

УДК 550.34

СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.Н. ОВСЮЧЕНКО, С.В. ШВАРЕВ,
А.С. ЛАРЬКОВ, А.В. МАРАХАНОВ

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

Аннотация. Приведены данные о геологических проявлениях сильных землетрясений Керченско-Таманского региона. По результатам проведенных палеосейсмологических исследований и опубликованным материалам археологических раскопок определены даты и положение очага для несколько сильных сейсмических событий. На южном и северном побережьях Керченско-Таманского региона обнаружены выразительные сеймотектонические разрывы. Сейсмогенерирующая роль Южно-Азовского и Южно-Керченского (Правдинского) разломов подтверждается всей совокупностью данных. Сведения о землетрясениях с очагом в акватории Керченского пролива менее достоверны.

Ключевые слова: Керченский полуостров, Таманский полуостров, сеймотектоника, палеосейсмология, активные разломы, долговременный сейсмический режим.

ВВЕДЕНИЕ

Керченско-Таманский регион расположен на стыке горных сооружений Крыма и Большого Кавказа. Он охватывает два полуострова — Керченский и Таманский, разделенных Керченским проливом. Регион отличается обособленностью в сеймотектоническом отношении и длительной материальной историей, позволяющей расширить период знаний о сейсмическом режиме до 2.5–3 тыс. лет.

В настоящее время уровень сейсмической активности здесь низкий. За инструментальный период наблюдений было зарегистрировано лишь несколько слабых сейсмических событий с магнитудой не более 4.0. Однако для региона имеются сведения о разрушительных землетрясениях в далеком прошлом. Первые такие сведения относятся к Пантикапейскому землетрясению 63 г. до н.э., которое было установлено по результатам историко-археологических исследований [Ананьин, 1977; Блаватский, 1977]. Новый этап исследований начался в 1980-х годах во время работ по оценке сейсмической опасности района приостановленного строительства Крымской АЭС, когда были выявлены не только археологические, но и геологические свидетельства сильных землетрясений [Геология..., 1992; Никонов, 1994; Борисенко и др., 1999]. С тех пор сведения о сильных землетрясениях далекого прошлого (часто с их датировками) стали появляться регулярно.

В 2014 г. авторами настоящей статьи были на-

чаты детальные исследования Керченско-Таманского региона с использованием палеосейсмологического подхода, основанного на том, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности геологические следы — палеосейсмодислокации (подробнее см.: [Палеосейсмология, 2011; Рогожин, 2012]). Основная задача исследований сводится к выявлению и изучению всех возможных следов сейсмогенной активизации в молодых осадках и формах рельефа — первичных сеймотектонических разрывах, разжижениях грунта, оползнях, обвалах и т.п. Для датирования следов землетрясений, помимо радиоуглеродного метода, привлекались опубликованные результаты археологических раскопок.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА

Основной особенностью геологического строения региона является развитие многокилометровой преимущественно глинистой толщи кайнозойских осадков, собранных в линейные антиклинальные гряды и пологие синклинальные понижения. Мощная толща глинистых осадков молассовой формации накопилась в условиях прогиба на окраине зарождающихся орогенных сооружений Горного Крыма и Большого Кавка-

за. Этот этап тектонического развития получил наименование раннеорогенного [Милановский, 1968]. С началом позднеорогенного этапа, в позднемиоцене, регион был вовлечен в интенсивные тектонические деформации. Появление в четвертичном периоде выраженной в рельефе возвышенности Керченского и Таманского полуостровов объединило Крым и Кавказ в единую гряду орогенических поднятий [Несмеянов, 1999]. Возраст значительной части складок — позднеплиоценовый–нижнечетвертичный, а некоторые из них деформируют отложения вплоть до позднеголоценовых [Никонов, 1994; Трифонов, Карahanян, 2004].

Основную роль в оформлении стиля тектонических деформаций сыграла олигоцен–раннемиоценовая майкопская серия, сложенная флюионасыщенными глинами. Мощность серии в районе Керченского пролива достигает 6 км [Корсаков, Зарубин, 2001]. Диапировые внедрения глин майкопской серии прорывают ядра большинства антиклинальных складок, к которым часто приурочены грязевые вулканы. Сейсмической разведкой (метод отраженных волн) было установлено, что подстилающие майкопскую толщу породы эоценового и более древнего возраста не участвуют в диапиризме, а смяты в пологие антиклинальные складки, в осевой части часто нарушенные разломами [Пустильников, Чекунов, 1969]. Так, углы падения майкопских отложений в сводах диапировых складок достигают 90° , тогда как в эоцен–верхнемеловых — $30\text{--}40^\circ$. Складки выстраиваются в несколько антиклинальных гряд, прослеживаемых на обоих полуостровах (рис. 1).

Огромная мощность пластичных, флюионасыщенных глинистых осадков майкопской серии, по всей видимости, явилась причиной приведения в действие механизма гравитационной неустойчивости, повлекшей за собой пластическое течение и диапиризм. Этот процесс может идти при наличии разности плотностей пород верхней толщи и залегающих ниже пластичных пород или при неравномерном распределении нагрузки на пластичную толщу. Оба эти фактора применительно к складкам Керченско-Таманской области подробно рассмотрены Н.Б. Лебедевой [1962] и др. В сводах антиклинальных валов майкопские глины насыщаются флюидами, превращаясь при этом в разуплотненную, легкоподвижную массу, плотность которой значительно меньше плотности этих же глин в обычном состоянии. Кроме того, в условиях поднятия на антиклиналях и прогибания в разделяющих их депрессиях накапливались осадки различной мощности, что создало разность нагрузок на пластичные майкопские глины с отжиманием их из-под синклиналей в сторону валов. В неравномерном распределении нагрузки

важная роль принадлежит тектоническим разрывам, которые вызывают резкое местное снижение нагрузки, а связанные с ними ослабленные зоны могут явиться наиболее вероятными путями для проникновения вверх пластичных пород, выжимаемых из более нагруженных областей. В таком рассмотрении тектонические деформации тесно соседствуют с поступлениями флюидов и прорывами интенсивно дислоцированных майкопских глин по разрывам.

При рассмотрении геологического строения региона становится понятным, что сейсмотектонические подвижки в недрах, на уровне сейсмогенерирующего слоя, оказываются сильно загущены толщей майкопских глин. Это обстоятельство, в свою очередь, сильно искажает оценку характера подвижки в очаге и строения сейсмогенерирующих структур. В итоге увеличивается неопределенность оценок магнитуды палеоземлетрясений по параметрам сейсмотектонических разрывов на поверхности.

Наличие мощных толщ глинистых отложений, наряду с приморским положением Керченско-Таманского региона, определили его основные геоморфологические особенности — широкое развитие заболоченных низменностей, лиманов, морских террас и пологих валобразных возвышенностей. Возвышенности обрываются к морю высокими и крутыми абразионными уступами, покрытыми многочисленными оползнями. Большинство оползней обязано своим происхождением благоприятному сочетанию литологических и геоморфологических факторов. Вдоль прибрежных уступов, активно подрезаемых морем, часто развиты водоупорные глинистые отложения, подстилающие более крепкие породы — известняки, песчаники, и более мягкие — покровные лёссовидные суглинки. На таких участках абразионные уступы почти сплошь покрыты разновозрастными оползнями. Поэтому выделение именно сейсмогенных оползней здесь весьма затруднительно.

Следы сейсмотектонических подвижек были выявлены на Азовском и Черноморском побережьях полуостровов (см. рис. 1).

Южно-Азовский разлом

Общая характеристика

На северном (Азовском) побережье Керченского и Таманского полуостровов обнаружены выходы на сушу зоны активного Южно-Азовского разлома (см. рис. 1). Разлом выделен геофизическими методами и прослежен до г. Темрюк на востоке [Плахотный и др., 1989]. В позднемиоцен–четвертичном структурном этаже Южно-Азовский разлом представляет собой региональ-

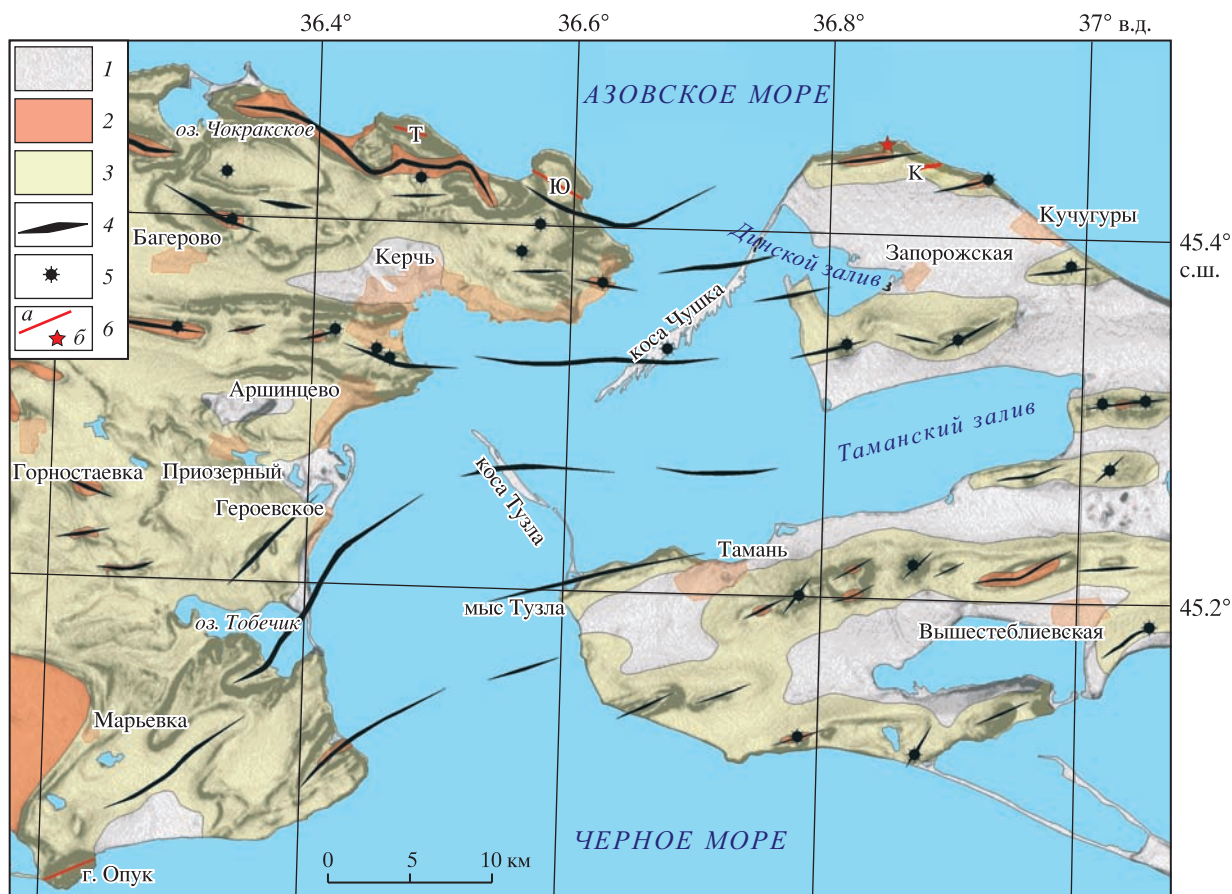


Рис. 1. Тектоническая схема района Керченского пролива. Составлена с использованием данных работ [Самулева, Балакина, 1970; Шнюков и др., 1981; Корсаков, Зарубин, 2001]
 1 — четвертичные отложения; 2 — майкопская серия (олигоцен–нижний миоцен); 3 — неогеновые (верхнемиоцен–плиоценовые) отложения; 4 — оси антиклинальных складок; 5 — грязевые вулканы; 6: а — сейсмоструктурные разрывы (сегменты Южно-Азовского разлома: К — Кучугурский; Ю — Юркинский; Т — Тарханский), б — сейсмовибрационные структуры

ную границу Крымско-Кавказской орогенной гряды и погружающегося Индо-Кубанского предгорного прогиба. В морфоструктурном отношении зона разлома приурочена к границе Приазовского, наиболее приподнятого участка полуостровов, с мелководной котловиной Азовского моря. Приазовское поднятие расположено в южном, поднятом, крыле разлома, в полосе Азовского побережья шириной 5–10 км. Оно устанавливается по более глубокому эрозионному срезу неогеновых отложений, относительно неглубокому залеганию мезозойских пород и воздыманию позднеплейстоценовых морских террас [Никонов, 1994; Трифонов, Караханян, 2004]. Сама разломная зона, по всей видимости, следует вдоль берега моря, где ее строение почти полностью замаскировано оползнями.

О характере и интенсивности молодых тектонических движений можно судить по изменению

высотного положения опорных геолого-геоморфологических реперов — древних береговых линий раннего и позднего плейстоцена, маркируемых отложениями чаудинского и карангатского комплексов соответственно. По мнению А.А. Никонова [1994], на Азовском побережье Керченского полуострова кровля карангатских осадков по разлому смещена в вертикальной плоскости на 50 м и более. Основная часть смещений произошла примерно за последние 25 тыс. лет. В.Г. Трифонов и А.С. Караханян полагают, что Азовское побережье Таманского полуострова, испытало позднеголоценовое тектоническое поднятие относительно дна Азовского моря примерно на 10 м, что дает среднюю скорость движения по Южно-Азовскому разлому — 2–3 мм/год [Трифонов, Караханян, 2004].

Более того, по археосейсмологическим и сейсмогеологическим данным А.А. Никоновым

[1996] к северу от Азовского побережья Керченского полуострова, т.е. в зоне Южно-Азовского разлома, намечена эпицентральная область сильного землетрясения 1751 г. со следующими параметрами: $M = 7.7 \pm 0.5$, $h = 40$ км. Такие параметры указывают на высокую вероятность выхода очага землетрясения на поверхность в виде сейсморазрыва. На самом побережье выявлены многочисленные археологические свидетельства сейсмических разрушений мелких античных городищ, датируемые концом II в. до н.э. [Масленников, 2013]. Эпицентр еще одного исторического землетрясения (IV–II вв. до н.э.) по литературно-историческим данным помещен на Азовское побережье Таманского полуострова [Никонов, Вангенгейм, 1991].

Кучугурский сегмент

На Таманском полуострове молодые тектонические деформации обнаружены к западу от пос. Кучугуры, в связи с чем этот сегмент разломной зоны назван Кучугурским (см. рис. 1). В обнажении коренных позднемиоценовых пород, расположенном в верхней части прибрежного уступа высотой до 80 м, наблюдается надвиг близширотного (восток–северо-восточного) простираения, который приурочен к подножию крутого склона асимметричного приразломного вала протяженностью около 2 км (рис. 2, а). На вершине вала наблюдается сокращение мощности слоев в толще покровных суглинков, тогда как на его юго-восточном склоне те же слои, разделенные палеопочвами, имеют значительно большую мощность и наклон под углом $\sim 5^\circ$. По всей видимости, такие изменения связаны с ростом приразломного вала во время накопления лёссовидных суглинков, т.е. в позднеплейстоцене. Рост вала продолжился и в голоцене, на что указывает увеличение мощности современного чернозема с 0.5–0.7 м на вершине до 1.5 м на его склоне.

В результате постоянного схода обвалов и оползней разломная зона оказалась вскрыта на глубину порядка 15–17 м. По разлому пачка нижнемиоценовых пород, представленных чередованием слоев светлых опок (диатомитов), мергелей и зеленовато-серых глин мощностью до 1.5 м, оказалась надвинута на толщу тонкопереслаивающихся зеленовато-серых глин и светло-серых мергелей. Ниже глубины ~ 10 м плоскость сместителя имеет угол падения $\sim 35\text{--}40^\circ$. Выше этой глубины разрыв выполаживается до почти горизонтального. В южном крыле широко развиты приразломные складки волочения, что указывает на его взбрасывание.

В целом строение зоны разлома усложняется по мере продвижения вверх по разрезу. В при-

поверхностной части разреза она принимает более пологое падение, разветвляясь на множество ветвей. Среди разрывов присутствуют субгоризонтальные извилистые надвиги, более крутые взбросы, зоны сплющивания, сдавливания слоев, будинажа, сбросы и раздвиги. Все разрывы сопровождаются зеркалами и бороздами скольжения, со следами неоднократной смены кинематики смещений. Чаще всего смещения происходили вдоль пластичных глин, на что указывают следы выжимания и пластического перемещения между слоями компетентных (неподатливых) пород — опок и мергелей. В глинах полностью уничтожена первичная слоистость, а по ориентировке сланцеватости прослеживаются сильно сжатые дисгармоничные микроскладки. Опoki, в нормальном залегании представляющие легкую, распадающуюся на тонкие пластины породу, вблизи сместителя оказались сильно окремнены и приобрели высокую прочность. Деформации в них имеют исключительно хрупкий характер. Максимальные вторичные изменения наблюдаются в тектоническом клине, зажато между двумя основными ветвями надвига.

Самой интересной особенностью разреза является надвигание сильно смятых коренных пород на покровные суглинки и венчающую их палеопочву (рис. 3). Контакт имеет все признаки тектонического, сопровождается бороздами скольжения и тонким слоем размазанной (вмазанной) по сместителю глины. Суглинки на контакте приобрели чрезвычайную прочность, стали тяжелыми и крепкими как кирпич. В лежачем крыле надвига все горизонты суглинистой толщи оказались завернуты в опрокинутую синклинальную складку. Вдоль осевой плоскости складки залегает палеопочва, которая вблизи плоскости надвига также находится в опрокинутом залегании.

Тектоническая природа описанных деформаций сомнений не вызывает. В то же время самая молодая часть надвига оказалась опущена по системе разрывов сбросового типа, весьма схожих с плоскостями скольжения оползней. От последних они отличаются большей напряженностью, не сопоставимой с оползневыми подвижками. Развитые вдоль плоскостей скольжения вторичные изменения, дисгармоничная складчатость, втертые зеркала и разнонаправленные борозды скольжения, следы относительно высокотемпературной переработки пород (окремнение, цементация), кальцитовые жилы и другие признаки определенно указывают на первоначально тектоническую природу смещений. Кроме того, тектонические сбросы, развитые в коренных породах, наблюдаются в южной части расчистки, не вовлеченной в оползневые смещения. Позднее в северной части расчистки, спускающейся к морю, смещения

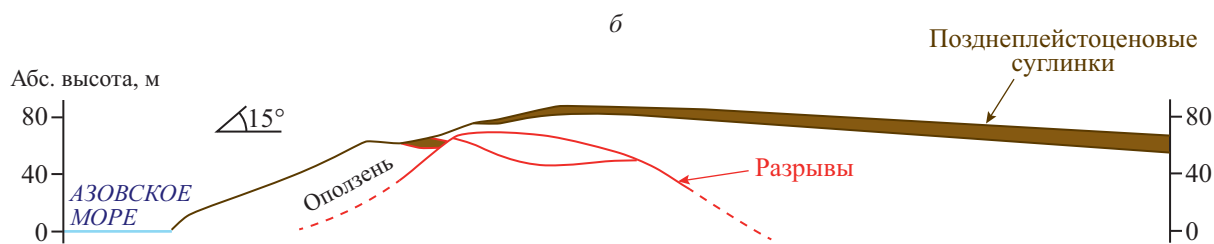


Рис. 2. Кучугурский сегмент Южно-Азовской разломной зоны

а. Общий вид обнажения. Пунктиром показаны плоскости разрывов, стрелками — смещенный маркирующий слой в коренных породах. Цифры в кружках: 1 — позднеплейстоценовые лёссовидные суглинки; 2 — переслаивание светлых опок (диатомитов), мергелей и зеленовато-серых глин позднемиоценового возраста; 3 — те же, но окремненные породы в тектоническом клине; 4 — тонкое переслаивание зеленовато-серых глин и светло-серых мергелей позднемиоценового возраста

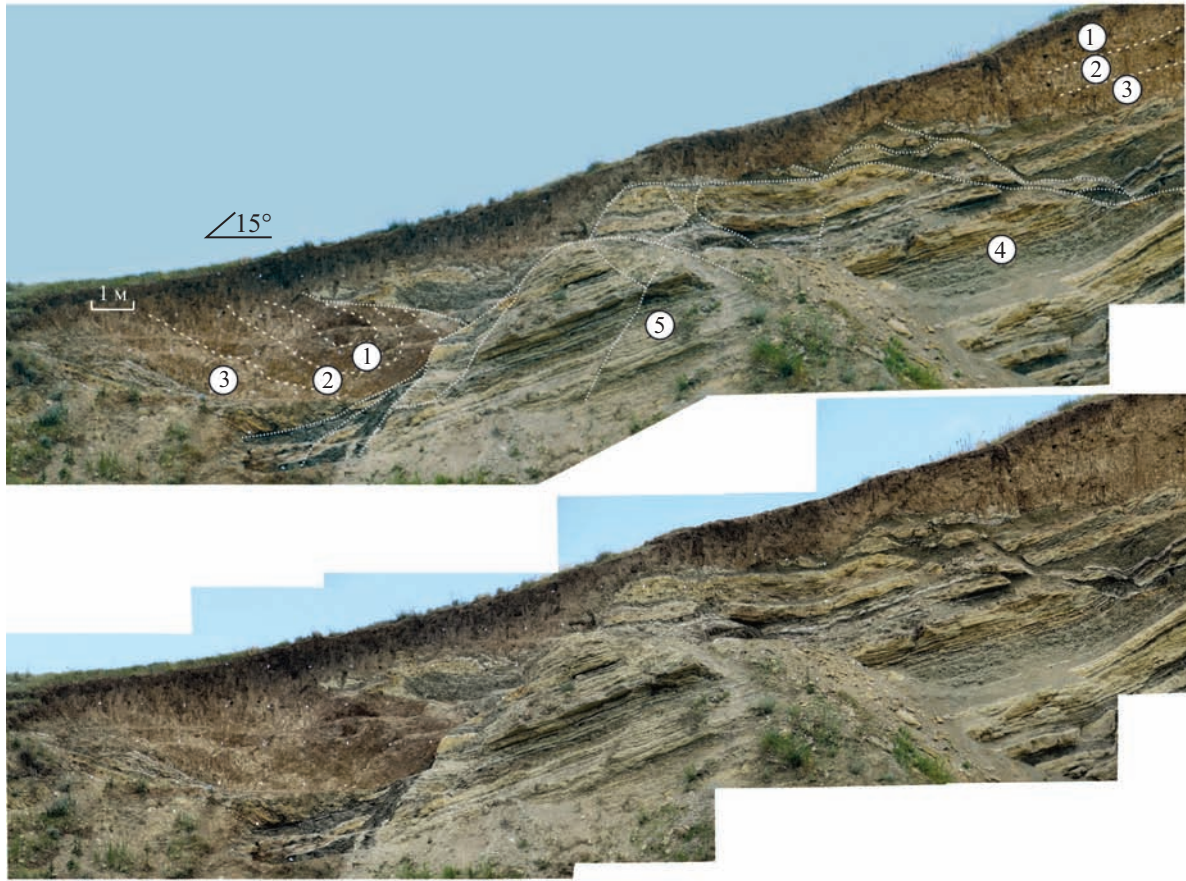
б. Схематичный профиль приразломного вала, построенный на основе цифровой модели рельефа ASTER GDEM и полевых наблюдений

принимали вид чисто гравитационных, направленных в сторону свободного пространства.

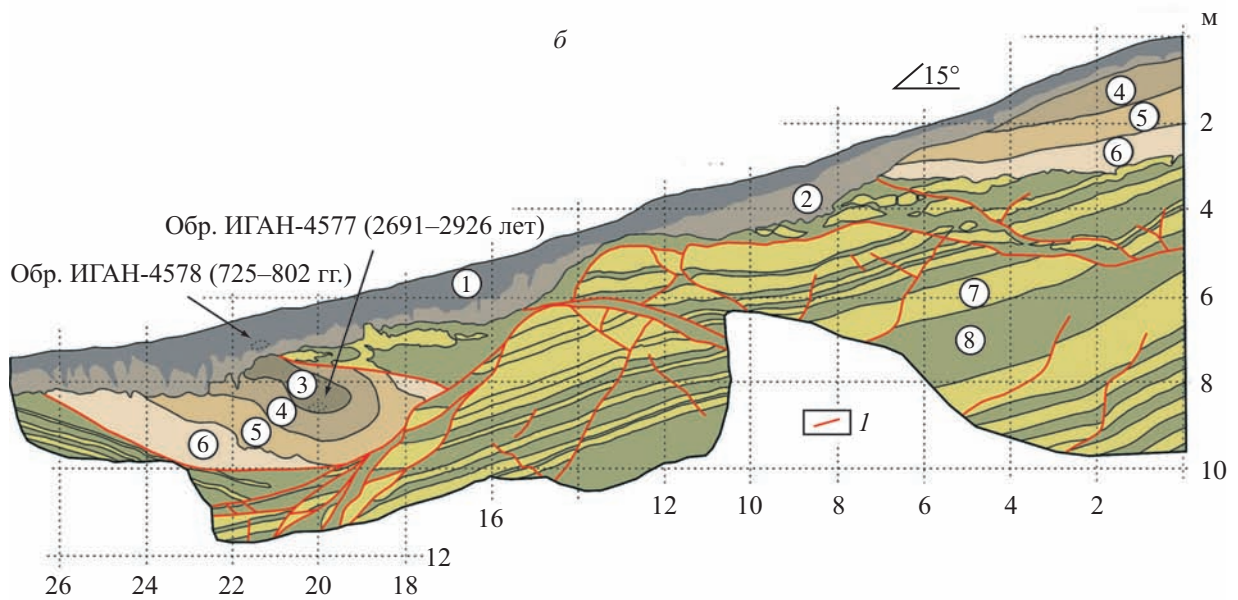
Таким образом, создается впечатление, что задокументированная структура представляет собой надвиг со следами последовательного вдавливания лежащего крыла. Первичные тектонические смещения частично завалуированы приповерхностными процессами. Несмотря на это, можно определить амплитуду надвигания позднемиоце-

новых пород на позднеплейстоценовые суглинки. Завероты слоев, образование опрокинутой синклинали, интенсивные вторичные изменения пород указывают на импульсный характер подвижки при сильном землетрясении. Горизонтальная компонента смещения надвига коренных пород на суглинки с палеопочвой составляет не менее 2 м. Видимо, сразу после этой подвижки выдвинувшийся надвиговый козырек сполз вниз по склону

a



б



вместе с подстилающими суглинками, спаянными в результате подвижки в единое целое с надвинутыми породами.

О возрасте подвижки можно судить по данным радиоуглеродного анализа. Калиброванный возраст палеопочвы, завернутой в опрокинутую синклинальную складку в лежащем крыле надвига, — 2691–2926 лет (обр. ИГАН-4577). Возраст ненарушенного смещения гумуса современного чернозема — 725–802 года (обр. ИГАН-4578). По этим данным подвижка произошла в интервале 802–2691 год назад. Используя зависимость мощности гумусового горизонта почв от их возраста, полученную с привлечением хронологических данных на надежно датированных археологических объектах [Лисецкий, 2004], можно полагать, что в «обычных» условиях на Таманском полуострове гумусовый горизонт (почвенные горизонты А + АВ) мощностью до 1 м формируется не менее 3000 лет. В рассмотренном нами разрезе накопление гумуса было «ускорено» сносом почвенного гумуса с приподнятого участка. Таким образом, очень грубо тектоническую подвижку можно поместить в интервал 2–2.5 тыс. лет назад. Магнитуду события также очень приблизительно можно оценить, используя известные глобальные соотношения по параметрам сейсморазрывов [Wells, Coppersmith, 1994], как $M_w = 6.6–6.7$. В силу описанных выше обстоятельств эта оценка представляется очень условной.

Юркинский сегмент

На Керченском полуострове схожие деформации были обнаружены в районе с. Юркино, в связи с чем этот сегмент разломной зоны назван Юркинским (см. рис. 1). Они обнажены на побережье Керченского пролива, в цирке отрыва крупного оползня, сошедшего с высокого берегового уступа. В результате был вскрыт разрез дислоци-

рованных верхнемиоценовых и позднеплейстоцен–голоценовых отложений длиной около 800 м (рис. 4). В разрезе наблюдаются два взбросо-надвига, ограничивающие узкий опущенный участок (рампа), выполненный мощной толщей лёссовидных позднеплейстоценовых суглинков. В рельефе опущенный участок выражен пологой линейной седловиной северо-западного простирания. Рампа оказался наложен на северное крыло более древней куполообразной брахиантиклинальной складки в верхнемиоценовых отложениях. Разрывы, ниже высоты 50 м представляющие собой крутые взбросы, в приповерхностной части разреза вылаживаются до субгоризонтальных надвигов. Величина вертикального смещения маркирующего слоя в верхнемиоценовых глинах по юго-западной части разрыва не превышает 7–8 м; по разрыву на северо-восточном ограничении рампа — 20–23 м.

В опущенном крыле северо-восточной части разрыва мощность лёссовидных суглинков сильно увеличена, тогда как в поднятом крыле они отсутствуют. Можно полагать, что основные смещения здесь происходили во время и сразу после накопления суглинков, т.е. в позднем плейстоцене – раннем голоцене, так как в поднятом крыле они оказались полностью денудированы или не накапливались вовсе. В опущенном крыле мощность суглинков на очень коротком расстоянии нарастает примерно до 20 м. Здесь имеются и следы очень молодых, позднегеолоценовых смещений (рис. 5).

Молодое смещение выражено разрывом обломочного горизонта с почвенным гумусом. На него оказались надвинуты коренные глины, сползшие вниз по склону на 2 м ниже сместителя. Таким образом, коренные глины из висячего крыла надвига налегали на древнюю дневную поверхность (палеопочва), что свидетельствует об импульсном характере подвижки. Величина горизонтальной компоненты смещения оказалась замаскирована

← **Рис. 3.** Кучугурский сегмент Южно-Азовской разломной зоны

а. Общий вид расчистки на обнажении. Пунктиром показаны плоскости разрывов, штриховыми линиями — границы слоев в толще покровных суглинков. Цифры в кружках: 1 — светло-коричневые легкие пористые пылеватые суглинки; 2 — буровато-коричневые пылеватые тяжелые супеси; 3 — серовато-коричневые пористые пылеватые суглинки с многочисленными белёсыми карбонатными включениями; 4 — кремнистые породы с прослоями глин (тектонический клин); 5 — тонкое переслаивание зеленовато-серых глин и светло-серых мергелей позднемиоценового возраста

б. Зарисовка расчистки. Цифры в кружках: 1 — современная почва (чернозем); 2 — светло-коричневые рыхлые пылеватые суглинки со щебнем; 3 — палеопочва (чернозем); 4 — светло-коричневые пылеватые суглинки; 5 — буровато-коричневые пылеватые супеси; 6 — серовато-коричневые пористые пылеватые суглинки с белёсыми карбонатными включениями; 7, 8 — верхнемиоценовые породы: 7 — опоки и мергели; 8 — глины. 1 — разрывы. Стрелками указаны места отбора образцов с определенным калиброванным возрастом

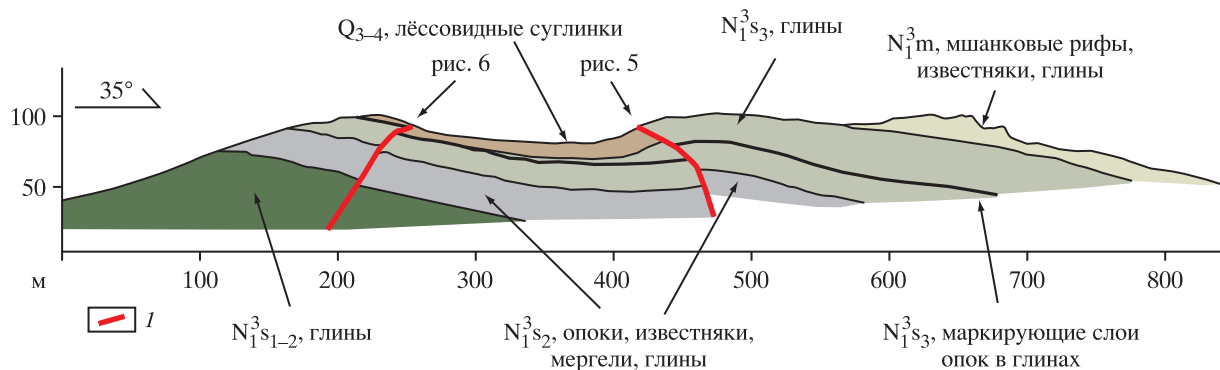


Рис. 4. Схематический геологический разрез тектонической впадины в районе с. Юркино
1 — разрывы, строение которых приведено на рис. 5, 6

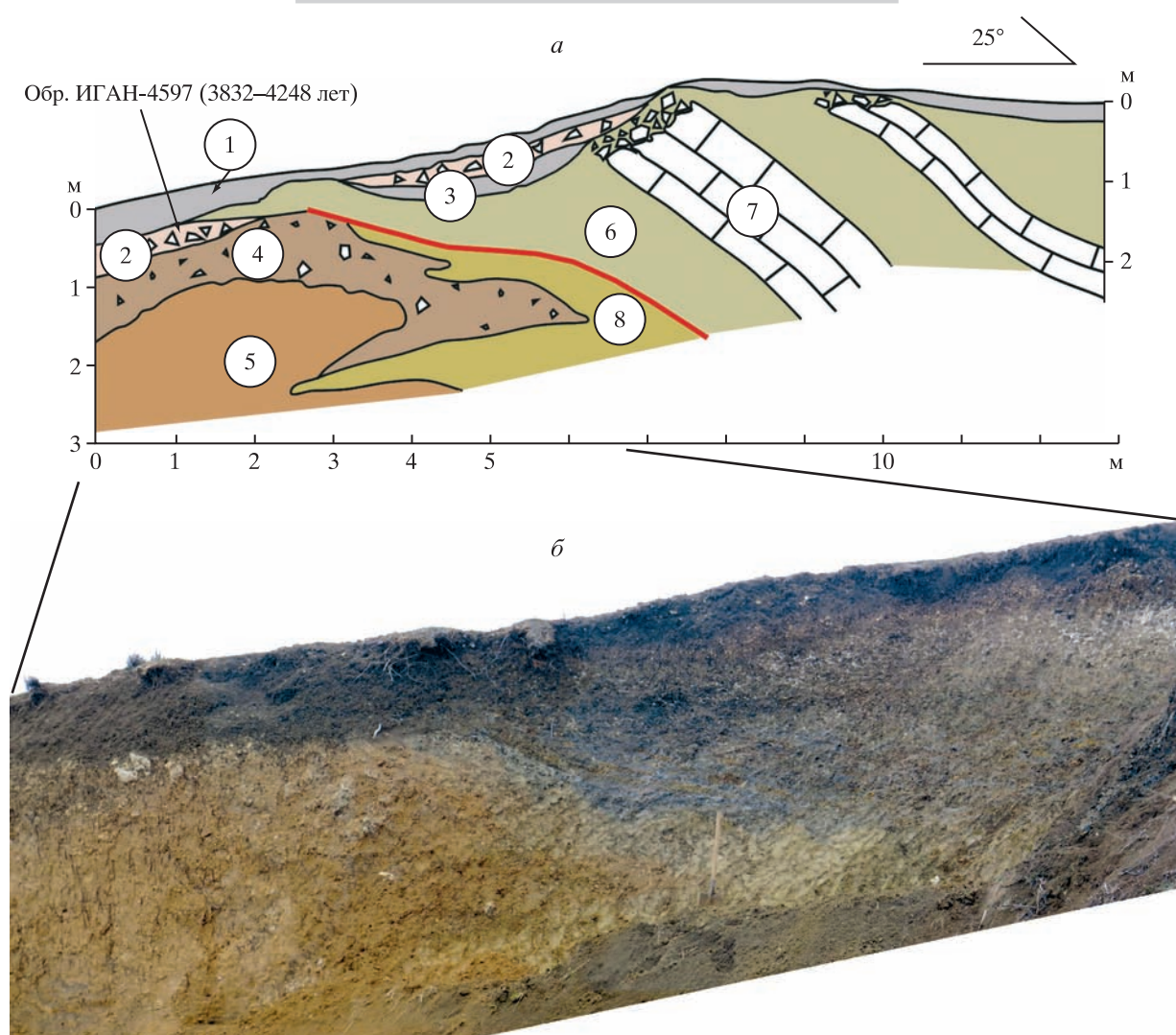


Рис. 5. Строение разрыва на северо-восточном ограничении тектонической впадины в районе с. Юркино (зарисовка (а) и вид на местности (б)). Положение расчистки см. на рис. 4
Цифры в кружках: 1 — современная почва (чернозем); 2 — обломочный горизонт (переотложенные обломки известняков с заполнителем из почвенного гумуса); 3 — лёссовидные глины с белыми включениями порошковидного карбоната кальция; 4 — светло-коричневые лёссовидные суглинки с редким щебнем известняков; 5 — светло-коричневые лёссовидные суглинки; 6 — темно-зеленые пластичные глины верхнего миоцена (сармат); 7 — известняки; 8 — светло-зеленые суглинки

склоновыми процессами. Можно предполагать, что она составляет не менее 1 м. Вертикальная компонента смещения обломочного горизонта — около 0.7 м.

О возрасте подвижки можно судить по данным радиоуглеродного анализа. Калиброванный возраст палеопочвы, перекрытой коренными глинами, составляет 3832–4248 лет (обр. ИГАН-4597). Учитывая длительность формирования почвенного гумуса [Лисецкий, 2004], можно полагать, что подвижка произошла примерно 3–3.5 тыс. лет на-

зад. Для оценки магнитуды собранных материалов недостаточно. Можно лишь предполагать, что она превышала 6.5.

На юго-западном ограничении опущенного участка, в приповерхностной части разреза (верхние 7 м), наблюдаются два молодых надвига (рис. 6). По ним коренные глины и опоки надвинуты на лёссовидные суглинки. Разрывы сопровождаются зеркалами и бороздами скольжения и резко меняют характер деформаций в зависимости от литологии разорванных пород. Здесь

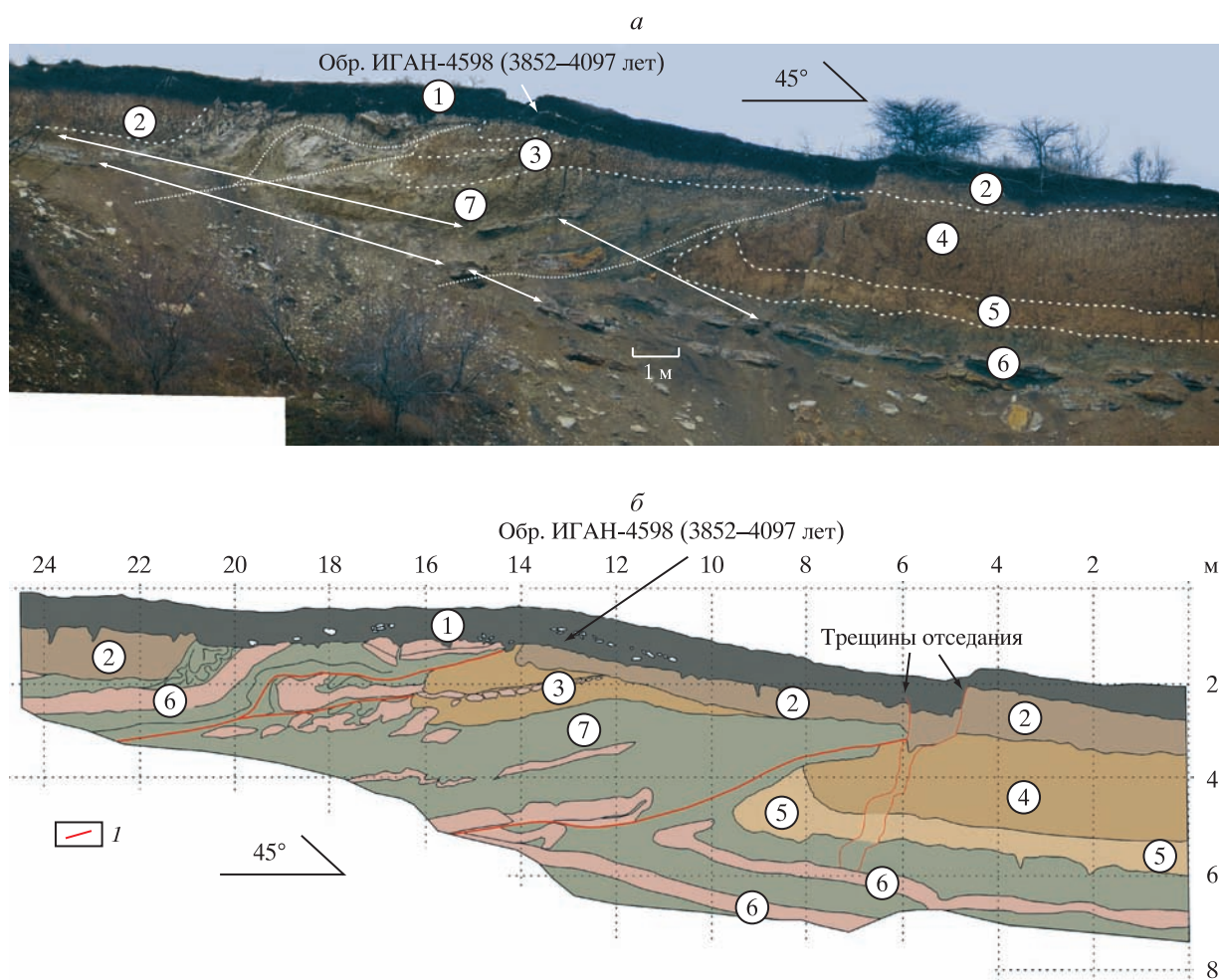


Рис. 6. Строение разрыва на юго-западном ограничении тектонической впадины в районе с. Юркино (общий вид (а) и зарисовка расчистки (б)). Положение расчистки см. на рис. 4

а. Пунктиром показаны плоскости сместителей, штриховыми линиями – границы слоев в толще покровных суглинков; стрелками – смещенные маркирующие слои в коренных породах

б. 1 – плоскости сместителей

Цифры в кружках: 1 – современная почва (чернозем); 2 – темно-серые тяжелые суглинки с выветрелыми фрагментами коренных глин, выветрелым щебнем опок и известняков и многочисленными белёсыми карбонатными включениями; 3 – слои светло-коричневых пылеватых суглинков с прослоем переотложенных опок; 4 – светло-коричневые тяжелые пылеватые суглинки с редким щебнем опок и известняков; 5 – светло-коричневые желтоватые тяжелые пылеватые суглинки; 6, 7 – выветрелые коренные породы: зеленовато-серые глины (7) и опоки (6) позднемиоценового возраста

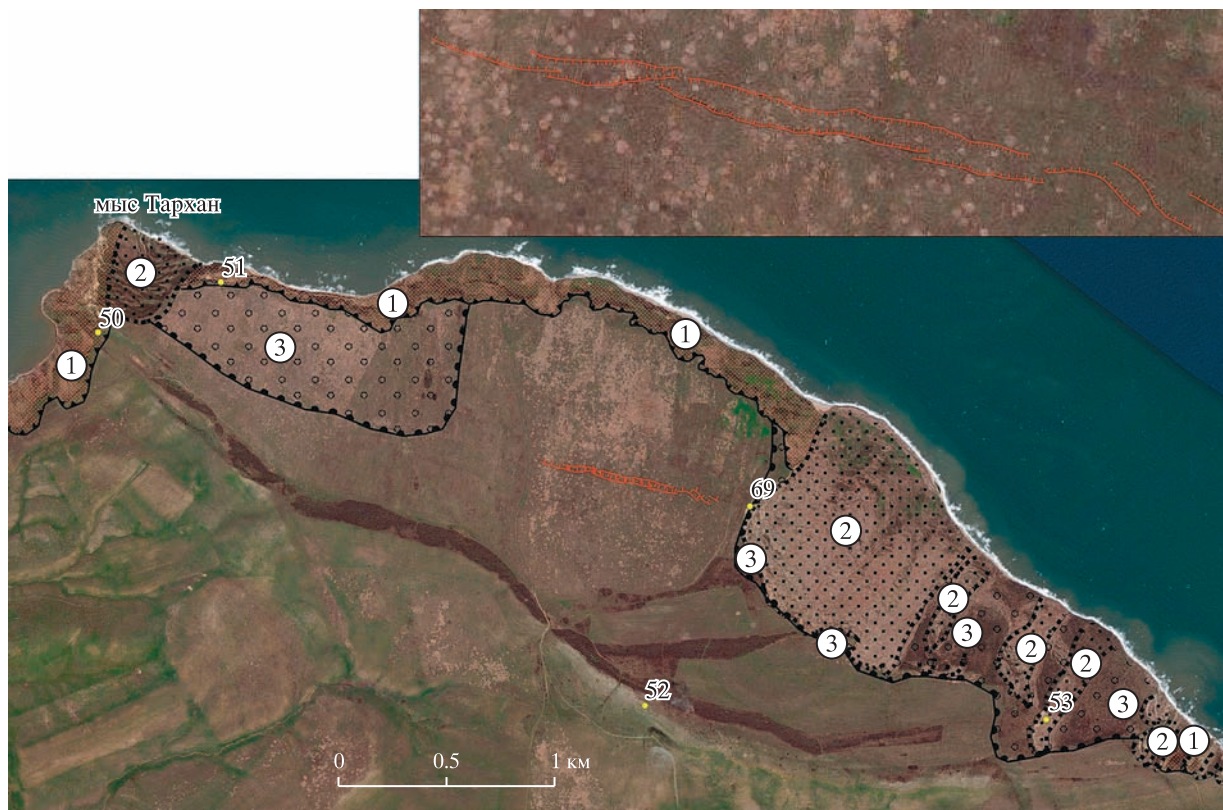


Рис. 7. Геоморфологическая схема района м. Тархан на космоснимке высокого разрешения (сайт в Интернете: <http://sat01.maps.yandex.net/tiles?!=sat&x=>). На врезке — детальный план уступов
Цифры в кружках: 1 — абразионно-оползневые уступы и современные мелкие оползневые тела; 2, 3 — крупные глубокие оползни: 2 — молодые; 3 — древние с переработанной склоновыми процессами поверхностью и абрадированной фронтальной частью. Кружки — точки наблюдения и их номера

коренные пластичные глины также несут следы протрузионного выжимания и пластического перемещения между слоями опок, которые вблизи сместителя оказались сильно окремнены и приобрели чрезвычайно высокую прочность.

В разрезе вскрыты два маркирующих слоя опок, хорошо прослеживающиеся по всей расчистке. Величина суммарного вертикального смещения этих слоев по обоим сместителям составляет примерно 5 м. Горизонтальную компоненту смещений можно измерить только по нижнему надвигу в северо-восточной половине расчистки. По слою коренных опок минимальная величина горизонтальной компоненты смещения составляет 2.5 м; по подошве суглинков — 3 м.

В верхней части разреза под современным черноземом залегают темно-серые тяжелые суглинки (слой 2 на рис. 6), которые разорваны верхним сместителем (в юго-западной части расчистки), но запечатывают нижний надвиг в северо-восточной половине расчистки. Это говорит о разновозрастности смещений по отдельным разрывам. Пологий разрыв в юго-западной части расчистки

моложе. Он обновился после накопления верхнего слоя суглинистой толщи, но до начала формирования мощного современного чернозема.

Завороты слоев в суглинистой толще, захоронение суглинков перетолженным слоем опок, интенсивные вторичные изменения пород указывают на импульсный характер подвижек при нескольких сильных землетрясениях повторяемостью в несколько тысяч лет. Последнее смещение произошло после накопления суглинистой толщи, т.е. в голоцене, но до начала формирования мощного слоя чернозема, т.е. несколько тысяч лет назад. Калиброванный радиоуглеродный возраст палеопочвы, залегающей под обломочным горизонтом, составляет 3852–4097 лет (обр. ИГАН-4598).

Тарханский сегмент

Нарушения, имеющие признаки сейсмотектонического разрыва, обнаружены в районе м. Тархан (Тарханский сегмент Южно-Азовского разлома на рис. 1). Они представлены системой относительно свежих уступов, нарушающих по-

верхность пологой платообразной возвышенности (рис. 7). Водораздельное пространство возвышенности, сложенное среднемиоценовыми глинами с прослоями известняков, со стороны суши ограничено дугообразной грядой, выработанной вдоль мощного пласта известняков. У северного подножия гряды протянулась дугообразная балка.

Длина системы уступов — 850 м. В большинстве случаев уступы покрыты тонким (10–20 см) слоем современной почвы (задернованы), что может указывать на возраст в первые сотни лет (рис. 8). В некоторых случаях вдоль уступов наблюдаются более поздние суффозионные промоины. На центральном участке уступы образуют небольшой грабен шириной до 30 м. Максимальную высоту (до 1.5 м) уступы имеют на южном ограничении грабена. Система уступов — прямолинейная, что отличает ее от оползневых стенок отрыва, и вытянута в запад–северо-западном направлении. Кроме того, в расположении уступов прослеживаются признаки эшелонированной системы, характерной для тектонических разрывов со сдвиговой компонентой смещений.

На простирации системы разрывов, в 100 м от ее окончания, в стенке отрыва оползня изучен разрез коренных и молодых отложений, в котором наблюдаются разрывы, смещающие прочный слой известняков на 50 см и подошву позднеплейстоценовых лёссовидных суглинков на 30 см (рис. 9). В известняках разрывы имеют крутое (70–80°) падение. Основной разрыв заполнен свежей тектонической брекчией толщиной 20–40 см. В бор-

тах разрыва отмечаются грубые борозды скольжения. В перекрывающих известняки глинах разрыв «рассеивается» в виде пластических деформаций (дисгармоничной складчатости). В толще суглинков основной разрыв затухает, не выходя на поверхность. Вдоль контакта слоя известняков и глин наблюдается оползневая поверхность срыва, выраженная притертыми зеркалами скольжения. Разрывы секут эту плоскость; следовательно, они моложе оползневого смещения и имеют все признаки очень молодого тектонического разлома. Судя по облику уступов, их возраст — первые сотни лет.

Рассмотренные выше данные позволяют предполагать, что свежие уступы, которым в разрезе коренных и покровных отложений отвечает молодой тектонический разлом, могут иметь сейсмотектоническую природу. В таком случае они представляют собой фрагмент выхода очага сильного землетрясения, эпицентр которого намечен в этом районе А.А. Никоновым [1996], на поверхность. Дата землетрясения — 1751 г., также соответствует облику уступов. Нарушения на м. Тархан требуют дальнейшего исследования в первую очередь на предмет их связи с оползневыми деформациями.

На том же плато западнее системы молодых уступов ранее были изучены более древние и пологие уступы той же ориентировки [Клюкин, 1995; Борисенко и др., 1999]. Эти уступы образуют бессточный ров глубиной до 20 м, ограниченный субвертикальными сбросами. Дно рва перекрыто крупноблочными отложениями,



Рис. 8. Тектонические уступы в районе м. Тархан

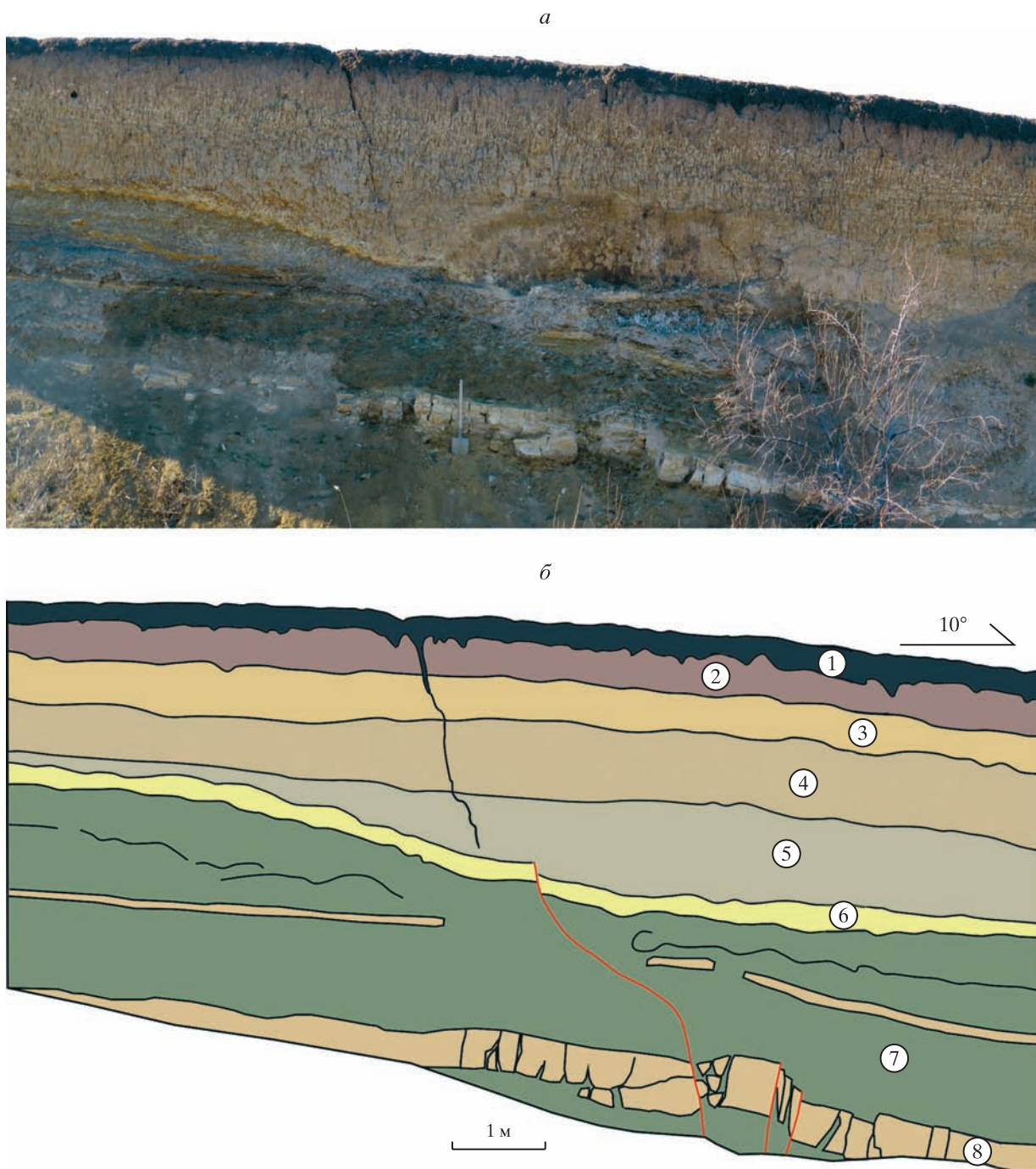


Рис. 9. Разрывы в коренных породах (общий вид (а) и зарисовка (б)) на простирании уступов (т.н. 69 на рис. 7)

Цифры в кружках: 1 — современная почва (чернозем); 2 — темно-коричневые лёссовидные суглинки; 3 — желтовато-коричневые пылеватые лёссовидные суглинки с многочисленными белесыми карбонатными включениями; 4 — светло-коричневые тяжелые лёссовидные суглинки; 5 — светло-серые пылеватые суглинки с редким щебнем мергелей и известняков; 6 — обломочный горизонт (щебень мергелей и известняков) с суглинистым заполнителем; 7, 8 — выветрелые коренные породы: зеленовато-серые глины (7) и известняки (8) среднемиоценового возраста

щебнистыми суглинками и почвами. Двумя шурфами в понижениях рва были вскрыты почвы видимой мощностью 2.2–2.5 м, в верхней части которых обнаружены обломки сосудов VI–X и XIII–XV вв., а в нижней — VI–V вв. до н.э. – III в. н.э. и многочисленные кости крупного и мелкого рогатого скота [Борисенко и др., 1999]. Вероятно, на дне рва длительное время находились усадьбы или загоны для скота. О сейсмогенной природе дислокации косвенно свидетельствуют ее приуроченность к водоразделу возвышенности, морфологические признаки одноразового формирования, значительная раздробленность и расслоенность известняков. По-видимому, ров был порожден сильным землетрясением, произошедшим, судя по археологическим данным, ранее 2.5 тыс. лет назад.

НАРУШЕНИЯ НА ГОРЕ ОПУК

На Черноморском побережье Керченского полуострова известны нарушения горы Опук, порожденные сильными землетрясениями далекого прошлого. Ранее эффектные рвы, трещины, обрывы и уступы горы Опук были интерпретированы как элементы гигантского оползня-сдвига, наложенного на раздробленную тектоническую структуру в зоне активизированного Правдинского разлома, т.е. их относили к гравитационно-сеймотектоническому типу [Ена и др., 1989; Ключин, 1995; Борисенко и др., 1999]. По геоморфологическим данным были выделены два катастрофических события, из которых первое (предположительно позднеплейстоценовое) — более значительное — образовало основные черты рельефа. Второе событие случилось в историческое время. В результате вдоль уже существовавшего рва оторвалась и отсела до 20–30 м крупная известняковая пластина.

Гора Опук представляет собой небольшое структурно-денудационное плато, рассеченное колоссальными расселинами и уступами (рис. 10). Плато бронировано прочными известняками мэотического яруса верхнего миоцена мощностью не менее 50 м, залегающими на сарматских глинах. Морфология поверхностных нарушений сильно зависит от литологии. Эффектные рвы и уступы развиты исключительно в известняках. Общая длина магистрального рва, в восточной части плато плавно переходящего в уступ, составляет 1.8 км. Ориентировка — восток–северо-восток (65°). Глубина достигает 30 м. Магистральный разрыв оперен многочисленными более мелкими рвами и уступами в основном продольной, реже поперечной ориентировки. Продольные разрывы представляют собой структуры растяжения (рвы и микрограбены). На склонах плато в сар-

матских глинах магистральный разрыв переходит в пологие, сильно заплывшие уступы, однако при этом он уверенно прослеживается от одного пляжа к другому на всем своем протяжении.

На сейсмический характер события определено указывают отброшенные и перевернутые в магистральном рве крупные (размером с двухэтажный дом) глыбы (рис. 11, а). Сдвиговая компонента в рельефе не обнаруживается. Высота уступа в восточной части плато достигает 40 м (рис. 11, б).

У западного подножия горы Опук прослеживается три уровня морских террас. С поверхности террасы сложены косослоистыми пляжными песками (рис. 12). Пески — преимущественно детритовые, с многочисленными раковинами. Нижняя терраса, расположенная на высоте 2.5–3.0 м, скорее всего образовалась во время нимфейской трансгрессии, т.е. 1–2 тыс. лет назад [Горлов и др., 2004]. Все террасы на пересечении с магистральным рвом оказались в разной степени деформированы. Это говорит о многократном возрождении рва при нескольких, не менее трех, событиях. Направленность вертикальных смещений, по-видимому, менялась от одной подвижки к другой. Террасы II и III в северном крыле расположены на несколько метров выше, чем в южном. В то же время самая молодая терраса I в южном крыле выше на 1.5–2 м, чем в северном. Скорее всего, самое молодое событие привело к подвижке всего скального массива и вздергиванию террасы в результате запрокидывания массива по механизму вращения блокового оползня. Предыдущие подвижки были более масштабными и оставили след в виде магистрального разрыва на плато. Поднятым при этом оказывалось северное крыло.

Согласно имеющимся данным, разрыв на горе Опук, скорее всего, является сеймотектоническим, однако величина смещения была многократно усилена оползанием скального массива в сторону моря. Сейсмогенерирующая структура вытянута либо вдоль берега моря, где прослеживаются фрагменты зоны смятия коренных пород, либо в восток–северо-восточном направлении, в район оз. Тобечик, где молодые тектонические деформации были установлены бурением [Шнюков и др., 1981].

О времени возникновения землетрясения свидетельствуют следы разрушений античного города Киммерик. Киммерик — один из малых городов Боспорского царства, возникший на рубеже VI–V вв. до н.э. [Голенко, 2007]. До раннего средневековья здесь жили люди, оставившие хорошо сохранившийся природно-антропогенный ландшафт. Остатки городища и нескольких поселений, а также оборонительных, сельскохозяйственных, транспортных, гидротехнических и других сооружений расположены как на самой горе, так и на



Рис. 10. Гора Опуок на космоснимке высокого разрешения (сайт в Интернете: <http://sat01.maps.yandex.net/tiles?l=sat&x=>)

1 – магистральный разрыв



Рис. 11. Нарушения на горе Опук

а. Магистральный разрыв в западной части плато на горе Опук. Глыба размером примерно 6×10 м в правой части фото оказалась повернута вокруг своей оси по часовой стрелке
б. Уступ высотой до 40 м в восточной части плато на горе Опук



Рис. 12. Разрыв, секущий морские террасы у западного подножья горы Опук

Штриховой линией показан разрыв; пунктирными линиями, пронумерованными римскими цифрами, показаны бровки террас

ее склонах. К археологическим свидетельствам древних землетрясений относятся в первую очередь трещины отпора, затухающие в культурных слоях II–III в. н.э. [Борисенко и др., 1999; Голенко, 2006]. По совокупности археологических свидетельств последнее землетрясение произошло между IV в. до н.э. и III в. н.э., вероятнее всего, во второй половине III в. н.э., когда г. Киммерик прекратил свое существование [Голенко, 2006].

ВТОРИЧНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Вторичные нарушения являются следствием сейсмических сотрясений. Наиболее определено в качестве вторичных нарушений, порожденных землетрясениями прошлого, можно рассматривать структуры, обнаруженные на Азовском побережье Таманского полуострова (рис. 13). Здесь изучено основание разреза террасы, расположенной у уровня моря. Высота уступа — до 2.5 м. Судя по имеющимся данным, возраст террасы нимфейский или новочерноморский, т.е. голоценовый. В песчано-суглинистой толще выделяются два комплекса:

- 1) глинистый «перемешанный» прослой в нижней части толщи;
- 2) песчаная толща, рассеченная сопряженными сбросами.

Амплитуды смещения по сбросам колеблются от 6 до 45 см. В разрезе наблюдаются две нештучные дайки, по которым на несколько десятков сантиметров произошло импульсное внедрение разжиженного песчаного материала. Судя по высотному положению террасы, деформации имеют позднеголоценовый возраст, а их характер указывает на образование в результате мощного сейсмического воздействия.

Описанные нарушения можно классифицировать как сейсмовибрационные. К ним относятся нештучные дайки, бескорневые разрывы и другие следы динамических воздействий на тонкодисперсные водонасыщенные рыхлые породы (пески, суглинки, алевроиты), способные разжижаться до текучего состояния в результате сотрясений интенсивностью 7 баллов и более [Палеосейсмология, 2011].

Выделение сейсмогравитационных образований в рассматриваемом регионе весьма затруднительно, причины чему были описаны выше. Однако в одном случае удалось продатировать оползень, отличающийся аномальным перемещением в горизонтальном направлении. На Азовском побережье Таманского полуострова, к западу от пос. Кучугуры наблюдается фрагмент блока-оползня, почти срезанного абразией у берега моря. Крупный блок лёссовидных суглинков мощностью до 8 м оказался перемещен на

190 м в горизонтальном направлении от крупного цирка отрыва по поверхности пластичных позднемиоценовых глин. Цирк отрыва отличается аномально глубоким захватом в глубину берега — на 40–50 м. У берега моря абразией вскрыт разрез бессточной котловины, сформировавшейся в тылу оползня. На радиоуглеродный анализ был отобран ил с почвенным гумусом и растительными остатками, залегающий на покровных суглинках и перекрытый черными глинами, послужившими плоскостью скольжения для оползня. Калиброванный возраст — 3829–4259 лет (обр. ИГАН-4580). Примечательно, что полученная датировка близка возрасту палеопочвы, погребенной по надвигу в районе с. Юркино.

ОЧАГИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Керченско-Таманский регион весьма благоприятен для совместного использования палеосейсмологических, археологических и исторических сведений при выявлении очагов землетрясений далекого прошлого. Очаги нескольких сильных землетрясений были локализованы ранее на базе в основном археосейсмологических и исторических сведений. Часть сделанных оценок подтверждается собранными палеосейсмологическими данными. Итоги исследования приведены на рис. 14.

Землетрясение 1751 г.

По сейсмогеологическим и археосейсмологическим данным А.А. Никонов [1996] эпицентральную область землетрясения 1751 г. ($M = 7.7 \pm 0.5$, $h = 40$ км) наметил в Азовском море севернее Керченского полуострова. Область вытянута в широтном направлении, вдоль зоны Южно-Азовского разлома. Основная группа свидетельств этого разрушительного землетрясения связана с архитектурными памятниками позднего средневековья. Это — турецкая Арабатская крепость (XVI в.), $I = 8$ баллов; греческая церковь Иоанна Предтечи в г. Керчь (X–XIV вв.), $I = 8–9$ баллов, и турецкая крепость Ени-Кале (1703 г.), $I = 8–9$ баллов. Из них в рассматриваемом регионе расположены крепость Ени-Кале и церковь Иоанна Предтечи.

На Азовском побережье Керченского и Таманского полуостровов нами обнаружены выходы на сушу зоны активного Южно-Азовского разлома. В зоне разлома выявлены и детально изучены яркие признаки молодых тектонических смещений — надвиги неогеновых пород на позднеплейстоценовые суглинки со следами



Рис. 13. Разрывы (пунктир) и неупунические дайки (штриховые линии) в морских песках на Азовском побережье Таманского полуострова (положение см. на рис. 1)

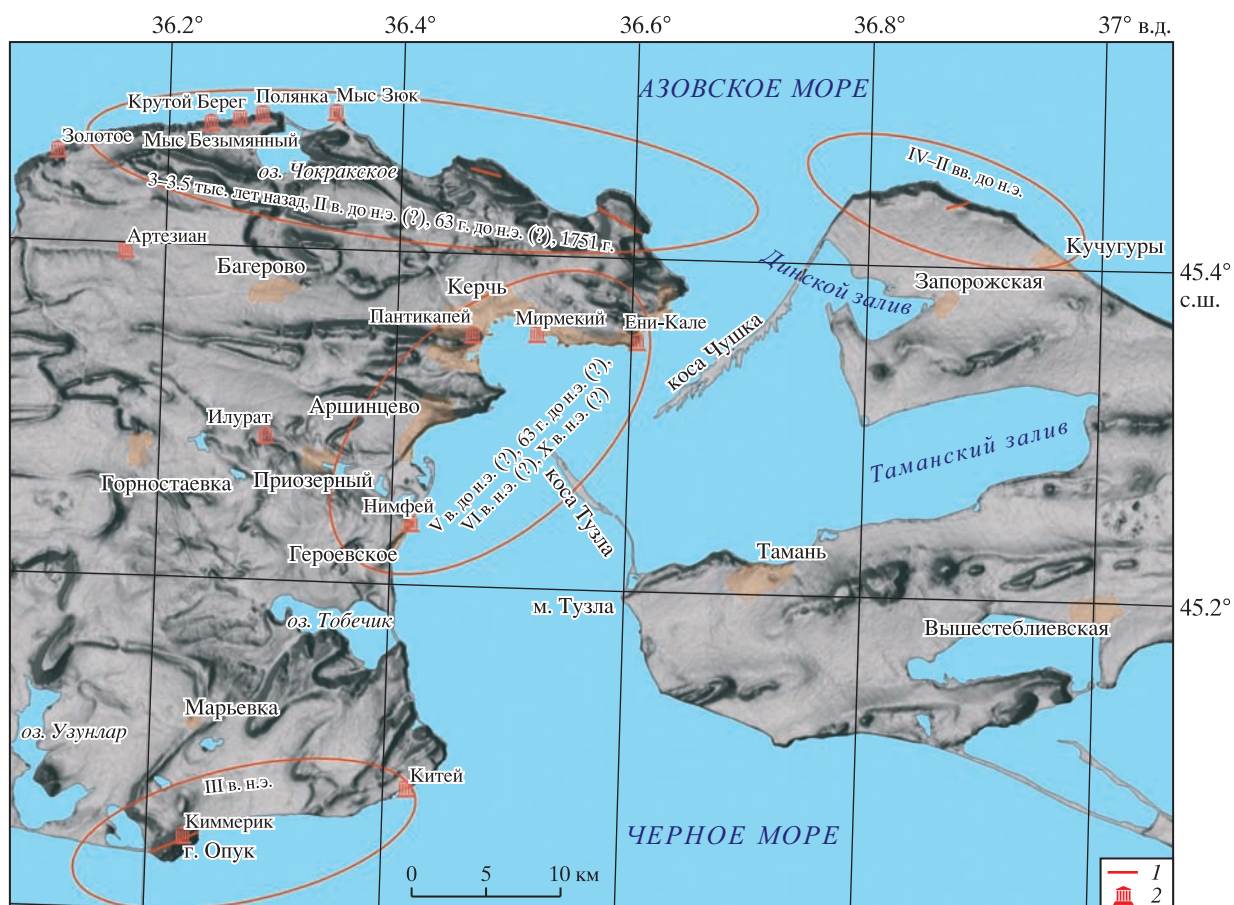


Рис. 14. Очаги сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по палеосейсмологическим, археологическим и историческим данным (показаны овалами)
 1 — сейсмоструктурные разрывы; 2 — археологические объекты, для которых имеются сведения о сейсмических разрушениях

импульсных подвижек при сильных землетрясениях в позднем плейстоцене – среднем голоцене. На м. Тархан наблюдаются свежие уступы, имеющие все признаки сейсмоструктурных разрывов. Система уступов — прямолинейная, с элементами эшелонированного строения, что отличает ее от оползневых стенок отрыва, и вытянута в запад–северо-западном направлении. Уступам в разрезе коренных и покровных отложений отвечает молодой тектонический разлом. Судя по облику уступов, они имеют возраст в первые сотни лет. Собранные данные позволяют полагать, что уступы представляют собой фрагмент выхода очага сильного землетрясения 1751 г. на поверхность. Дата землетрясения также соответствует облику уступов.

Землетрясение III в. н.э.

Следы сильного землетрясения второй половины III в. н.э. описаны в трудах многих археологов. Наиболее точно они датированы для го-

родищ Киммерик, Китей и Илурад. В Киммерике последнее землетрясение произошло, вероятнее всего, во второй половине III в. н.э., когда он прекратил свое существование [Голенко, 2007]. Следы землетрясения, в результате которого жители покинули городище Китей, датированы III – первой половиной VI в. н.э. [Молев, 2010]. Следы катастрофических завалов, произошедших где-то около середины III в. н.э., обнаружены в крепости Илурад, после чего она потеряла свое опорное значение в системе обороны европейской части Боспора [Горончаровский, 2006]. Следы тотальных разрушений хозяйственно-жилых построек, сельскохозяйственных террас, подпорных стен, не объясняемые ни военными действиями, ни пожарами, выявлены при раскопках античных городищ «Артезиан» и «Золотое» [Винокуров, Никонов, 1998]. Эти разрушения произошли в середине–второй половине III в. н.э. и в конечном итоге привели к деградации этих поселений. Не столь достоверные сведения о разрушениях III в. н.э. имеются также для горо-

дища на м. Зюк [Аракелян, 1983].

Для этого землетрясения предполагаются и более точные параметры: 275 г. н.э. ± 10 лет; $M = 6.4 \pm 1$; положение эпицентра — Керченский пролив [Новый..., 1977]. Согласно имеющимся данным, очаг землетрясения располагался в южной части Керченского полуострова, где были изучены сейсмодислокации горы Опук. Разрыв на горе Опук, скорее всего, является сейсмотектоническим, т.е. представляет собой выход очага сильного землетрясения на поверхность. Наиболее вероятная дата события — вторая половина III в. н.э.

Пантикапейское (Боспорское)
землетрясение 63 (64) г. до н.э.

Основные материалы об этом событии получены при раскопках столицы Боспора — Пантикапея. Этот город, помимо возможных разорений при военных захватах в конце II–первой половине I в. до н.э., подвергся еще очень сильному разрушению, которое могло быть вызвано грандиозной сейсмической катастрофой [Блаватский, 1977]. При этом были сильно повреждены не только стены домов, но также и подпорные стены террас, опоясывающие гору Митридат, на которой расположена значительная часть Пантикапея. Сохранились следы масштабных земляных восстановительных работ, в результате которых были заново сооружены террасы. Другие следы спешного восстановления засвидетельствованы в характере кладки двух стен, сооруженных, вероятно, во второй половине I в. до н.э. Обе стены были сложены из разновозрастных каменных блоков, ранее принадлежавших постройкам VI–II вв. до н.э., чего не наблюдалось ни в более поздних, ни в более ранних памятниках [Блаватский, 1977]. Сейсмогенные повреждения каменных построек, датированные I в. до н.э., зафиксированы также на городищах «Мирмекий» [Блаватский, 1977], «Нимфей» [Аракелян, 1983], «Китей» [Молев, 2010] и в нескольких мелких поселениях на Азовском побережье Керченского полуострова [Масленников, 2013]. Сведения о разрушениях на Таманском полуострове не находят историко-археологических подтверждений [Бунэ, Медведева, 1990].

Датировка и локализация землетрясения основывается на фрагменте в сочинении «История против язычников» христианского апологета V в. Павла Орозия (цит. по: [Хапаев, 2008]):

«... Когда Митридат находился на Боспоре, чтобы отметить праздник Цереры, внезапно произошло землетрясение, настолько сильное, что это, как говорят, имело катастрофические последствия в городе и сельской округе».

О землетрясении в это же время упоминает римский историк III в. Дион Кассий (цит. по: [Хапаев, 2008]):

«... Так как римские силы неуклонно увеличивали свою хватку и силы Митридата постоянно становились слабее, и также частично потому, что одно из величайших землетрясений, когда либо описанных, произошло и разрушило многие из их городов (Митридата), союзники ушли и армия развалилась».

Очаг землетрясения 63 г. до н.э. помещен в Керченский пролив [Ананьин, 1977; Блаватский, 1977]. Магнитуда землетрясения оценивалась в пределах от $M = 6.4 \pm 0.7$ [Ананьин, 1977] до $M = 6.7 \pm 0.3$ [Бунэ, Медведева 1990]. Согласно более позднему обобщению, это катастрофическое землетрясение возникло не в Керченском проливе, а в Азовском море у северных берегов Керченского полуострова и имело разрушительный характер ($M = 7.5 \pm 0.5$, I — не менее 9 баллов) в пределах всего Боспора [Никонов, 2000].

На основе новой интерпретации литературных источников сам факт землетрясения на Боспоре в 63 г. до н.э. поставлен под сомнение, а эпицентр перемещен в Сирию [Traina, 1995]. По мнению этого исследователя, историографическая традиция, «породившая» землетрясение 63 г. до н.э., связана с неверным прочтением и интерпретацией письменных источников. В пользу этого свидетельствует отсутствие у процитированных выше позднеантичных авторов прямых указаний на землетрясение на Боспоре и тот факт, что они жили намного позже события 63 г. до н.э.

Таким образом, в привязке очага землетрясения 63 г. до н.э. имеются существенные разночтения. Прямого подтверждения по результатам проведенных авторами палеосейсмологических исследований это событие не получило, что может быть связано и с положением очага в акватории Керченского пролива. В то же время многочисленные следы сейсмических разрушений античных городов в II–I вв. до н.э. не оставляют сомнений в том, что в этот период произошла мощная сейсмическая активизация.

Землетрясение II в. до н.э.

Многочисленные археологические следы сейсмических разрушений мелких античных городищ обнаружены на Азовском побережье Керченского полуострова. Они датируются концом II в. до н.э. (основные разрушения) и I в. до н.э. (окончательное разрушение) [Масленников, 2013]. При этом одни поселения были разрушены почти полностью, другие пострадали меньше, но жители были вынуждены их оставить (городища «Золотое», «Полянка», «Крутой берег» и «Мыс Безымян-

ный»). Последнее обстоятельство могло иметь место по причине исчезновения питьевой воды в колодцах после землетрясения, так как явных следов военных действий выявлено не было. Напротив, на других поселениях жизнь после этого землетрясения возродилась (городище «Мыс Зюк») или не прекращалась вовсе. В результате плотно заселенное Азовское побережье Керченского полуострова практически полностью опустело.

Таким образом, имеющиеся сведения о повсеместных разрушениях на Азовском побережье Керченского полуострова позволяют локализовать очаг землетрясения II в. до н.э. в зоне Южно-Азовского разлома. По палеосейсмологическим данным для этого периода получены сведения о землетрясении с очагом на севере Таманского полуострова.

Землетрясение IV–II вв. до н.э.

Эпицентр землетрясения IV–II вв. до н.э. помещен на Азовское побережье Таманского полуострова [Никонов, Вангенгейм, 1991]. Сведения об этом землетрясении почерпнуты из не дошедшего до нас сочинения Феоппа из Синопы (IV в. до н.э.) «О землетрясениях», процитированного во II в. до н.э. Флегонтом из Тралл в трактате «Об удивительных явлениях». Отрывок содержит следующее сообщение (цит. по: [Хапаев, 2008]):

«В Киммерийском Боспоре при внезапном землетрясении расселся один холм и выбросил кости огромных размеров, так что сложенный скелет оказался в 24 локтя длиной, и что окрестные варвары бросили эти кости в Меотическое озеро».

Дате землетрясения, полученной по литературным источникам (IV–II вв. до н.э.), грубо соответствует интервал 2–2.5 тыс. лет назад, определенный радиоуглеродным методом для одноактной подвижки по Кучугурскому сегменту Южно-Азовского разлома. По величине одноактной подвижки надвигового типа магнитуда породившего его землетрясения также очень приблизительно может быть оценена как $M_w = 6.6–6.7$. Возможно, что именно с этим событием связаны тотальные разрушения на Азовском побережье Керченского полуострова, датируемые концом II в. до н.э. [Масленников, 2013]. Либо эти два события произошли обособленно, но укладываются в одну эпоху сейсмической активизации Южно-Азовского разлома в IV–II вв. до н.э.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, сведения о четырех (или пяти) рассмотренных нами землетрясениях древности на территории Керченско-Таманского регио-

на имеют отрывочный характер. Данные о других исторических землетрясениях еще более разрознены. В акваторию Керченского пролива помещаются эпицентры выявленных в основном по археологическим данным разрушительных землетрясений V в. до н.э., VI в. н.э. и X в. н.э. [Никонов, 2000]. Прямого подтверждения по результатам проведенных авторами палеосейсмологических исследований эти события не получили, причиной чему может служить в том числе и положение очага в Керченском проливе. То же касается и Пантикапейского землетрясения 63 г. до н.э. Наряду с этим на южном и северном побережьях Керченско-Таманского региона обнаружены выразительные сейсмоструктурные разрывы.

В восточной части Керченского полуострова выход очага сильного землетрясения на поверхность произошел примерно 3–3.5 тыс. лет назад. Примечательно, что этому возрасту близка датировка оползня на Азовском побережье Таманского полуострова, отличающегося аномально далеким перемещением от зоны отрыва. Для оценки магнитуды этого землетрясения собранных материалов недостаточно. Можно лишь предполагать, что она превышала 6.5. Для этого же района имеются сведения о сильном землетрясении, произошедшем, судя по археологическим данным, более 2.5 тыс. лет назад [Борисенко и др., 1999].

На Азовском побережье Таманского полуострова очень грубо датируется событие в интервале 2–2.5 тыс. лет назад. По величине одноактной подвижки надвигового типа магнитуда породившего его землетрясения также очень приблизительно может быть оценена как $M_w = 6.6–6.7$. Полученная датировка соответствует дате землетрясения IV–II вв. до н.э., эпицентр которого, по литературно-историческим данным, приведенным в работе [Никонов, Вангенгейм, 1991], помещается на Азовское побережье Таманского полуострова. Вполне возможно, что с этим событием связаны и повсеместные разрушения на Азовском побережье Керченского полуострова в конце II в. до н.э. [Масленников, 2013]. Однако более вероятно, что эти два события произошли обособленно, в эпоху сейсмической активизации Южно-Азовского разлома 2100–2400 лет назад.

Нарушения, имеющие признаки сейсмоструктурного разрыва, обнаружены на Азовском побережье Керченского полуострова в районе м. Тархан. По всей видимости, эти нарушения можно ассоциировать с фрагментом выхода очага сильного землетрясения 1751 г., намеченного А.А. Никоновым [1996] в зоне Южно-Азовского разлома.

Формы рельефа, несомненно порожденные сильными землетрясениями далекого прошлого, расположены на горе Опук (Черноморское побе-

режье Керченского полуострова). Колоссальный разрыв, скорее всего, является сеймотектоническим, однако величина смещения была многократно усилена сползанием скального массива в сторону моря. Возраст последнего землетрясения здесь довольно надежно датируется по археологическим данным – вторая половина III в. н.э., когда древний город Киммерик прекратил свое существование [Голенко, 2007]. Землетрясение было катастрофическим и привело к разрушениям на территории почти всего Керченского полуострова.

В целом можно констатировать, что сейсмогенерирующая роль Южно-Азовского и Южно-Керченского (Правдинского) разломов подтверждается по всей совокупности данных. Сведения о землетрясениях с очагом в акватории Керченского пролива менее достоверны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 15-45-04351, № 15-05-06197).

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 149 с.
- Аракелян Ф.О. Исследование раскопок античных сооружений на Керченском п-ове для оценки интенсивности разрушительных землетрясений // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1983. Т. XXXVI, № 4. С. 40–49.
- Блаватский В.Д. Землетрясение 63 г. до н.э. на Керченском полуострове // Природа. 1977. № 8. С. 56–57.
- Борисенко Л.С., Пустовойтенко Б.Г., Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Ключин А.А., Ена А.В., Китин М.А. Сейсмодислокации и палеосейсмичность Крыма // Сейсмологический бюллетень Украины за 1997 год. Симферополь, 1999. С. 101–132.
- Бунэ В.И., Медведева Н.С. Оценка магнитуды землетрясения 63 г. до н.э. в Керченском проливе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 3. С. 61–63.
- Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе Европейского Боспора // Рос. археология. 1998. № 4. С. 98–115.
- Геология и геодинамика района Крымской АЭС / Отв. ред. Н.М. Гавриленко, А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1992. 188 с.
- Голенко В.К. Древний Киммерик и его округа. Симферополь: СОНАТ, 2006. 408 с.
- Горлов Ю.В., Поротов А.В., Столярова Е.В. К оценке изменений уровня Черного моря в античный период по археолого-палеогеографическим данным // Древности Боспора. 2004. Вып. 7. С. 117–127.
- Горончаровский В.А. Оборонительная система Илурата // Рос. археология. 2006. № 4. С. 119–130.
- Ена А.В., Тихонечко Э.П., Борисенко Л.С., Новик Н.Н. Предварительные результаты палеосейсмических исследований Керченского полуострова // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 7. С. 9–13.
- Корсаков С.Г., Зарубин В.В. Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Кавказская. Лл. L-37-XIX, L-37-XXV. Эссендуки: Кавказгеолсъёмка, 2001.
- Ключин А.А. Сейсмодислокации Керченского полуострова // Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 г. Симферополь, 1995. С. 112–117.
- Лебедева Н.Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования. М.: ИФЗ АН СССР, 1962. С. 219–239.
- Лисецкий Ф.Н. Изучение разновозрастных почв археологических памятников (на примере территории античного Боспора) // Историческая география: теория и практика СПб.: Изд-во РГГМУ, 2004. С. 101–109.
- Масленников А.А. О локальных геоморфологии, палеосейсмизме и археологии Крымского Приазовья или по следам древних землетрясений // Древности Боспора. 2013. Вып. 17. С. 232–253.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Молев Е.А. Боспорский город Китей / Отв. ред. В.Н. Зинько. Симферополь; Керчь, 2010. 316 с. (Боспорские исследования. № 6).
- Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Науч. мир, 1999. 392 с.
- Никонов А.А. Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов // Геотектоника. 1994. № 5. С. 16–28.
- Никонов А.А. Разрушительное землетрясение 1751 г. в Крыму // Физика Земли. 1996. № 1. С. 62–74.
- Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: Сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53–62.
- Никонов А.А., Вангейгейм Э.А. Землетрясение «Синья балка» // Природа. 1991. № 4. С. 66–69.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.

- Палеосейсмология / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. В 2-х т. М.: Науч. мир, 2011.
- Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М. Разрывные нарушения Керченского п-ова // Геол. журн. 1989. № 5. С. 40–46.
- Пустильников М.Р., Чекунов А.В. Индоло-Кубанский передовой прогиб // Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1969. С. 190–210.
- Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- Самулева В.И., Балакина А.А., Алейникова П.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Крымская. Лл. L-37-XIX/XXV: Объяснительная записка / Ред. М.В. Муратов. Киев: Киевгеология, 1970. 70 с.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
- Хапаев В.В. Письменные источники по истории Крымских землетрясений античного и средневекового периодов // Уч. зап. Таврич. нац. ун-та. Сер. История. 2008. Т. 21 (60), № 1. С. 3–8.
- Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л., Науменко П.И., Иноземцев Ю.И., Скиба С.И. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наук. думка, 1981. 160 с.
- Traina G. From Crimea to Syria: Re-defining the alleged historical earthquake of 63 B.C. // Ann. di Geofisica. 1995. V. XXXVIII, No. 5–6. P. 479–489.
- Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. V. 84, No. 4. P. 974–1002.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

ОВСЮЧЕНКО Александр Николаевич — кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (499) 254-90-15. E-mail: ovs@ifz.ru

ШВАРЕВ Сергей Валентинович — кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (499) 254-90-81. E-mail: shvarev@ifz.ru

ЛАРЬКОВ Александр Сергеевич — научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (499) 254-92-05. E-mail: las119@yandex.ru

МАРАХАНОВ Александр Владимирович — старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (499) 254-90-15. E-mail: marahonov@ifz.ru

GEOLOGICAL EVIDENCES OF STRONG EARTHQUAKES IN KERCH-TAMAN REGION

A.N. OVSUCHENKO, S. SHVAREV,
A.S. LARKOV, A.V. MARAKHANOV

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

Abstract. Data on the geological evidences of strong earthquakes in the Kerch-Taman region are given. Using the results of our paleoseismological research and published materials of archaeological excavations, we estimated the dates and locations for several strong earthquakes. We have revealed sharply defined seismotectonics faults on the south and north coasts of the Kerch-Taman region. Ability of the South Azov and South Kerch (Pravdinsk) faults to generate strong seismic events is supported by all the data. The information on earthquake sources in the waters of the Kerch Strait is less reliable.

Keywords: Kerch Peninsula, Taman Peninsula, seismotectonics, paleoseismology, active fault, long-time seismicity.