные отложения. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его экспансию в результате абразии склонов Эльбурса.

На востоке между прибрежной равниной и Эльбурсом выделяется предгорная ступень, вершинная поверхность которой повышается с севера на юг от 200 до 1000 м. Предгорная ступень ограничена с обеих сторон разломами с надвинутыми южными крыльями. В течение миоцена морской бассейн распространялся на юг, по меньшей мере, на всю территорию предгорной ступени. Морские осадки были смяты в субширотные складки в позднем миоцене. В раннем плиоцене возникшие деформационные поднятия были эродированы настолько, что в зоне северного пограничного Хазарского разлома и в соседней части предгорной ступени накопились акчагыльские (пьяченций–гелазий) морские отложения мощностью до 300–320 м. Последующий подъем южного крыла Хазарского разлома отделил предгорную ступень от прибрежной равнины. Современное высотное положение акчагыльских отложений показывает, что вертикальная компонента смещений по разлому превысила 100 м. Тыловые части прибрежной равнины и предгорной ступени были частично перекрыты надвиганием по пограничным разломам. Таким образом, с позднего миоцена поныне происходит разрастание горного сооружения и сокращение морского бассейна в восточной части южнокаспийского побережья, в отличие от его западной части.

Различия в позднекайнозойском развитии западного и восточного сегментов южнокаспийского побережья обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина оставалась единым остаточным прогибом Паратетиса. В позднем миоцене и особенно в плиоцен-четвертичное время ясно обозначились различия в интенсивности прогибания и преобразования земной коры западной и восточной частей впадины. Восточная часть заполнилась плиоцен-четвертичными осадками мощностью до 6 км и сохранила черты впадины с утоненной до 30–37 км континентальной корой при мощности осадочного чехла до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью ~10–11 км

и приобрела черты впадины с субокеанической корой, в которой поверхность Мохововичича поднимается до глубин 28–30 км при мощности осадочного чехла около 20 км.

Декларация о конфликте интересов. Авторы заявляют, что им неизвестны конкурирующие финансовые интересы или персональные отношения, которые могли бы оказать влияние на работы, излагаемые в этой статье.

Источники финансирования. Исследования были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований РФФИ, проект № 20-55-56004/20.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г.* Геологические события и колебания уровня Каспийского моря // *Геоэкология*. 1996. № 3. С. 38–50.
- Артошкков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. Т. 1: Геология. Ред. Дронов В.И. М.: Недра, 1980. 535 с.
- Голубятников Д.В.* Нефтяные месторождения в Северной Персии // *Нефтяное и сланцевое хозяйство*. 1921. № 1–2. С. 9–12.
- Данукалова Г.А.* Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. М.: Наука, 1996. 132 с.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Сейсмоструктурная и современные колебания уровня Каспийского моря // *Геотектоника*. 2002. № 2. С. 27–42.
- Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М., Казимова С.Э., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г.* Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье рр. Мазымчай и Пирсаат). Ст. 1. Геолого-тектоническая обстановка // *Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле*. 2018. № 2. С. 19–38.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267).
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 506).
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Зверев В.П., Копп М.Л., Костикова И.А., Лаврушин Ю.А.* Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // *Глобальные изменения природной среды / Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко, В.Т. Балабаев и др. (ред.)*. Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 30–57.
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии, масштаб 1 : 2 500 000, и геологическая история четвертичных осадочных бассейнов за последние 700 000 лет. М.: Научный мир, 2005. 34 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 568).
- Мамедов П.З.* Современная архитектура Южно-Каспийского мегабассейна — результат многоэтапной эволюции литосферы в центральном сегменте Аль-

- пийско-Гималайского подвижного пояса // Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле. 2010. № 4. С. 46–72.
- Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П., Трифонов В.Г., Морозов Ю.А. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
<https://doi.org/10.7868/S0016853X17040063>
- Попов С.В., Головина Л.А., Гончарова И.А. Миоценовые отложения, моллюски и наннопланктон Восточного Паратетиса в Северном Иране // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России. 2015. М.: ГЕОС. С. 34–38.
- Попов С.В., Головина Л.А., Радионова Э.П., Гончарова И.А., Филиппова Н.Ю., Ростовцева Ю.В., Палка Д.В. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региоарусов Южной России и проблемы их границ // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 47–54.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.
- Саидов М.Н., Кучапин А.В. Геологическое строение области развития третичных отложений Мазандэрана (Северный Иран). Л.: Гостоптехиздат, 1955. 103 с.
- Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н., Шейхи Б., Янина Т.А. Геолого-геоморфологическое строение и современная история иранского побережья Каспийского моря // ДАН. 2013. Т. 451, № 4. С. 451–457.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И., Скобелев С.Ф., Оразсахатов Х. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 года в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3–16.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношения со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X20030108>
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Сейсмогеодинамика района Каспийского моря // Физика Земли. 1999. № 12. С. 76–82.
- Хаун В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Шилейко А.А. Наземные моллюски подотряда Pupillina фауны СССР (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) // Фауна СССР, Моллюски, III, 3. Л.: Наука, 1984. С. 1–399.
- Adamia S.A., Chkhotia T.G., Gvartadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia – Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 428. P. 11–40.
- Alavi M. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran // J. Geodyn. 1996. V. 21. № 1. P. 1–33.
- Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. P. 659–672.
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 221–241.
- Bank R. A., Neubert E. Notes on Enidae, 7. Revision of the Enidae of Iran, with special reference to the collection of Jacques de Morgan (Gastropoda: Pulmonata) // Vita Malacologica. 2016. V. 14. P. 1–84.
- Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran, part 1. Tehran: Geol. Surv. Iran Publ., 1976. 516 p.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestley K., Wallace T. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia – Preliminary field and seismological observation, and its tectonic significance // Bull. Seismol. Soc. Am. 1992. V. 82. № 4. P. 726–1755.
- Brunet M.F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // Sed. Geol. 2003. V. 156. № 1–4. P. 119–148.
- Djamour Y., Vernant P., Bayer R., Nankali H., Ritz J.F., Hinderer J., Hatam Y., Luck B., Le Moigne N., Sedighi M., Khorrami F. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 1287–1301.
- Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
- Geological Map of Iran. Sheet 2, Sheet 3. Scale 1 : 1000000. Tehran: National Iranian Oil Company, 1977.
- Geological Map of Iran. Sheet 1. Scale 1 : 1000000. Tehran: National Iranian Oil Company, 1978.
- Ghassemi M. Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran // Basin Res. 2005. V. 17. P. 425–436.
- Guest B., Axen G.J., Lam P.S., Hassanzadeh J. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation // Geosphere. 2006. V. 2. № 1. P. 35–52.
- Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 214–245.
- Khorrami F., Vernant P., Masson F., Nilfouroushan F., Mousavi Z., Nankali H., Saadat S.A., Walpersdorf A., Hosseini S., Tavakoli P., Aghamohammadi A., Alijanzade M. An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities // Geophys. J. Int. 2019. V. 217. P. 832–843.
- Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Knapp C.C., Knapp J.H., Connor J.A. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling // Mar. Petrol. Geol. 2004. V. 21. P. 1073–1081.
- Lazarev S., Kuiper K.F., Oms O., Bukhsianidze M., Vasilyan D., Jorissen E.L., Bouwmeester M. J., Aghayeva V., van Amerongen A.J., Agustí J., Lordkipanidze D., Krijgsman W. Five-fold expansion of the Caspian Sea in the late Pliocene: new and

- revised magnetostratigraphic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the Akchagylian Stage // *Global Planet. Change*. 2021. V. 206. № 103624.
- Moghadam H.S., Stern R.J. Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 91. P. 19–38.
- Mousavi Z., Walpersdorf A., Walker R.T., Tavakoli F., Pathirer E., Nankali H., Nilfouroushan F., Djamour Y. Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 377–378. P. 287–298.
- Nazari H., Ritz J.-F., Avagyan A. Morphotectonics and slip rate of the Khazar fault in Central Alborz (Northern Iran) // *Geosciences*. 2021a. V. 31. № 2. P. 101–110.
- Nazari H., Ritz J.-F., Burg J.-P., Shokri M., Haghipour N., Mohammadi Vizheh M., Avagyan A., Fazeli Nashli H., Ensanani M. Active tectonics along the Khazar fault (Alborz, Iran) // *J. Asian Earth Sci.* 2021b. V. 219. № 104893. P. 1–11.
- Rashidi A. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz faults: links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran // *J. Asian Earth Sci.* 2021. V. 213. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104755>
- Ritz J.F., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics // *Geology*. 2006. V. 34. № 6. P. 477–480.
- Sengör A.M.C. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 1984. V. 195. 82 p.
- Soltani B., Beiranvand B., Moussavi-Harami R., Honarmand J., Taati F. Facies analysis and depositional setting of the upper pliocene Akchagyl Formation in southeastern Caspian Basin, NE Iran // *Carbonates and Evaporites*. 2020a. V. 35. № 8. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00537-9>
- Soltani B., Beiranvand B., Moussavi Harami S.R., Honarmand J., Taati F. Regional factors controlling the type of Pliocene deposits in the southeastern Caspian Basin, NE Iran: implication for tectono-stratigraphic analysis // *J. Petroleum Sci. Technology*. 2020b. V. 10. P. 46–53. <https://doi.org/10.22078/jpst.2020.4059.1648>
- Sosson M., Rolland Y., Mueller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mozar J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia): new insights // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Ed. by Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. V. 340. P. 329–352.
- Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran // *The Geology of Continental Margins*. Eds. Burk C.A., Drake C.L. Berlin: Springer-Verlag, 1974. P. 873–887.
- Svitoch A.A., Badyukova E.N., Yanina T.A., Sheikhi B. Biostratigraphy of the Marine Holocene on the Iranian coasts of the Caspian Sea // *Quaternary Int.* 2016. V. 409. P. 8–15.
- Sysoev A.V., Schileyko A.A. Land snails and slugs of Russia and adjacent countries // *Pensoft Ser. Faunistica*. 2009. № 87. P. 1–312.
- Talebian M., Ghorashi M., Nazari H. Seismotectonic map of the Central Alborz, Scale 1 : 750000. Geological Survey of Iran, 2013. <http://ries.ac.ir/eqhazard/wp/Resualts.htm>
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M., Ivanova T.P., Kazmin V.G., Kopp M.L., Kozhurin A.I., Kuloshvili S.I., Lukina N.V., Mahmud S.M., Vostrikov G.A., Swedan A., Abdeen M. Active faults of the Arabian Plate bounds in Caucasus and Middle East // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. V. 5. № 3. P. 363–374.
- Vernant P., Nilfouroushan F., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Nankali H., Ritz J.F., Sedighi M., Tavakoli F. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 223. P. 177–185.
- Vlaminck S., Kehl M., Lauer T., Shahriari A., Sharifi J., Eckmeier E., Lehdorff E., Khormali F., Frechen M. Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): insights into late Pleistocene climate change // *Quaternary Int.* 2016. V. 399. P. 122–135.
- Wang X., Wei H., Taheri M., Khormali F., Danukalova G., Chen F. Early Pleistocene climate in western arid central Asia inferred from loess-palaeosol sequences // *Sci. Rep.* 2016. V. 6. № 20560.
- Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M., Sabouri J. Inversion tectonics in central Alborz, Iran // *J. Structural Geol.* 2006. V. 28. P. 2023–2037.

Рецензенты Г.А. Данукалова,
Т.Н. Кенгерли, А.К. Маркова

Development of the Southern Coastal Area of Caspian Sea during the Pliocene–Quaternary According to Bio-Stratigraphic and Magneto-Stratigraphic Data

V. G. Trifonov^{a, #}, K. Hessami^b, S. V. Popov^c, E. A. Zelenin^a, Ya. I. Trikhunkov^a, P. D. Frolov^a, L. A. Golovina^a, A. N. Simakova^a, A. Rashidi^b, and A.V. Latyshev^d

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

^b International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

^c Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^d Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia

[#]e-mail: trifonov@ginras.ru

The paper considers geological structure of the coastal region of the South Caspian, including paleontological and magneto-stratigraphic dating of the Neogene-Quaternary deposits. Western and eastern segments of

the region between the South Caspian Basin and the Alborz Ridge developed differently in the Late Cenozoic. In the west, marine sediments did not penetrate beyond the coastal plain into the neighboring lowered part of the Alborz Ridge during the Pliocene–Quaternary. This indicates the stability of the marine basin boundary or its expansion due to the abrasion of the Alborz slopes. In the east, a piedmont step emerged, bounded by thrust faults. The marine deposition at the piedmont step occurred in the Miocene. At the end of the Miocene, the marine sediments were folded and eroded. The Akchagylian (Piacenzian–Gelasian) marine sediments accumulated at the northern edge of the piedmont step. Khazar fault raised these sediments up to 120–150 m and isolated the piedmont step. Thus, the expansion of the Alborz mountain building and the reduction of the South Caspian Basin occurred in the eastern part of the coastal area from the Late Miocene. The differences between the western and eastern segments of the coastal area are related to the development of the South Caspian Basin. Until the Late Miocene, it remained a residual trough of the Paratethys. During the Pliocene–Quaternary the eastern part was filled with the sediments up to 6 km thick and retained the features of a thinned continental crust 30–37 km thick with sedimentary cover up to 16 km thick. The western part of the basin was filled with ca. 10 km thick sediments and acquired the features of suboceanic crust with the Mohorovichich surface at a depth of 28–30 km with a thickness of the sedimentary cover exceeding 20 km.

Keywords: South Caspian Basin, Alborz Ridge, coastal plain, piedmont step, Miocene, Pliocene, Quaternary, Akchagylian