

УДК 551.242.12.052:551.781.4(477.75)

Е.А. Лыгина¹, А.М. Никишин², Т.Ю. Тверитинова³, М.А. Устинова⁴,
М.Ю. Никитин⁵, А.В. Реентович⁶

ЭОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ГОРЫ АК-КАЯ (БЕЛОГОРСКИЙ РАЙОН, КРЫМ)⁷

Рассмотрены особенности строения пограничных меловых—эоценовых отложений в Белогорском районе Центрального Крыма. Выявлены и описаны тектонические структуры, интерпретируемые как палеосейсмодислокации (ПСД), уточнен их возраст, строение, история формирования, оценены магнитуда и интенсивность сейсмического палеособытия. Положение крутопадающих трещин в меловых породах закономерно и связано с залеганием по падению и простиранию структуры. Условием их формирования было поперечное растяжение на фоне общего воздымания в начале эоцена, по времени совпадающего с основной фазой складчатости в Северной Турции.

Ключевые слова: мел, эоцен, палеосейсмодислокации, тектонические события, Крым.

The article considers features of boundary Cretaceous—Eocene deposits in Belogorskiy district of Central Crimea. Structures interpreted as paleoseismic dislocations are described, their age, features of composition, history of formation are specified, magnitude and intensity of paleoearthquake are estimated. Steeply dipping fractures in Cretaceous rocks are regular and associated with dip and strike of the main regional structures. Their formation was caused by a transverse stretching during the main uplift of the structures at the beginning of the Eocene coinciding with the main phase of folding in Northern Turkey.

Key words: Cretaceous, Eocene, paleoseismic dislocations, tectonic events, Crimea.

Введение. Период конца мела—эоцена в развитии Крыма считается относительно стабильным в плане тектоники. В это время происходило общее прогибание территории и формирование пострифтового осадочного чехла в пределах относительно мелководного шельфового бассейна [Никишин и др., 2006; Nikishin et al., 2015]. В то же время геологи давно отмечали наличие предэоценового углового несогласия [Геология..., 1969; Воронина, 1989], которое отчетливо прослеживается на территории Предгорного Крыма. Его формирование связывают с проявлением основной фазы складчатости в Понтидах на северо-востоке Турции [Никишин и др., 2006; Nikishin et al., 2014]. Как видно из данных работ [Горбач, 1972; Горбач, Шехоткин, 1982; Лыгина, 2009; Закревская, 2011], на протяжении палеоэоценового этапа в Центральном Крыму также были периоды активизации тектонических движений, связанных с фазами роста крупных тектонических поднятий. Эти события могли сопровождаться сильными землетрясениями

с формированием различных сейсмогенных структур или сейсмодислокаций [Солоненко, 1973].

В статье рассмотрены свидетельства древних сейсмических событий, запечатленных в осадочных породах пограничного мел—эоценового интервала развития Центрального района Предгорного Крыма. По сейсмологическим параметрам наиболее крупной структуры удалось примерно рассчитать магнитуду и интенсивность палеоземлетрясения. Все указанное дополняет и уточняет информацию о геологической истории Крымского полуострова.

Материалы и методы исследований. В основу работы положен материал, отобранный в течение полевых сезонов 2016—2017 гг. Были исследованы пограничные слои мел—эоценовых отложений на южном склоне г. Ак-Кая (правый борт р. Биюк-Карасу, Белогорский район Центрального Крыма) (рис. 1, 2). Изученное обнажение протяженностью около 14 м (рис. 2, Б, В) нарушено многочисленными крутопадающими трещинами, среди которых

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* ealygina@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* nikishin@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* tvertat@yandex.ru

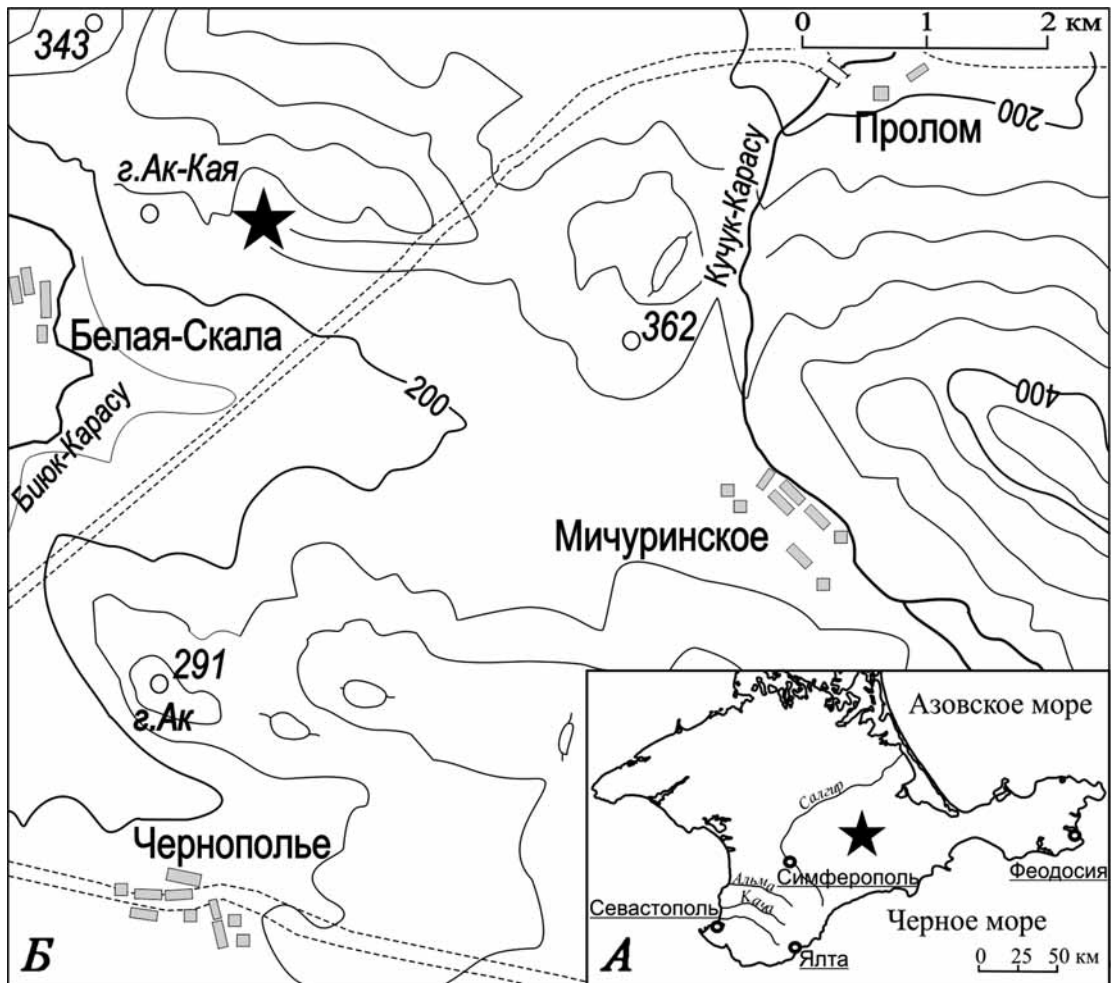
⁴ ГИН РАН, лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов, ст. науч. с.; *e-mail:* masha@ilran.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с.; *e-mail:* nikgeo@rambler.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail:* anna.reentovich@mail.ru

⁷ Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-00495 и 18-05-00503).

Рис. 1. Положение изученного обнажения пограничных меловых-эоценовых отложений (звездочка): А — на карте-схеме Крымского по-ва; Б — на топографической схеме Белогорского района Крыма



выделяется крупная субвертикальная трещина в кровле маастрихтских пород, заполненная в основном конгломератом с литокластами различного состава в матрике нуммулитового известняка эоценового возраста. Выше породы перекрыты эоценовыми отложениями (рис. 2, Г, Д). Всего из различных частей обнажения отобрано 14 образцов, из которых изготовлено 9 шлифов. Образцы отбирали из трещины (матрикс и галька), из перекрывающих нуммулитовых известняков, из кровли маастрихтских пород и гальки из горизонта конгломерата в подошве нуммулитовых известняков. Шлифы изучены под микроскопом «Zeiss Lab. A1». В результате выделено 4 литологических типа отложений (ЛТ), при описании которых использовалась классификация карбонатных пород по первично-осадочным структурам Р.И. Данема [Dunham, 1962]. Классификация строится на разнице в соотношении микритового заполнителя и зерен (цельных раковин, обломков скелетов, литокластов и др.) карбонатных пород. Она позволяет перейти к интерпретации палеогеографических обстановок с использованием стандартных микрофаций (СМФ) и модели фациальных поясов [Уилсон, 1980], дающих достаточно полное представление о палеогеографии древнего бассейна осадконакопления.

Кроме того, при осмотре обнажения была замерена трещиноватость в пограничных мел-эоценовых отложениях. Цель применения этого метода заключалась в сравнении трещиноватости разновозрастных отложений, выявлении главных систем и прослеживании их вверх по разрезу.

Для определения возраста пород органогенно-обломочного матрикса, заполняющего трещину, а также галек из этого матрикса соответствующие образцы были отмыты стандартным методом отмучивания от глинистых частиц на сите с диаметром ячеек 0,1 мм в холодной воде. Из просушенного остатка двух образцов отобрана микрофауна фораминифер под бинокляром при увеличении 32. С помощью иглы и тонкой кисти фораминиферы отсаживали в камеру Франке.

На наличие известкового нанопланктона (НП) опробовано три образца: образец из кровли маастрихтских пород и два образца нуммулитового известняка из трещины. НП присутствует во всех образцах и имеет умеренную сохранность — кокколиты изменены незначительно. Препараты изготавливали по стандартной технологии путем приготовления взвеси породы в дистиллированной воде с последующим декантированием. После осаждения тяжелых и плотных частиц оставшийся раствор наносили на предметное стекло, высуши-

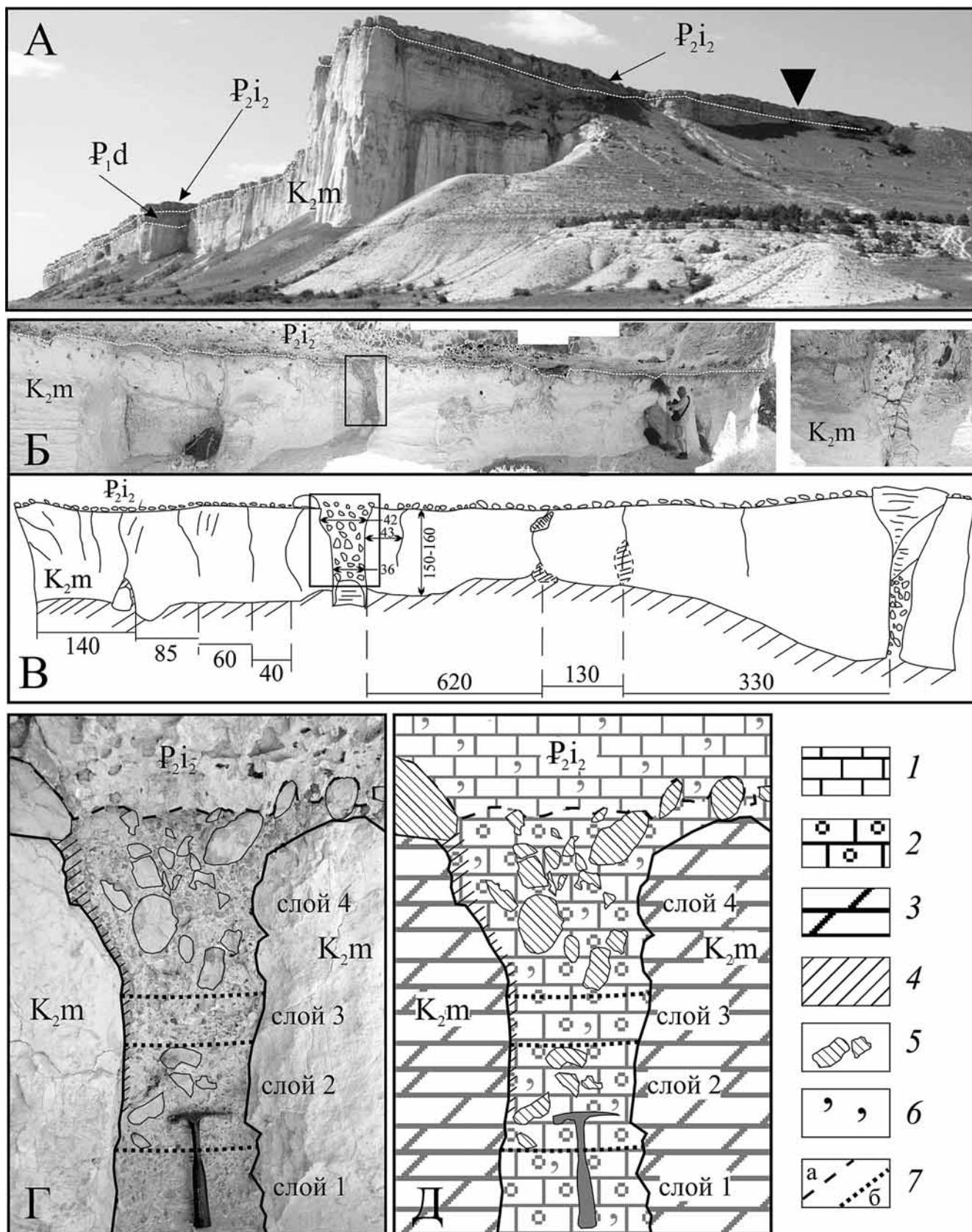


Рис. 2. Схема строения изученного обнажения пограничных меловых–эоценовых отложений: А — общий вид на г. Ак-Кая; белый пунктир — границы разновозрастных отложений, черный треугольник — положение изученного обнажения; Б — фото-схема изученного обнажения, составленная из фотоснимков (белый пунктир — граница мела и эоцена, в рамке — положение крупной трещины в обнажении, см. Г, Д); В — схема строения изученного обнажения, составленная на основе дешифрирования фотоснимков (в рамке — положение крупной трещины в обнажении, см. Г, Д), параметры отдельных частей обнажения в см; Г, Д — схема строения крупной трещины: Г — фото с элементами дешифрирования, Д — схема
 1 — нуммулитовые эоценовые известняки, 2 — конгломерат с матриксом нуммулитового известняка, 3 — пелитоморфные маестрихтские известняки, 4 — ожелезнение, 5 — наиболее крупные обломки пород, 6 — глауконит, 7 — границы слоев (а — в породах трещины и вышележащих эоценовых отложениях, б — внутри трещины)

вали, помещали в канадский бальзам и покрывали покровным стеклом площадью 4 см². Видовой состав исследовали под поляризационным микроскопом в скрещенных николях при увеличении 1000. Характерные виды приведены на рис. 3.

Геологическое строение и возраст пограничных меловых-эоценовых отложений г. Ак-Кая. Район исследований находится в пределах Предгорной гряды Крымских гор, которая непрерывно протягивается от Инкермана до Старого Крыма и где наиболее хорошо обнажены отложения мела-палеогена.

Структурно-фациальное районирование этой области отражает наиболее существенные различия в палеогеновом разрезе, которые обусловлены принадлежностью к разным структурам, сформированным еще в мелу. Так, Е.К. Шуцкая [1970] проводила границу между районами по долине р. Кучук-Карасу (восточнее западной границы Индоло-Кубанского прогиба). Это деление отражено в публикации [Стратиграфическая..., 1987], где обозначены Альминский (юго-западный) и Индольский (восточный) структурно-фациальные районы. Эта же схема принята в работе Е.Ю. Закревской [2011], где отмечается, что на границе фациальных зон развиты породы переходного типа (реки Кучук-Карасу, Мокрый Индол), формирование которых было приурочено к Новоцарицынскому поднятию и западному борту Индольской впадины.

Л.П. Горбач [1972] в Предгорном Крыму выделяет три участка развития датских (в широком смысле) толщ и, соответственно, три типа их разреза: юго-западный (от р. Черная до р. Альма), восточный (Феодосийский район) и центральный (от р. Биюк-Карасу до р. Мокрый Индол) с переходным типом строения между первыми двумя. Подобная фациальная схема для отложений датского возраста подтверждается нашими данными

[Лыгина, 2009; Копаевич и др., 2010; Лыгина и др., 2019] и принята в статье. Более детальное районирование палеогеновых отложений Крыма приведено в работах [Астахова и др., 1984; Зернецкий и др., 2014]. Оно отражает полноту фациальной изменчивости исследуемых толщ. По этой схеме район исследований входит в состав Белогорско-Курской структурно-фациальной зоны (СФЗ) Предгорного Крыма.

Что касается возраста изученных пород, то здесь можно привести следующие данные. В образце из кровли меловых пород исследованного разреза определен комплекс НП. Он представлен *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller?, *Micula staurophora* Vekshina, *Prediscosphaera* sp. (рис. 3). Маастрихтский возраст образца подтвержден присутствием *Prediscosphaera* sp., в то время как единичные находки *Arkhangelskiella cymbiformis* отмечены в самой нижней части дания, в большем количестве встречена *Micula staurophora* (= *Micula decussata*). В самой верхней части маастрихтской части разреза отмечены единичные *Coccolithus pelagicus* [Mortimer, 1987; Varol, 1998]. Недавние исследования НП из схожих по положению в разрезе пород в 600 м на восток от описанного обнажения также подтверждают их маастрихтский возраст [Лыгина и др., 2019]. Более точно возраст меловых отложений в районе исследований определяется присутствием фораминифер *Bolivinoidea draco*, *Pseudotextularia varians* [Маслакова, 1959] и головоногих моллюсков *Pachydiscus neubergicus* Hauer., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnella arkhangelskii* Najd. [Москвин, Найдин, 1960] как позднемаастрихтский.

До недавнего времени считалось, что в пределах изученного района из разреза выпадают породы палеоэоценового возраста [Найдин, 1964; Горбач, 1972]. Е.Ю. Закревской [2011] 5-метровый слой датских отложений описан на юго-западном

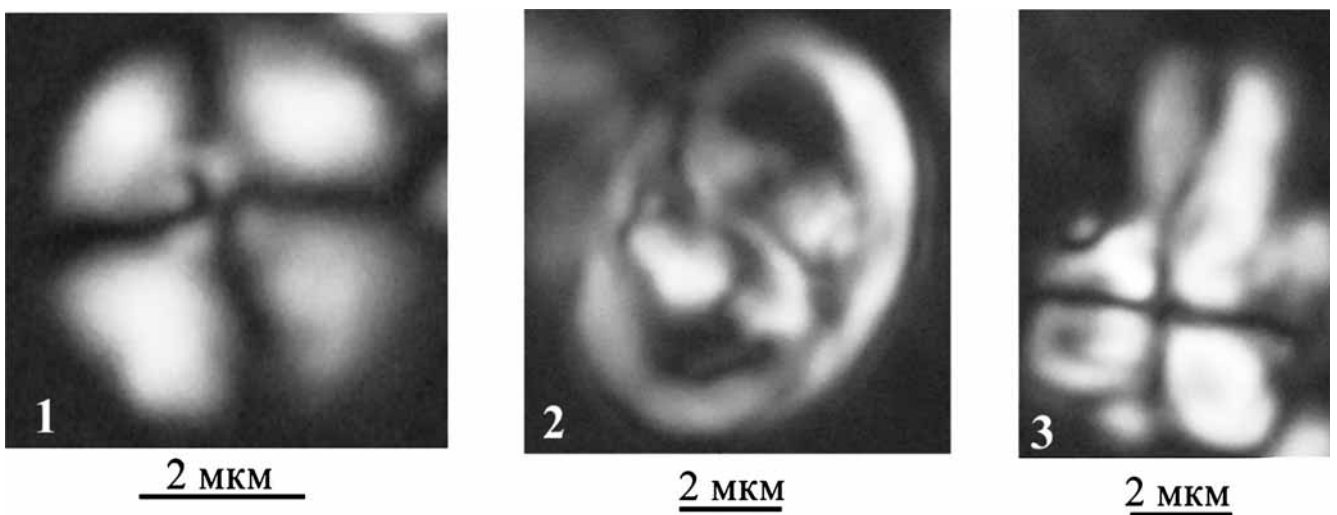


Рис. 3. Известковый нанопланктон из пограничных меловых-эоценовых отложений г. Ак-Кая. Все изображения в скрещенных николях, с дистальной стороны, за исключением отдельно оговоренных случаев: 1 — *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry; 2 — *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black; 3 — *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, вид сбоку

склоне г. Ак-Кая в его наиболее западном блоке, восточная граница которого проходит в районе Красной щели (примерно в 500 м западнее скалы Ак-Кая). В пределах центрального блока г. Ак-Кая (со скалой Ак-Кая в центре) протяженностью около 800 м датские отложения, по-видимому, представлены лишь обломками мшанковых известняков в основании слоя эоценовых нуммулитовых известняков. Этот блок поднят относительно западного на 5 м [Закревская, 2011]. Примерно в 300 м на северо-восток от скалы Ак-Кая находится обнажение с крупной трещиной. На восток от него в восточной части центрального блока в разрезе снова появляются датские, а еще немного восточнее перекрывающие их нижеипрские (бахчисарайский горизонт) отложения [Закревская, 2011]. В следующем на восток тектоническом блоке, опущенном относительно центрального на 4 м [там же], в водорослево-мшанковых известняках определен комплекс видов БФ зоны *Stomatorbina inkermanica* [Бугрова и др., 2002]. Он характеризует верхнюю часть датского яруса, ранее сопоставлявшуюся с монским или инкерманским ярусом [Преображенский, Бугрова, 2002].

Из образцов нуммулитовых известняков, отобранных из матрикса крупной трещины, определены следующие виды и роды НП: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry, *Discoaster* cf. *D. barbadiensis* Tan, *Ellipsolithus* sp., *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Neocrepidolithus* sp., *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner) Bramlette and Wilcoxon, *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, *Reticulofenestra wadeae* Bown, *Toweius* sp., (рис. 3). Их возраст по распространению *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry и *Reticulofenestra wadeae* Bown установлен как поздний ипр—первая половина лютета (зоны NP14–NP15b; первый вид распространен в зонах NP12–NP15b (53,7–45,5 млн лет назад), второй — в зонах NP14–NP16 (49,11–42,9 млн лет назад). Породы также содержат единичные перетолженные меловые формы.

Описание пограничных мел–эоценовых отложений на южном склоне г. Ак-Кая. Изученное обнажение расположено на южном склоне г. Ак-Кая в 8 км на север от г. Белогорск, в 300 м северо-восточнее скалы Ак-Кая (рис. 2). На высоте около 300 м над уровнем моря под нависающим карнизом квесты хорошо обнажен несогласны контакт меловых пород и нуммулитовых известняков эоцена. Он представлен неровной ожелезненной поверхностью «твердое дно», покрытой глауконитовой коркой и пронизанной норами талассиноидных раков на глубину не менее 0,1 м, которые заполнены нуммулитовым известняком с глауконитом. Высота вертикальной стенки меловых отложений непосредственно под контактом с эоценовыми породами около 1,6 м, ниже начинается крутой задернованный склон, усыпанный

щебенкой мергелей маастрихта и крупными глыбами нуммулитовых известняков.

Выше на поверхности меловых пород залегает слой конгломерата с размером обломков 0,5–8(10) см с матриксом нуммулитового известняка. Обломки от среднеокатанных до угловатых, их поверхность ожелезнена, в глауконитовой рубашке, наиболее мелкие (≤ 2 см) обломки полностью глауконитизированы, состав более крупных (> 2 см) обломков аналогичен описанным в меловых породах. Также в слое встречены линзовидные (65×10 см) останцы тех же нижележащих пород с ожелезненной поверхностью, в глауконитовой рубашке, подстилаемые тонким прослоем глауконитового нуммулитового известняка и представляющие собой частично разрушенную кровлю подстилающих отложений. Мощность слоя 0,2–0,25 м.

Вдоль всего склона горы кровля меловых пород нарушена многочисленными трещинами разного размера и кинематики (рис. 4). Преобладают крутопадающие трещины с ожелезненными глауконитизированными краями, заполненные глауконитово-карбонатной массой мощностью 2–3 мм. Большинство трещин имеет северо-западное (практически вертикальные) и северо-восточное (с преобладающим падением на юго-восток) простирание, реже встречаются крутопадающие меридиональные и широтные трещины. Среди трещин есть сквозные, пересекающие толщу на всю видимую мощность меловых отложений, а также трещины, затухающие вниз по разрезу (проникают на глубину 1,2–1,6 м от кровли). Встречаются

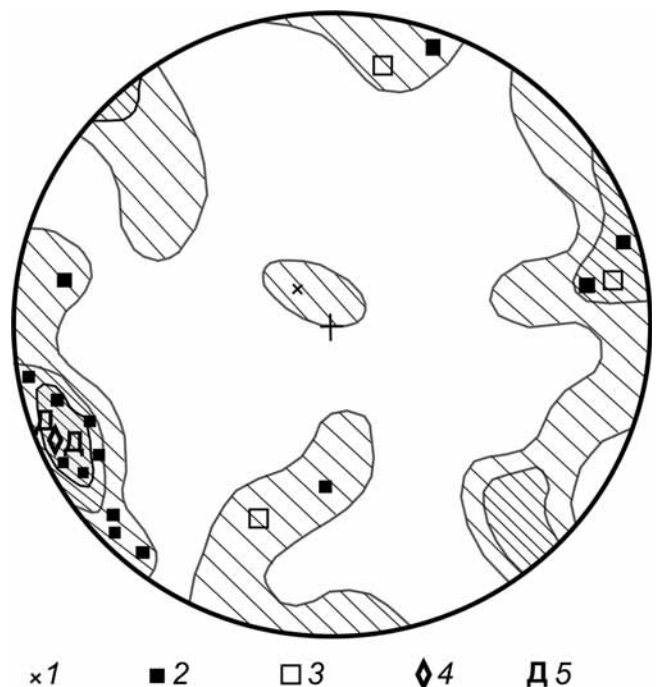


Рис. 4. Диаграмма полей напряжения для трещин на южном склоне г. Ак-Кая: 1 — элементы залегания слоистости; 2 — трещины отрывного типа, 3 — кулисные системы трещин отрывного типа, 4 — сдвиговое зеркало скольжения, 5 — дайки. Плотность трещин (%): редкая штриховка — 1–3, частая штриховка — 3–5, серый фон — > 5

редкие субгоризонтальные и наклонные трещины с ожелезненными краями. С несколькими наиболее крупными крутопадающими трещинами северо-западной ориентировки связаны относительно мало-мощные (5–10 см) зоны дробления. На некоторых стенках фиксируются слабовыраженные зеркала скольжения сдвигового типа, местами встречаются зияющие трещины, а также редкие кластические дайки, самая крупная из которых была выбрана для подробного изучения (рис. 2, Г, Д).

Дайка представляет собой трещину отрыва, заполненную эоценовыми отложениями. Ее можно отнести к поверхностным нептуническим дайкам [Гарецкий, 1956]. Структура имеет четкие, местами ожелезненные контакты с вмещающими породами. Ее ширина меняется от 36 см в нижней части до 42 см в верхней, глубина около 1,5 м. В дайке снизу вверх выделяется следующая последовательность слоев:

1) конгломерат с матриксом известняка глауконитового нуммулитового крупнозернистого. Обломки размером от 0,5 до 5–6 см, в нижней части угловатые, ориентированы субгоризонтально, в верхней части — средне- и полуокатанные, ориентированы хаотично. Мощность 0,25 м;

2) конгломерат с угловатыми обломками размером до 10 см, расположенными хаотично в матриксе известняка крупно-среднезернистого, почти не содержащего крупных раковин нуммулитов. Мощность 0,2 м;

3) известняк глауконитовый нуммулитовый, с крупно-грубозернистыми (0,5–2 (2,5) см) полуокатанными обломками мергеля пелитоморфного глауконитового, ориентированными субгоризонтально. Обломки сильно ожелезнены. Мощность 0,15 м;

4) конгломерат с обломками размером от 0,5 до 16 см, от угловатых до окатанных, ориентированными субвертикально и согласно стенкам трещины, в матриксе известняка глауконитового нуммулитового. Мощность 0,45 м.

В подошве вышележащих эоценовых отложений описан линзовидный слой известнякового конгломерата предположительно датских пород мощностью около 0,2 м. Мощность нуммулитовых известняков эоцена в районе г. Ак-Кая составляет около 10 м.

Литологические типы пограничных мелкоэоценовых отложений г. Ак-Кая. В результате микроскопического изучения отобранных образцов пород были выделены 4 литотипа (ЛТ) (рис. 5):

ЛТ1 (рис. 5, А) — известняк тонкошламмовый, полибиокластовый, равнозернистый, глинистый, с кальцитовым микритовым матриксом (вакстоун). Органогенный компонент (15–20%, размер 0,05–0,5 мм) состоит в основном из обломков и цельных раковин фораминифер и остракод, встречаются спикеры известковых губок, обломки мшанок. Обломки окатанные и полуокатанные,

хорошо сортированные. Матрикс-заполнитель кальцитовый микритовый (70–75%). Терригенная примесь представлена кварцем алевритовой размерности (5–7%; 0,05–0,1 мм) слабо-полуокатанным, остроугольными обломками слюды (3–5%; 0,1–0,3 мм), окатанными аллотигенными зернами глауконита (2–3%; 0,1–0,2 мм).

К ЛТ1 относятся породы маастрихта, а также крупная галька из матрикса, заполняющего изученную трещину. Отнесение образцов маастрихтских пород и гальки из трещины к одному ЛТ может указывать на их одновозрастность. Более точное подтверждение маастрихтского возраста образцов гальки — определенная в них позднемаастрихтско-датская форма бентосных фораминифер *Gavelinopsis pracacuta* (Berth.).

Породы ЛТ1 сформированы в пределах относительно глубоководной части внешнего шельфа. Глубина могла достигать нескольких сотен метров. Морские воды были насыщены кислородом и имели нормальную соленость [Уилсон, 1980].

ЛТ2 (рис. 5, Б) — известняк шламмово-био-кластовый, полибиокластовый, разнозернистый (вакстоун). Органогенный материал (до 25%, размер 0,2–1 мм) представлен обломками криноидей, кораллов, мшанок, а также обломками и цельными раковинами фораминифер. Сохранность и сортировка средняя. Заполнитель кальцитовый микрит (65%). Терригенная составляющая представлена слабо-полуокатанными зернами кварца (7–10%; 0,05–0,2 мм), присутствуют полуокатанные зерна глауконита (3–5%; 0,1–0,3 мм), окатанные обломки водорослевых микритовых известняков (3–5%; 0,2–0,4 мм).

Этот ЛТ описывает породы галек из известнякового конгломерата в подошве нуммулитовых известняков. Отложения схожи с датскими породами в разрезе г. Бурундук-Кая [Лыгина, 2009], наиболее близком к описанному, и могут быть одновозрастны. Породы относятся к фации шельфа свободного водообмена — чистые прозрачные воды нормальной морской солености, насыщенные кислородом, с открытой циркуляцией и глубиной от нескольких метров до нескольких десятков метров в пределах нормального базиса действия волн или немного глубже [Уилсон, 1980].

ЛТ3 (рис. 5, В) — известняк нуммулитовый глауконитовый, полибиокластовый, разнозернистый (грейнстоун). Органогенный материал (до 60%; 0,2–3 мм) представлен в основном обломками и редкими цельными раковинами нуммулитов, мелких фораминифер, а также обломками криноидей, мшанок. Сортировка плохая, обломки полу- и слабоокатанные. Матрикс-заполнитель представлен кальцитовым микритом (до 20%). Зерна глауконита (10–15%; 0,1–0,8 мм) хорошо окатаны. Среди терригенной примеси встречаются полуокатанные зерна кварца (3%; 0,1–0,3 мм), единичные обломки фосфоритов и литокласты

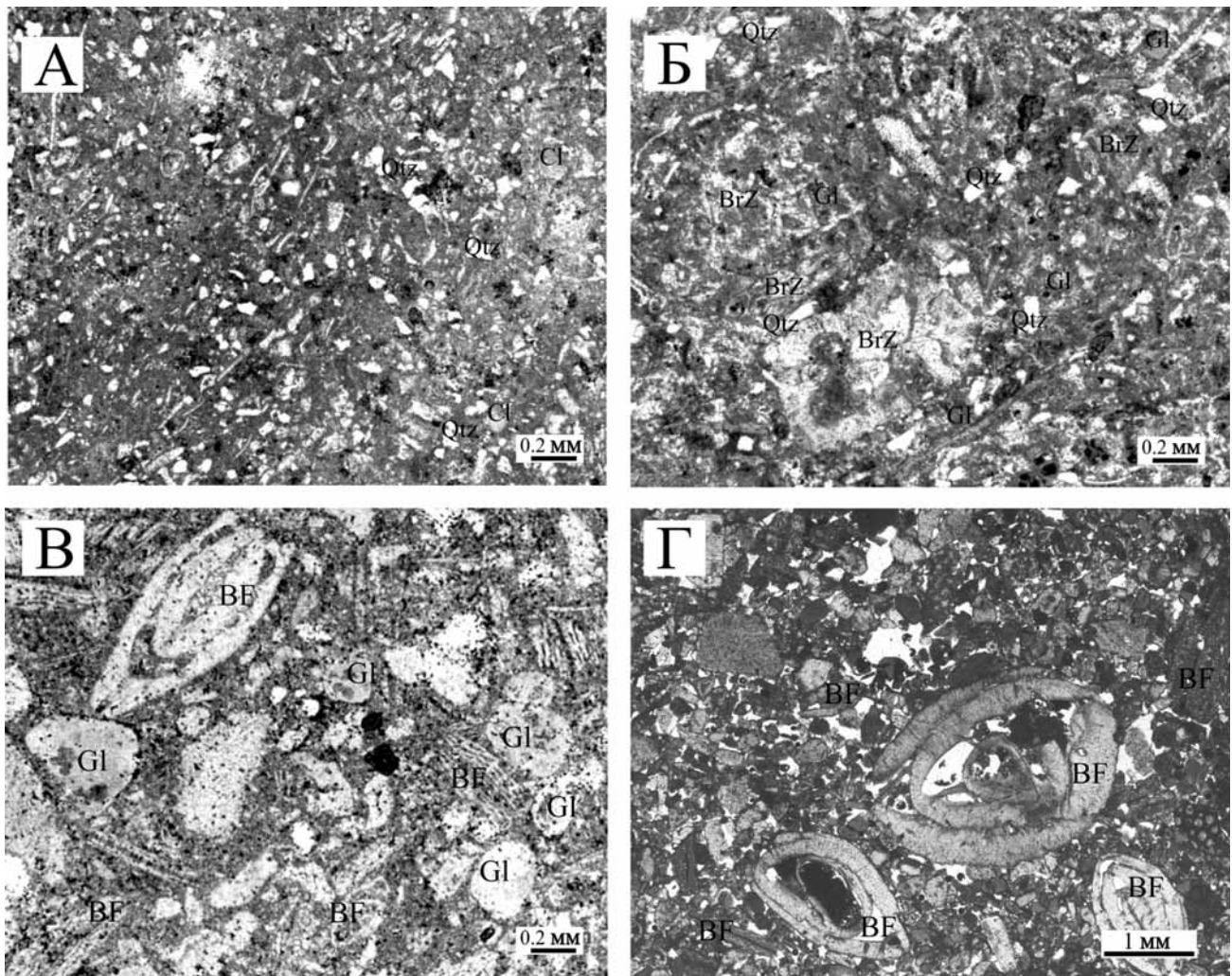


Рис. 5. Микрофото шлифов выделенных литотипов пород (ЛТ): А — ЛТ1; Б — ЛТ2; В — ЛТ3; Г — ЛТ4. Принятые обозначения на фото: BF — остатки крупных бентосных фораминифер, BrZ — остатки скелетов мшанок, Gl — глауконит, Qtz — кварц. В параллельных николях

шламовых известняков, видимо, маастрихтского возраста гравийной размерности.

Описанный ЛТ представляет собой матрикс конгломерата, заполняющего трещину. Здесь встречена кампанско-маастрихтская форма бентосных фораминифер *Gavelinopsis taylorensis* (Carsey), скорее всего, вымытая из пород стенок трещины или гальки внутри нее.

ЛТ4 (рис. 5, Г) — известняк нуммулитовый, монобиокластовый разнозернистый (грейнстоун). Органогенно-обломочный компонент (80–90%) крупнозернистый (от 0,1 до 4 мм, в среднем 0,6–1 мм), хорошо отсортированный, представлен остатками раковин крупных фораминифер (60–65%; 0,7–0,3 мм), иглокожих (20%), мшанок, редких водорослей, двустворок. Среди целых раковин крупных фораминифер (10%) присутствуют *Nummulites* (6–7%; 3–6 мм), *Discocyclus* (до 3%; 3–7 мм) плохой сохранности, редкие мелкие бентосные фораминиферы (до 0,3 мм). Заполнитель кальцитовый микрит (5–7%). Присутствуют перемытые на месте полуокатанные зерна глауконита (5–7%) мелко-среднезернистой размерности.

Породы ЛТ4 перекрывают все вышеописанные отложения и относятся к верхнеипрским [Закревская, 1993, 2011].

Отложения ЛТ3 и ЛТ4 накапливались на незначительной глубине (несколько десятков метров) в море с нормальной соленостью и умеренной циркуляцией вод [Уилсон, 1980].

Результаты исследований и их обсуждение. Детальное изучение строения крупной трещины (нептунической дайки) позволяет интерпретировать ее как древнюю сейсмогенную структуру тектонического происхождения (палеосейсмодислокацию, ПСД), или сейсмогенный ров. Термин «сейсмодислокация» изначально был предложен В.П. Солоненко в 1968 г. [Солоненко, 1973] для обозначения разных локально проявленных, выраженных в рельефе деформаций, сопровождающих сильные землетрясения. Сейсмологические параметры (зияние 0,3–0,4 м, глубина заполнения не менее 1,5 м) описанной структуры указывают на ее формирование на фоне сейсмического события магнитудой около 6,9 и интенсивностью в пункте не менее 9 баллов [Lunina, Gladkov, 2015;

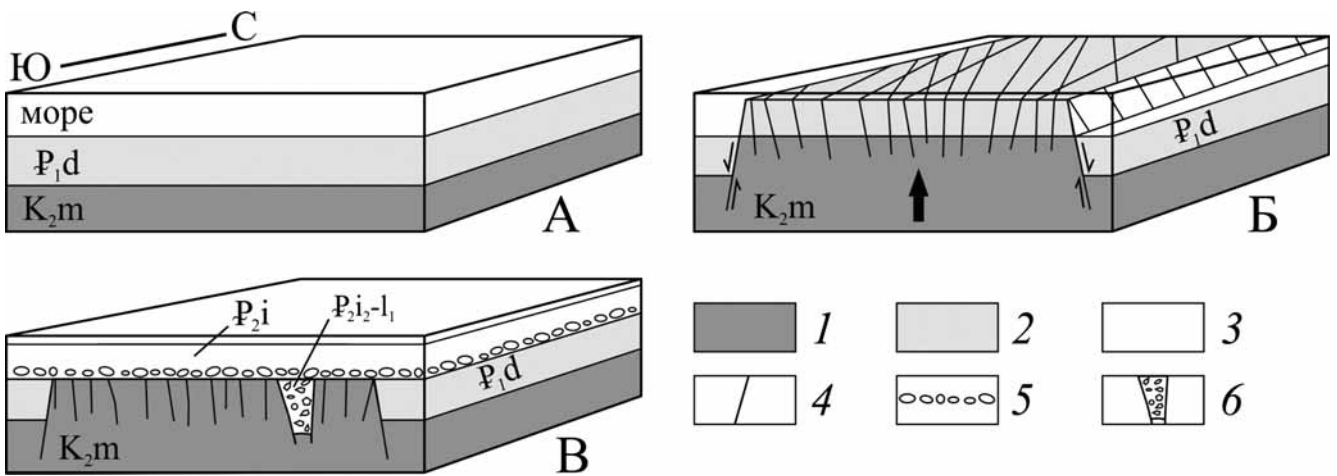


Рис. 6. Схема образования системы трещин и нептунической дайки на южном склоне г. Ак-Кая: А–В — временные срезы: А — конец дания; Б — рубеж танета–ипра; В — поздний ипр–лютет; 1–3 — отложения: 1 — маастрихтские, 2 — датские, 3 — эоценовые; 4 — трещины; 5 — базальный горизонт конгломерата в подошве отложений эоцена; 6 — нептуническая дайка (сейсмогенный ров, заполненный верхнипрскими отложениями). Соотношение структур и мощностей отложений показано вне масштаба

Лунина, Gladkov, 2017]. В результате анализа трещиноватости (рис. 4) выявлено, что трещины в меловых породах закономерно связаны с падением и простираем моноклинали. Их формирование происходило на фоне неравномерного общего воздымания территории при главном северо-западном латеральном сжатии поперек моноклинали; воздымание сопровождалось поперечным растяжением и формированием структур отрывного типа вплоть до кластических даек. Трещины, замеренные в вышележащих эоценовых отложениях, вписываются в единую систему общей трещиноватости.

В общем виде формирование подобной структуры можно представить следующим образом. После накопления маастрихт-датских толщ (рис. 6, А) в конце танета–раннем ипре начались (или вновь активизировались) блоковые подвижки в пределах некоторых тектонических поднятий Центрального Крыма. В частном случае произошло относительное воздымание центрального блока г. Ак-Кая (рис. 6, Б). В конце раннего–позднем ипре начали накапливаться нуммулитовые известняки. На ранней стадии этого процесса в ходе сильного землетрясения на дне моря образовался крупный сейсмогенный ров, который быстро заполнился отложениями ипра вместе с фрагментами пород дания (рис. 6, В).

Предположение о возрасте тектонических движений в позднем мелу–эоцене подкрепляется и общегеологическими данными (рис. 7). Известно, что с конца сантона по палеоцен включительно Крым находился в состоянии регионального сжатия с максимумом компрессии в маастрихте–палеоцене [Никишин и др., 2001]. В Восточном Крыму некоторое событие произошло перед (в начале?) маастрихтом, что выразилось в несогласном залегании верхнемаастрихтских пород на нижнемеловых [Никишин и др., 2006]. На существование внутридатского (на рубеже нижнего–среднего и

верхнего («монса») дания) события в Центральном Крыму указывают неравномерный размыв и связанное с этим резкое изменение мощностей от 0 до 30 м ниже-среднедатских отложений [Горбач, 1972], а также локальное развитие древней субэриальной коры выветривания между указанными толщами [Горбач, Шехоткин, 1982]. Данные из работ [Закревская, 2011; Бугрова, Бугрова, 2015], а также полученные нами при изучении обнажений показывают, что хотя датские отложения в Центральном Крыму имеют номинально стратиграфически полный разрез (присутствуют как отложения нижней части дания, так и верхнего дания), толща изобилует перерывами и неравномерно размыва предэоценовой трансгрессией. При этом наибольшее воздымание и, соответственно, размыв испытал центральный тектонический блок г. Ак-Кая. Таким образом, активный рост Симферопольского поднятия (а возможно, и сопряженного с ним Новоцарицынского) мог начаться еще во второй половине датского века.

Регрессия в конце дания привела к осушению большей части современного Горного Крыма [Горбач, Шехоткин, 1979; Найдин, Беньямовский, 2000; Копаевич и др., 2010] и формированию перерыва между отложениями нижнего и верхнего палеоцена на уровне большей части или всего зеландского яруса.

Не совсем ясно, подверглась ли образовавшаяся суша в районе Центрального Крыма затоплению в танетское время, однако отложения этого возраста на западе Белогорского района неизвестны. Они появляются в долине р. Кучук-Карасу (с. Пролом, предположительно; с. Богатое), где представлены маломощным горизонтом литотамниевых известняков [Закревская, 2011]. В долине р. Мокрый Индол (окрестности с. Курское, ур. Дереджилга) — это толща переслаивания алевритистых мергелей, органогенных известняков

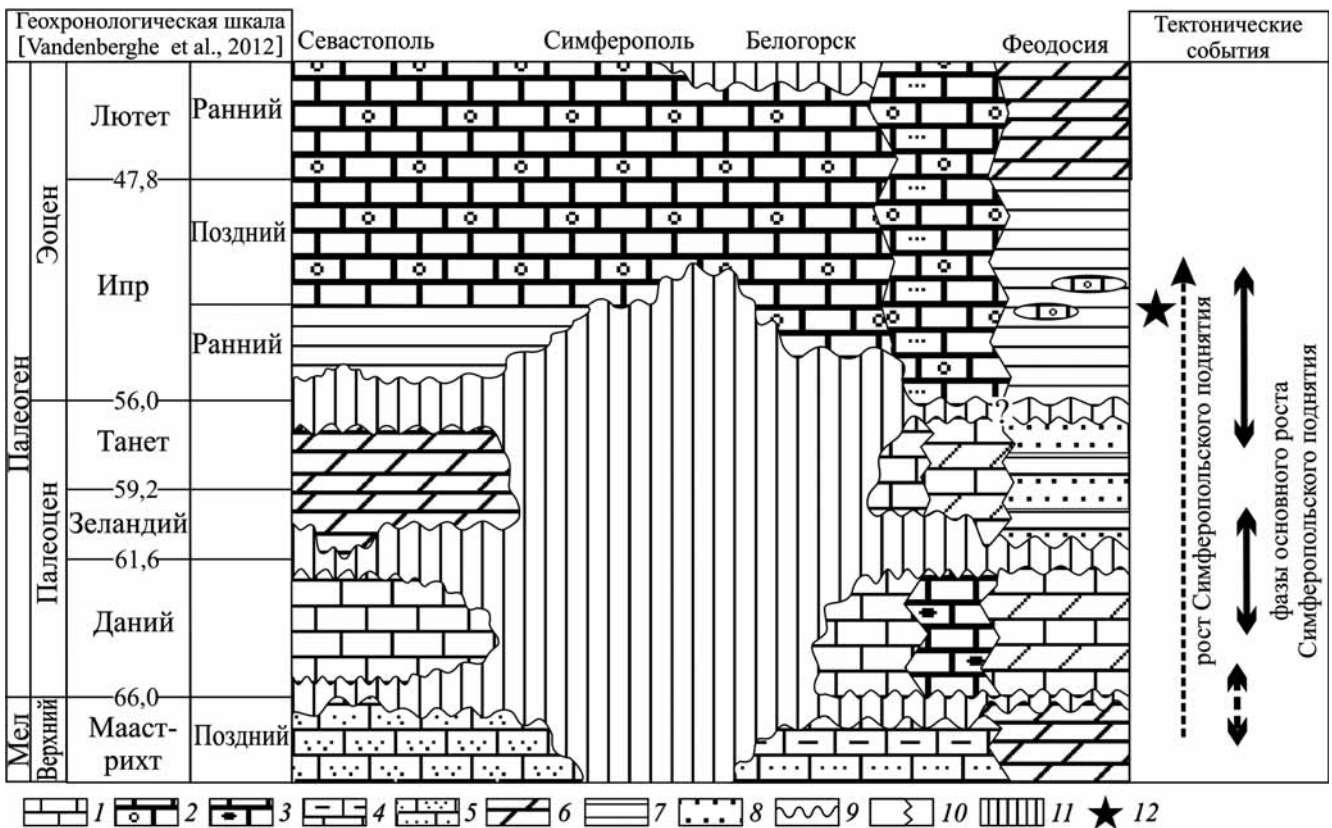


Рис. 7. Хроностратиграфический профиль верхнемаастрихтско-нижнелютетских отложений Предгорного Крыма, по [Лыгина, 2010], с изменениями): 1 — известняки, 2 — известняки нуммулитовые, 3 — известняки с кремнями, 4 — известняки глинистые, 5 — известняки песчанистые и/или алевритистые, 6 — мергели, 7 — глины, 8 — песчаники, 9 — поверхность несогласия, 10 — фациальная граница, 11 — перерыв в осадконакоплении, 12 — сейсмическое палеособытие

и песчаников мощностью около 70 м. В разрезе Насыпкойской балки к танету относится толща песчано-глинистых пород мощностью 13–16 м. Возраст пород определен по находкам редких *Discocyclus seunesi* из водорослевых известняков в основании разрезов [Зернецкий, 1977; Закревская, 2007]. Вид характерен для позднего зеландия–раннего танета [Less, 1998].

Эоценовые отложения с размывом и угловым несогласием залегают на разных горизонтах от палеоцена до нижнего мела. В Юго-Западном Крыму перерыв на границе танета и ипра оценивается в объеме нанопланктонной зоны NP9 и низов зоны NP10 [Музылев, 1980; King et al., 2018] и по продолжительности он более длительный, чем зеландский. О существовании суши на месте Симферопольского поднятия и ее размыве во время формирования нижеипрских отложений свидетельствует ряд фактов: 1) постепенное выклинивание все более молодых горизонтов в Юго-Западном Крыму на запад и восток [Шуцкая, 1970; Закревская, 1993], что указывает на трансгрессивный характер залегания толщи; 2) присутствие переотложенного мелового НП в основании толщи в разрезе Юго-Западного Крыма [King et al., 2018], а также меловых и палеоценовых планктонных фораминифер в пограничных

ниже-верхнеипрских отложениях Восточного Крыма [Шуцкая, 1970; Бугрова и др., 2002]; 3) преимущественно глинистый состав наряду с обилием разнообразной фауны, что указывает на очень медленное осадконакопление на глубине около 100 м и более [King et al., 2018]. Последнее свидетельствует также о значительной амплитуде поднятия. В конце раннего ипра (зона *Assilina placentula* и ее аналоги) область поднятия начала покрываться морем, о чем свидетельствует присутствие отложений этого возраста непостоянной мощности в восточных районах г. Ак-Кая, представленных глауконитистыми органогенными известняками [Закревская, 2011].

В позднеипрское время вся территория Предгорного Крыма была покрыта морем, накапливались нуммулитовые известняки. К началу накопления эоценовых нуммулитовых фаций величина эрозии в пределах структуры могла достигать 400–500 м [Никишин и др., 2006]. Событие на рубеже палеоцена и эоцена совпадает с главной фазой складчатости в Северной Турции [Nikishin et al., 2014], следствием которой, по-видимому, и была эпоха с сильными землетрясениями в Крыму.

Выводы. 1. Для Крыма в конце мела–эоцене были характерны малоамплитудные вертикальные тектонические движения. Это отражено в наличии

как локально развитых, так и региональных несогласий различной длительности.

2. Описанную крупную трещину отрыва по генезису можно отнести к нептуническим дайкам и интерпретировать как палеосейсмодислокацию, сформированную в результате сильного землетрясения в позднеипрское время. По времени это событие совпадает с главной фазой складчатости

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.

Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М. Разрезы палеогена и нижнего эоцена южной части полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 56–70.

Воронина А. А. Палеогеновая система // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 4–35.

Гарецкий Р.Г. Кластические дайки // Изв. АН СССР. 1956. № 3. С. 81–102.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеогена Крыма. М.: Недра, 1972. С. 1–115.

Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Поверхностное окремнение в нижнем палеогене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–1176.

Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Раннепалеогеновая известковая кора Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 286, № 1. С. 137–141.

Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 129 с.

Закревская Е.Ю. Позднепалеогеновый вид *Discosyclina seunesi* Douv. в Восточном Крыму // Палеонтологические исследования в Украине: история, современное состояние и перспективы / Отв. ред. П.Ф. Гожик. Киев: ИГН НАН Укр., 2007. С. 228–232.

Закревская Е.Ю. Крупные фораминиферы палеогена Северо-Восточного Перитетиса: систематика, зональная стратиграфия и палеобиогеография: Автореф. докт. дисс. М., 2011.

Зернецький Б.Ф. Перші знахідки дискоциклін в палеогені Криму // Матеріали до палеонтології кайнозною України. Киев: Наукова думка, 1977. С. 55–59.

Зернецький Б.Ф., Рябоконт Т.С., Люльева С.А. Питання вивчення осадового комплексу палеогену Кримського і Керченського півостровів // Зб. наукових праць Інституту геол. наук НАН України, 2014. Т. 7. С. 101–125.

Копавич Л.Ф., Лыгина Е. А., Яковичин Е. В., Шалимов И. В. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.

в Понтидах (север Турции) на рубеже палеогена–эоцена и в раннем эоцене.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность О.В. Луниной (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук), Е.А. Рогожину (Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН) и Ю.О. Гаврилову (ГИН РАН) за ценные советы во время подготовки статьи.

Лунина О.В., Гладков А.С. Граничные уравнения связи параметров землетрясений и кластических даек сейсмогенного генезиса (по мировым данным) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 1. С. 68–71.

Лыгина Е.А. Литологическая характеристика и условия формирования датских отложений в районе г. Бурундук–Кая (Центральный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 6. С. 17–27.

Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные по известковому наннопланктону // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2019. № 1 (В печати).

Маслакова Н.И. Стратиграфия верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.

Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Граница меловых и третичных отложений / Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–40.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена Юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 348). 96 с.

Найдин Д.П. Датские и монские отложения Крыма // Сб. в честь акад. И.С. Йовчева. София, 1964. С. 167–183.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барбошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.

Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Еришов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.

Преображенский М.Б., Бугрова Э.М. Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеогенового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа) // Геология Крыма. Уч. записки каф. истор. геологии. Вып. 2. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. С. 75–85.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.

Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 256 с.

Dunham R.L. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / Classification of carbonate rocks // Amer. Ass. Petrol. Geol. 1962. Mem. 1. P. 108–121.

King C., Iakovleva A., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E. Ypresian (Early Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // Newsletters on Stratigraphy. 2018. Vol. 51, N 2. P. 167–208.

Less Gy. The zonation of the Mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthophragminae // Opera Dela Slov. Akad. Znan. Umetn. 1998. Vol. IV, N 34 (2). P. 21–43.

Lunina O.V., Gladkov A.S. Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes // Engin. Geol. 2015. Vol. 195. P. 206–213.

Mortimer Ch.P. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of the Southern Norwegian and Danish

North Sea area // Abh. Geol. Bundesanst. 1987. Bd. 39. S. 143–175.

Nikishin A.M., Alekseev A.S., Almendinger O.A. et al. Mesozoic to recent geological history of Southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. L., 2015. Geol. Soc. Spec. Publ., 428. URL: (<http://sp.lyellcollection.org/>).

Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. P. 2: Tectonic history and paleogeography // Mar. and Petrol. Geol. 2014. P. 1–15. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>

Varol O. Palaeogene // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 200–225.

Поступила в редакцию 21.05.2018

Поступила с доработки

Принята к публикации 21.05.2018