

УДК 551.86:551.763(234.86)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА ГОРНОГО КРЫМА В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

*А.М. Никишин, А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, С.Н. Болотов,
Л.Ф. Копаевич, Р.Р. Габдуллин, Н.В. Бадулина*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 16.06.08

В геологической истории Бахчисарайского района Горного Крыма, где многие годы проводятся геологические практики, для мелового периода выделены три эпохи: валанжинско-аптская трансгрессивная, ранне-среднеальбская воздымания и рифтообразования и позднеальбско-эоценовая трансгрессивная. Валанжинско-аптская эпоха разделена на валанжинско-раннеготеривскую, позднеготеривско-раннебарремскую и позднебарремско-аптскую стадии. В позднеальбско-эоценовой эпохе различаются в позднем альбе: 1) мангушское время формирования ингрессивного заполнения палеодолины, 2) шаринское время кратковременной трансгрессии, 3) высокобугорское время широкой трансгрессии, а в позднемеловую эпоху: 1) сеноман-коньякский и 2) позднесантонско-маастрихтский трансгрессивно-регрессивные циклы. Кратко охарактеризован датский трансгрессивно-регрессивный цикл раннего палеоцена. История развития этого района была тесно связана с геодинамической эволюцией всего Черноморского региона.

Ключевые слова: стратиграфия, история развития, палеогеография, геодинамика, меловой период, Юго-Западный Крым.

Меловые отложения Горного Крыма привлекают внимание геологов уже более 170 лет благодаря своей хорошей обнаженности, богатству фоссилиями и наглядности строения. В Бахчисарайском районе (бассейны рек Кача и Бодрак) многие годы проводятся полевые практики студентов геологических специальностей многих университетов России и Украины, что определяет его хорошую изученность.

Значительный вклад в познание геологического строения и стратиграфии меловых (главным образом верхнемеловых) отложений этого района принадлежит Д.П. Найдину. Хорошо известны его работы по верхнему альбу (Найдин, Янин, 1965; Marciniowski, Naidin, 1976; Горбачик и др., 2000), сеноману (Маслакова, Найдин, 1958б; Найдин, Алексеев, 1980, 1981), границе сеномана и турона (Найдин и др., 1981; Банников и др., 1982; Найдин, Кияшко, 1994а, б), сантону (Маслакова, Найдин, 1958а), маастрихту (Заклинская, Найдин, 1985), пограничным отложениям мела и палеогена (Москвин, Найдин, 1960; Найдин, 1964; Найдин, Беньямовский, 1994), аммонитам и белемнитам (Найдин, 1953, 1959; Найдин, Алексеев, 1975; Найдин и др., 1975). К вопросам стратиграфии и палеогеографии мела Горного Крыма Д.П. Найдин обращался и во многих других работах. Результаты своих исследований Д.П. Найдин суммировал в совместной статье с болгарским стратиграфом Н.А. Йолкичевым (Йолкичев, Найдин, 1999).

Геологическая история Горного Крыма, в том числе и в меловом периоде, рассмотрена в ряде работ (Му-

ратов, 1960, 1973; Муратов и др., 1969, 1984; Цейслер, 1971). Так, М.В. Муратов и др. (1984) в геосинклинальном этапе выделяли последнюю шестую стадию позднего валанжина—раннего готерива, которая рассматривалась ими как переходная к следующему этапу, а в геоантиклинальном этапе (поздний готерив—эоцен) — стадии позднего готерива—раннего баррема (неглубокий морской бассейн), позднего баррема—раннего альба (расширение площади морского осадконакопления), среднего альба—палеоцена (постепенное расширение геоантиклинали Горного Крыма) и эоцена (крупная трансгрессия). Изложенная ниже периодизация касается только весьма ограниченной части Горного Крыма и только мелового периода. Она весьма близка к ранее опубликованным вариантам, но при ее обосновании использованы полученные за последние десятилетия новые данные по стратиграфии и биофациальному анализу мела этого района, которые весьма существенно изменили возрастные датировки ряда толщ и позволили пересмотреть условия их формирования. Важными инструментами были хроностратиграфические схемы, сейсмостратиграфический и тектоностратиграфический анализы.

Стратиграфическая основа, используемая в статье, преимущественно базируется на схеме, принятой при проведении практики на геологическом факультете МГУ (Янин, Вишневский, 1989; Алексеев, 1989), но с учетом опубликованных в последние годы новых материалов для нижнего (Барабошкин, 1997а, б) и верхнего (Копаевич, Валашик, 1993; Йолкичев, Найдин, 1999; Алексеев и др., 2007) отделов меловой системы.

К сожалению, единая номенклатура местных стратиграфических подразделений, особенно для верхнего отдела меловой системы, до сих пор не принята, хотя и предложен ряд не очень удачных вариантов (Плотникова и др., 1984; Цейслер и др., 1999).

В геологической истории Бахчисарайского района Горного Крыма четко различаются три этапа: валанжинско-аптский, ранне-среднеальбский и позднеальбско-эоценовый, которые в свою очередь делятся на стадии (рис. 1).

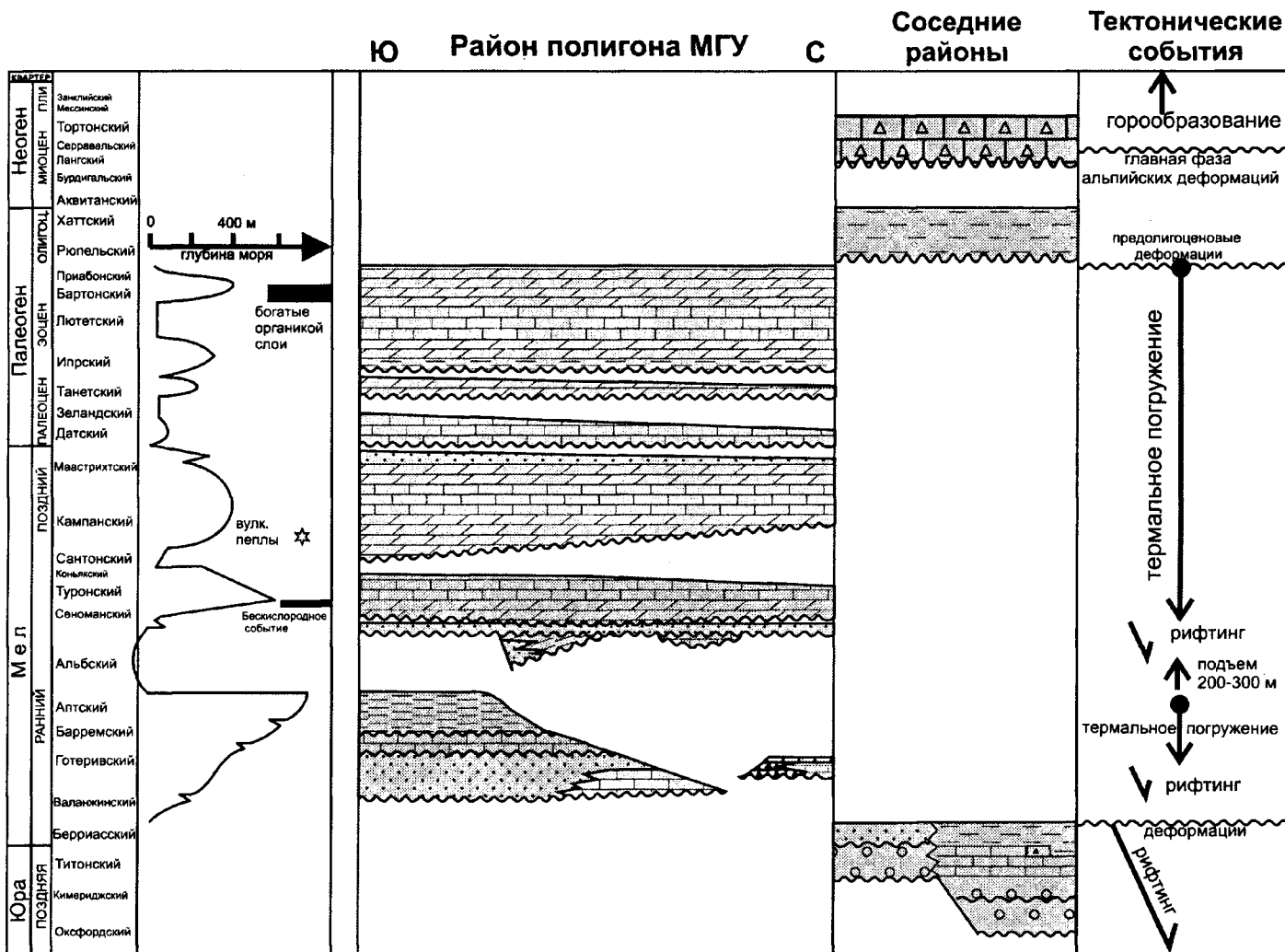


Рис. 1. Хроностратиграфическая схема для поздней юры, мела и кайнозоя Бахчисарайского района Горного Крыма (составил А.М. Нишкин). В правой колонке показаны основные тектонические события. Литологический крап на схеме соответствует общепринятому стилю. Временная шкала дана по глобальной шкале геологического времени 2004 г.

Валанжин-аптская трансгрессивная эпоха

Отложения валанжина—апта широко распространены на территории Бахчисарайского района. Этот комплекс отложений сформировался в течение трех стадий развития: валанжинско-раннеготеривской (резанская свита), позднеготеривско-раннебарремской (коясджилгинская свита) и позднебарремско-аптской (биясалинская свита). Он является трансгрессивным осадочным циклом преимущественно терригенного состава.

Петрографический состав песчаников валанжина и нижнего готерива соответствует кварцево-граувакковым, мезо- и олигомиктовым породам по классификации В.Н. Шванова (1987), с повышением содержания

кварцевых обломков — “вызреванием” состава — вверх по разрезу (рис. 2).

Породы валанжина на юге имеют мощность до 40 м, а к северу срезаются более молодыми отложениями. Они обладают сложным фаціальным составом, меняясь с севера на юг от баровых косослоистых песчаников и песчаных известняков до сублиторальных песчаников, алевролитов и глин. Для этой толщи типично присутствие темпеститов, элювиальных и эрозийных перерывов. В целом отложения валанжина фиксируют начальную, мелководную фазу меловой трансгрессии.

Отложения нижнего готерива на юге имеют мощность до 40 м и почти полностью выклиниваются на севере. Это отличный пример сложно построенной

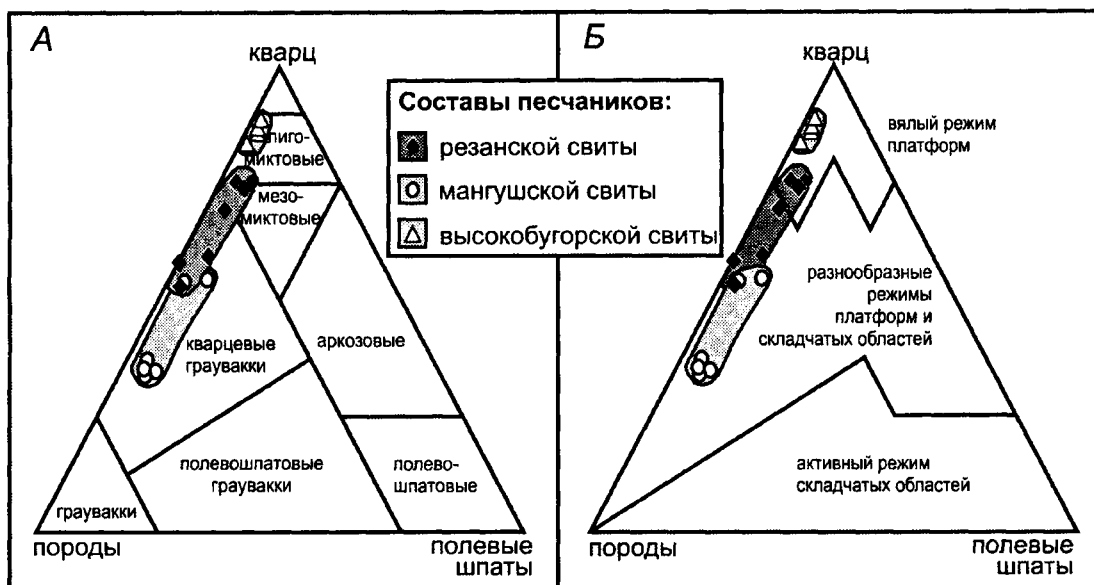


Рис. 2. Составы нижнемеловых песчаников. А — на классификационной диаграмме В.Н. Шванова (1987), Б — на диаграмме тектонического режима В.Д. Шутова (1967). Составил П.А. Фокин

разнофациальной толщи (Барабошкин, 1997б). На севере района у горы Большой Кермен и Первомайского карьера нижний готерив залегает непосредственно на складчатом комплексе и представлен толщей коралловых биогермных известняков мощностью 3–8 м, сменяющихся вверх переслаивающимися органогенно-обломочными известняками и песками. К югу и западу эта биогермная постройка переходит в область рифового шлейфа (до 11 м) с преобладанием обломочных карбонатов, образованных за счет ее размыва. Еще южнее фация органогенно-обломочных известняков переходит в более глубоководную толщу чередования известковистых песчаников и алевролитов.

Таким образом, для раннего готерива выделяются, как минимум, три фациальные области: мелководная биогермная постройка на севере с глубинами до 30–40 м, относительно глубоководная область (до 100–300 м) на юге с преобладанием песчаного материала и промежуточная между ними. Быстрое углубление бассейна с севера на юг, сильная изменчивость отложений по составу и мощности допускают возможность существования грабенообразной структуры в валанжинское и готеривское время к югу от обсуждаемого района.

Отложения верхнего готерива и нижнего баррема (коясджилгинская свита) залегают с перерывом на резанской свите. Они представлены широко развитой конденсированной толщей цефалоподовых известняков общей мощностью до 2 м. В ее разрезе выделяются три пачки: 1) коричневато-желтые оолитовые детритовые известняки с большим количеством остатков аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; 2) красные комковатые детритовые известняки с большим количеством аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; 3) розовые и серые микритовые известняки и известковистые глины с относительно

меньшим количеством фоссилий. Эта толща служит примером пелагической фации типа “Ammonitico Rosso”, она накапливалась на относительно больших глубинах (порядка 200–400 м) в условиях теплого климата и на большом удалении от береговой линии.

Биясалинская свита верхнего баррема—апта с размывом залегает на породах коясджилгинской свиты. Это однородная толща слабоизвестковистых глин мощностью до 100 м. В нижней части глин (до 30 м) изредка встречаются остатки морских лилий, брахиопод, усонюгих раков и кораллов, для более высоких горизонтов не характерна бентосная фауна, но присутствуют остатки нектонных организмов: рostrы белемнитов, ожелезненные ядра раковин аммонитов, зубы акул. Глины содержат горизонты анкеритовых конкреций. Эти отложения формировались в относительно глубоководных условиях (до 500–600 м) в регионально выдержанной морской обстановке сравнительно тепловодного олиготрофного бассейна (Шербинина, Логинов, 2005).

Данные по нижнемеловым отложениям Бахчисарайского района указывают на продолжительную, постепенно развивавшуюся морскую трансгрессию. Глубины моря с валанжина до апта увеличились от нуля до 400–600 м (Барабошкин, Энсон, 2003). Такое углубление бассейна нельзя объяснить только эвстатическим повышением уровня Мирового океана, необходимо допустить фазу (или фазы) тектонического углубления бассейна в основном, вероятно, в начале позднего готерива и в позднем барреме—апте. Тектоническое погружение могло быть вызвано грабенообразованием, но четких признаков последнего пока не обнаружено.

Для всего Горного Крыма восстановить палеогеографию валанжинско-аптской эпохи достаточно сложно, но основные стадии развития вырисовываются

в общем виде. Первая стадия — валанжин—ранний готерив. В это время вдоль северной части Горного Крыма образовался морской бассейн, наиболее глубокой частью которого была Белогорская впадина. К северу от нее формировались отложения вероятно-го возрастного аналога резанской свиты — косослоистые пески и песчаники с подчиненными прослоями конгломератов, в том числе валунных, и глин (мазанская свита). Накопление этих отложений происходило в аллювиально-дельтовых условиях, сменявшихся обстановками прибрежной зоны моря. Таким образом, область развития мазанской свиты маркирует северное побережье морского бассейна, южный край которого четко не определен. Но в бассейне р. Тонас у с. Кизилровка (Центральный Крым) в толще предположительно валанжина—нижнего готерива имеются олистоплаки верхнеюрских известняков поперечником более километра. Они, скорее всего, транспортировались с юга, из области их современного распространения, и таким образом ось бассейна должна была располагаться севернее полосы выходов этих олистоплаков. Для формирования таких крупных оползневых тел необходимы большие перепады высот рельефа, обусловленные тектоническими движениями.

Скорее всего, в валанжине и раннем готериве вдоль полосы от Верхоречья до Белогорска образовался асимметричный в поперечном сечении рифтовый бассейн. Южное плечо рифта было приподнято и сложено в основном верхнеюрскими известняками и более древними отложениями. В области более пологого северного плеча была расположена аккумулятивная аллювиально-дельтовая равнина. Район Бахчисарая находился в северной прибортовой части этого палеорифта. В результате региональной трансгрессии на фоне пострифтового погружения региона, в позднем готериве и раннем барреме произошло выравнивание условий осадконакопления в относительно глубоком шельфовом бассейне с благоприятными условиями для существования обильной биоты.

Вышележащие отложения верхнего баррема и апта в региональном плане ложатся с несогласием на подстилающие толщи. Например, в районе с. Чернореченское северо-восточнее Балаклавы они заполняют ингрессивные котловины в верхнеюрских известняках, а в ряде мест залегают на доверхнеюрских отложениях. Следовательно, перед эпохой регионального формирования глинистой толщи имела место фаза вертикальных дифференцированных движений, предположительно рифтовой природы. После этой фазы началось быстрое дифференцированное погружение большей части Горного Крыма до глубин 200—500 м. Вероятно, это погружение также сопровождалось сбросообразованием, так как в ряде районов развития глин верхнего баррема—апта характерны олистостромы, включающие крупные глыбы верхнеюрских известняков (например, районы сел Краснопещерное и Мраморное в Салгирской депрессии).

Для валанжинско-аптского времени можно выделить два цикла рифтинга, однако восстановить детали геометрии этих палеорифтов пока не представляется возможным. Ось основного палеорифта, вероятно, проходила по линии Верхоречье—Мазанка—Белогорск, поэтому мы его назовем Верхореченско-Белогорским бассейном. Возможным его ответвлением был Салгирский бассейн (грабен).

Ранне-среднеальбская эпоха воздымания и рифтообразования

В Бахчисарайском районе отложения нижнего и среднего альба отсутствуют. Ближайшее место, где достоверно доказано присутствие пород верхней части среднего альба, находится в районе г. Балаклавы. Предполагается их присутствие и в Центральном Крыму, в районе Белогорска (Друщиц, Горбачик, 1959; Друщиц, 1960; Киселевич и др., 1985).

Наиболее древние слои верхнего альба, известные как мангушская свита, обнажаются на территории с. Прохладное и в его ближайших окрестностях. Ее песчано-глинистые отложения выполняют эрозионную Мангушскую котловину. Выше нее трансгрессивно залегают отложения верхней части верхнего альба (высокобугорская свита), срезая более древние отложения чехла вплоть до пород складчатого фундамента. Время образования Мангушской котловины, контуры которой намечены по данным бурения и геофизических исследований (Найдин, Янин, 1965), приходится на ранний—средний альб, возможно, — начало позднего альба. При ее формировании было сэродировано около 100 м барремско-аптских глин, около 2 м цефалоподовых известняков верхнего готерива—нижнего баррема, до 75 м пород валанжина—нижнего готерива. Днище котловины частично врезано в дислоцированные породы верхнетаврической свиты. С учетом этого мы оцениваем минимальную величину эрозии в 200 м. Для образования долины такой глубины необходим возвышенный рельеф с высотами не менее 250—300 м. Если принять во внимание, что в апте глубина моря достигала 500—600 м, то в раннем—среднем альбе суммарная величина воздымания территории с учетом неопределенности данных должна была составить 400—800 м. Столь большая амплитуда не может быть объяснена только эвстатическими колебаниями уровня моря без привлечения тектонического фактора. Признаками тектонического воздымания можно считать полого-складчатые и моноклиальные структуры в отложениях неокома—апта. Путем снятия более поздних деформаций восстанавливаются наклоны слоев в доальбских отложениях до 10° в восточном направлении. Возможны два варианта природы деформаций: 1) пологая складчатость вследствие сжатия, которое установлено в Балканидах Болгарии, и 2) неоднородное воздымание территории с пологим наклоном поверхностей блоков в связи с фазой растяжения

(рифтинга) и подъема плечей палеорифтов (рифты апт-альбского возраста известны в Центральных Понтидах Турции и в Белогорском районе Крыма, но их история пока слабо изучена). В пользу последней версии косвенно свидетельствует синрифтовый вулканизм, начавшийся в среднем альбе (Лешух, 1992), следы которого известны на севере Равнинного Крыма. Основные вулканические центры там приурочены к полосе альбского Каркинитского рифта.

В региональном плане для всего Горного Крыма восстановить палеогеографические условия для раннего—среднего альба достаточно сложно в связи локальным распространением и плохой обнаженностью отложений этого возраста. Основной ранне—среднеальбский бассейн располагался в пределах Белогорского прогиба, в котором накопилось до 500—700 м глинистых и обломочных пород. К югу от него намечается область поднятий, включавшая и Бахчисарайский район. Наиболее вероятно, что Белогорский прогиб испытал рифтовое погружение, а большая часть Горнокрымской зоны была относительно приподнятым плечом этого рифта. Вторым возможным ранне—среднеальбским рифтом является Салгирский грабен.

В целом для раннего—среднего альба намечается эпоха регионального рифтинга с формированием многочисленных грабенов в полосе от Сиваша и северо-западного шельфа Черного моря на севере до Центральных Понтидов в Турции на юге. В частности, на северо-западе Черного моря, по данным глубокого бурения, выделяется альб-сеноманский (?) рифтовый этап (Гожик и др., 2006).

Позднеальбско-эоценовая эпоха трансгрессий

Начиная с позднего альба и до конца эоцена Бахчисарайский район испытал несколько трансгрессий, сменявшихся фазами регрессий. Можно выделить следующие циклы формирования чехла в это время: 1) поздний альб, мангушское время — формирование ингрессивного песчано-глинистого мангушского комплекса; 2) поздний альб, шаринское время — кратковременная трансгрессия с отложением мелководных карбонатов; 3) поздний альб, высокобугорское время — региональная трансгрессия с формированием преимущественно терригенного чехла; 4) сеноман—турон—коньяк — трансгрессивно-регрессивный цикл с образованием мелоподобных карбонатов; 5) поздний сантон—кампан—маастрихт — цикл трансгрессивно-регрессивного строения с накоплением в основном мелоподобных пород и песчаников в его конце; 6) датский трансгрессивно-регрессивный цикл с отложением известняковых калькаренинов; 7) региональная танетская трансгрессия с формированием мергелей; 8) ипр—позднеэоценовый трансгрессивно-регрессивный цикл с накоплением глинистых отложений и разнообразных карбонатов. Мы рассмотрим только первые 6 циклов.

Формирование верхнеальбской мангушской ингрессивной свиты

Мангушская эрозионная котловина скорее всего образовалась вдоль альбского грабена, но строгих доказательств этого нет (Янин, Вишневский, 1989). Котловина, вероятно, была занята речной долиной. В начале позднего альба в эту палеодолину шириной до 2—3 км с запада ингрессировало море, сформировав эстуарий (рис. 3). Для прибортовых фаций характерны мусорные плохосортированные песчаники, в состав которых входят перемытые обломки пород неокома прилегающих территорий. В песчаниках наблюдаются косослоистые серии. Песчаники мангушской свиты наименее зрелые из нижнемеловых пород (содержание кварца составляет 35,2—54,8%), что хорошо согласуется с активизацией тектонического режима в момент ее образования (рис. 2). С толщами песчаников связаны и горизонты с валунами: в глинисто-песчаном матриксе содержатся гальки и валуны (до метра и более) разной степени окатанности и различного состава. Среди них встречаются плохосортированные фрагменты пород берриаса, готерива и баррема, обломки известняков верхней юры, песчаников и алевролитов таврической серии, валуны вулканитов средней юры, хорошо окатанная галька кварца, а также обломки пород, в Горном Крыму не встречающихся: метаморфитов, кислых эффузивов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и т.д. (Чернов, Янин, 1975). Состав и форма валунов и галек указывают на близость источников размыва (первые десятки километров). Центральная часть котловины заполнена глинистым материалом. Глины в разной мере алевролитистые и неоднородные, с большим количеством растительных остатков. Плохая сортировка песчаников и конгломератов указывает на недалекий транспорт материала быстрыми водными потоками (горными речками и временными потоками типа селей) и накопление отложений в условиях спокойного бассейна. Для мангушской свиты характерны остатки морской и солоноватоводной фауны, что указывает на некоторую опресненность эстуария. Общая мощность мангушской свиты достигает 100 м и заполненная ею котловина имеет субширотное простираение.

В региональном плане для мангушского времени типичны ингрессивные серии осадков. Например, у с. Партизанское (долина р. Альмы) в районе Красной горки развита сходная ингрессивная толща преимущественно песчаных осадков.

Формирование позднеальбской шаринской свиты

Шаринская свита распространена локально в виде отдельных линз в районе сел Трудолюбовка и Прохладное и залегает гипсометрически выше мангушской свиты, но их непосредственные контакты не наблюда-

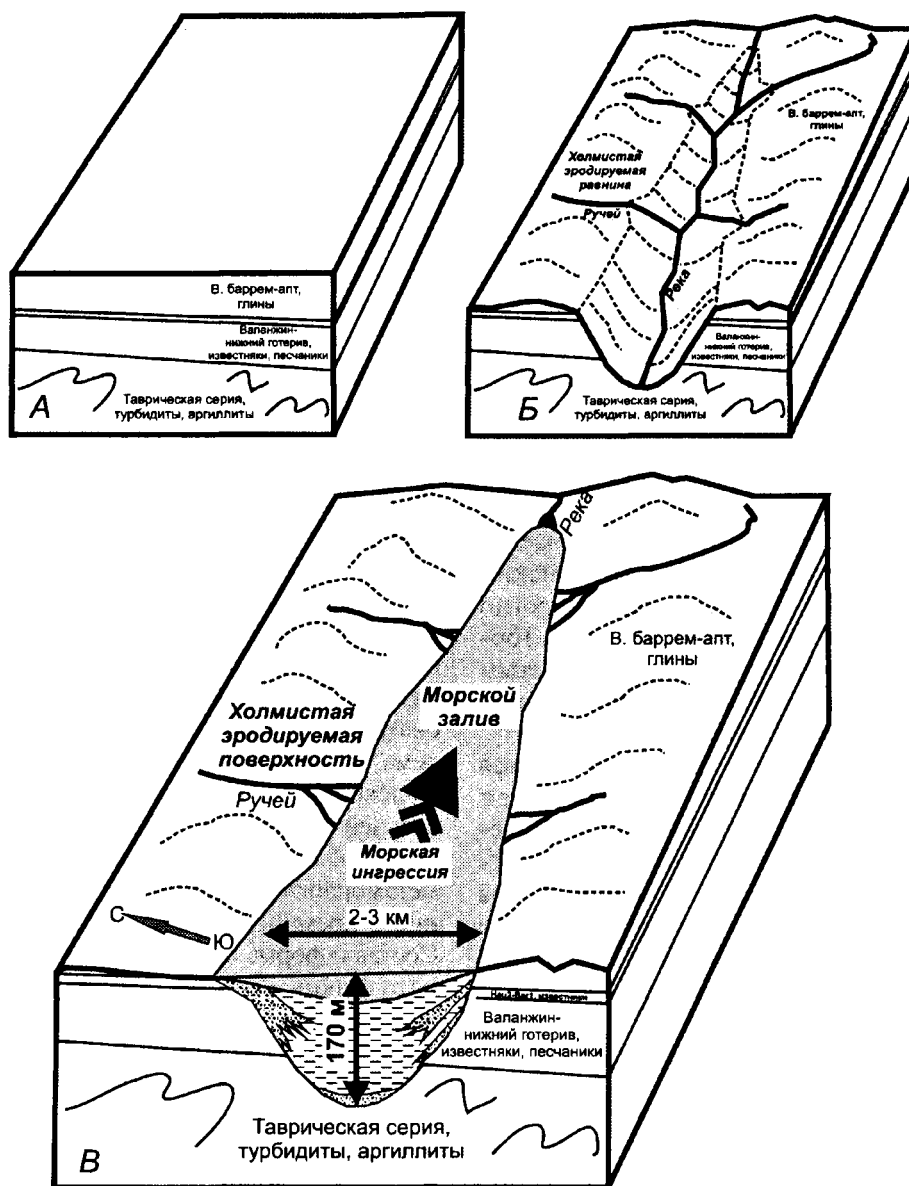


Рис. 3. Схема смены палеогеографических обстановок формирования мангушской свиты. А — конец апта, завершение (?) морской трансгрессии; Б — домангушский альб, воздымание территории и формирование речной системы, сопровождавшейся эрозией; В — поздний альб, мангушское время, ингрессия моря и накопление осадков мангушской свиты

ются. В возрастном отношении она занимает положение между мангушской и высокобугорской свитами верхнего альба, но везде залегает на складчатом комплексе. Свита имеет мощность до 1–3 м и представлена бурыми органогенно-обломочными известняками с обилием фрагментов стеблей морских лилий и раковин различных моллюсков. В известняках обычно присутствуют разноокатанные гальки (1–5 см) подстилающих пород складчатого комплекса. Предполагается, что после мангушской ингрессии произошла кратковременная трансгрессия, и мелкое море вновь заполнило небольшую пологую долину, однако детали этого явления трудно восстановить из-за редкости коренных выходов свиты. Формирование известняков происходило в основном за счет скелетов бентосных организмов.

Формирование позднеальбской высокобугорской свиты

Высокобугорская свита имеет почти повсеместное распространение, но она выклинивается к северу за счет срезания сеноманом. Ее мощность на юге достигает 20 м, а к северу сокращается до нуля. В южных и центральных районах в высокобугорской свите выделяются три пачки. Нижняя пачка представлена кварц-полимиктовыми плохо сортированными песчаниками с рассеянной галькой кварца. Средняя пачка — известковистые кварц-глауконитовые песчаники с узловатыми стяжениями за счет неравномерного распределения карбонатного цемента. Верхняя пачка — сильноизвестковистые глауконит-кварцевые песчаники, иногда переходящие в песчано-алевритовые детритовые известняки. Песчаники высокобугорской

свиты наиболее высокозрелые из обломочных пород нижнего мела: содержание кварца в них составляет 85,8—88,4% (рис. 2). Общая тенденция определяется возрастанием роли карбонатной составляющей вверх по разрезу. К северу роль известковистого цемента сокращается и песчаники фациально переходят в слабосцементированные пески. Для свиты типичны ядра раковин крупных аммонитов, брахиоподы, двусторчатые моллюски и морские ежи. Осадки свиты формировались в условиях мелкого моря, глубина которого возрастала к юго-западу. В верхах свиты имеются эрозионные и элювиальные перерывы. В кровле, где ее верхняя часть сохранилась от эрозии, присутствует горизонт с перемытым туфогенным материалом андезитового состава, хотя Д.П. Найдин считал, что это самостоятельная стратиграфическая единица.

В пределах всего Горного Крыма верхний альб в целом образует трансгрессивную серию осадков. Например, в районе Белогорска (Центральный Крым) верхний альб с размывом ложится на разновозрастные отложения нижнего мела (от готерива до среднего альба). В Бахчисарайском районе верхний альб лежит как на нижнемеловых, так и ниже-среднеюрских образованиях. Таким образом, к концу позднего альба устанавливается спад тектонической активности региона, что нашло свое отражение и в петрографическом составе песчаников.

Для позднего альба характерны признаки вулканизма. В песчаниках верхней части высокобугорской свиты часто встречаются слабоизмененные кристаллы плагиоклазов, пироксенов и амфиболов, иногда образующих прослой туффигов (Волков, Кривцов, 1978). Как отмечалось выше, в районе Балаклавы известны верхнеальбские вулканогенно-осадочные породы с перемытыми лапиллями. Транспорт обломочного материала шел с юга или юго-запада. В Черном море южнее Севастополя драгированием найдены андезиты, вероятно, альбского возраста. Полоса их выходов интерпретируется как вулканическая дуга (названная массивом Ломоносова) и считается, что именно она поставляла пирокластический материал в Горный Крым в позднем альбе (Шнюков и др., 1997). Верхнеальбские туфопесчаники известны и на горе Кубалач в Восточном Крыму. В целом предполагается, что эта альбская вулканическая дуга прослеживалась южнее Крыма в Аджаро-Триалетскую зону Грузии. Район Горного Крыма, по крайней мере в позднем альбе, находился в задвговой тектонической обстановке.

Сеноман—турон—коньякская региональная трансгрессия

Между отложениями альба и сеномана имеется эрозионная граница. Высказывалось предположение, что к началу сеномана существовал весьма расчлененный рельеф (Алексеев, Найдин, 1970; Найдин, Алексеев, 1980, 1981), который мог возникнуть только в результате новых тектонических движений. В осно-

вании выделяется слой, обогащенный глауконитом и содержащий гальку кварца. Разрез сеномана имеет трансгрессивный характер: песчано-алевритистые мергели вверх по разрезу переходят в глинистые мергели и далее в чистые и известковистые мергели, а также известняки. Мощность сеномана иногда достигает 70—80 м. В середине сеномана наблюдается широко проявленный в Европе перерыв в седиментации с выпадением нижней части среднего сеномана (Gale et al., 1999). Для верхней части среднего сеномана характерно ритмичное переслаивание более темных и более светлых мергелей, которое интерпретируется как отражение циклов Миланковича (Найдин, 1990, 2008; Габдуллин, 2002), связанных с эпохами похолодания и потепления. Вверх по разрезу сеномана количество бентосной макрофауны сокращается, что свидетельствует об общем углублении бассейна. Карбонаты сеномана содержат большое количество планктонных фораминифер, встречаются радиолярии, но основным породообразующим материалом являются скелеты известкового нанопланктона. Для верхов сеномана характерны структуры, которые интерпретированы как микросбросы, с которыми связаны процессы оползания осадка и захоронения его в пониженных участках дна. Это свидетельствует о возможном конседиментационном растяжении бассейна. В нижней и верхней частях сеномана имеются тонкие (1—3 см) прослой бентонитовых глин, образовавшиеся по вулканическому пеплу. В терминальной части сеномана выделяется линзовидный слой темных пород мощностью до 1—1,5 м, обогащенных органическим веществом (до 7% органического углерода). Этот слой образовался в условиях глобально развитого бескислородного события (так называемое ОАЭ 2) в небольших депрессиях на разбитом сбросами крутом склоне на глубинах порядка 500—700 м в ходе кратковременного падения уровня моря, которому предшествовал перерыв, эквивалентный гиатусу в основании пленусовых мергелей Западной Европы (Алексеев и др., 1997; Бадулина, Копаевич, 2007).

Турон даже в наиболее полных разрезах лежит с перерывом на породах сеномана и в отдельных обнажениях хорошо наблюдаются эрозионная граница и слой, обогащенный глауконитом. На северо-западе фиксируется выпадение значительных частей разреза как ниже, так и выше границы сеномана и турона, но структурная перестройка не зафиксирована.

Разрез турона распадается на два интервала. Нижний представлен мелоподобными известняками и сильноизвестковистыми мергелями с конкрециями кремней разнообразной формы (до 30 м), макрофоссилии находятся редко (в основном иноцерамы). Верхний интервал сложен чистыми, часто мелоподобными или комковатыми известняками со стилолитовыми швами и многочисленными раковинами брахиопод. Карбонаты турона имеют в основном планктоногенное происхождение.

На отложениях турона согласно залегают литологически аналогичные породы коньяка. В известняках коньяка присутствует больше раковин иноцерамов и остатков морских ежей. Отложения сеномана—коньяка образуют единую осадочную секвенцию с максимумом углубления бассейна в конце сеномана—начале турона. Глубины бассейна в это время могли достигать 400—700 м. Во второй половине турона и коньяке глубины оставались достаточно большими, на что указывает присутствие радиоларий (Брагина, Брагин, 2007), хотя обычно отложения этого возраста считаются более мелководными, чем верхнесеноманские и нижнетуронские. Во всяком случае рельеф дна тогда был максимально выровненным и воды морского бассейна скорее всего перекрывали и область современной Первой гряды. По-видимому, не только эвстатические колебания уровня моря, но и региональные тектонические процессы погружения способствовали углублению бассейна.

Сеноман-турон-коньякская трансгрессия охватила весь Горный Крым (хотя наличие отдельных островов не исключается). Эта трансгрессия была синхронной с главной фазой рифтового раскрытия Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского задуговых глубоководных бассейнов. При этом в Западно-Черноморском бассейне в ходе спрединга формировалась океаническая кора, а в Восточно-Черноморском — сильно растянутая и утоненная континентальная кора.

Поздний сантон-кампан-маастрихтский трансгрессивно-регрессивный цикл

Между ранним и поздним сантоном имели место перерыв и размыв ранее накопившихся осадков. На севере были сродированы осадки коньяка и части турона, на юге величина эрозии была меньше. Соответственно на севере новый цикл седиментации начался в раннем кампане, а на юге — в конце позднего сантона. Полный разрез верхнего коньяка и нижнего сантона сохранился от размыва только в междуречье Бельбека и Качи (Кликушин, 1985). В подошве нового цикла повсеместно наблюдается поверхность хорошо выраженного хардграунда. Верхнесантонские отложения — глинистые известняки с глауконитом датируются находками морских лилий рода *Marsupites*. Отложения кампана с несогласием ложатся на верхнесантонские и турон-коньякские известняки и начинаются с горизонта алевритистых мергелей. Основная часть кампана представлена сильноизвестковистыми мелоподобными мергелями и известняками с малым количеством бентосной фауны и с редкими белемнитами. Известковый нанопланктон составлял основу для формирования карбонатного осадка. В кампане встречаются конкреции кремней. Мощность кампана на северо-западе составляет около 80—90 м, а к юго-западу возрастает до 150—200 м.

Маастрихт ложится согласно на породы кампана и служит примером регрессивной серии. В разрезе маастрихта выделяются четыре пачки: 1) мергели

белые известковистые; 2) кремнеземистые мергели с окремнелыми ходами десятиногих раков и губками; 3) кремнеземистые мергели алевритистые с окремнелыми ходами десятиногих раков и более редкими губками; 4) песчаники известковистые с многочисленными фрагментами раковин моллюсков и с устричными банками. Мощность маастрихта на северо-востоке составляет около 80 м, а на юго-западе — около 100 м. Эта литологическая последовательность отражает довольно быструю регрессию моря с переходом осадков от образований открытого шельфа к прибрежным. Более или менее прогрессивное обмеление бассейна подтверждается не только вещественным составом пород, но и комплексами фораминифер и мелководных двустворок (Alekseev, Koraevich, 1997; Донт, 2004).

Таким образом, перед началом позднего сантона имело место резкое обмеление моря, на кампан приходится максимальное углубление (до 350—450 м), а маастрихт — фаза обмеления морского бассейна.

В нижней части кампана присутствуют несколько горизонтов монтмориллонитовых (так называемых киловых) глин мощностью до 1 м, которые сформировались при подводном выветривании вулканических пеплов андезитового состава. Предполагается, что вулканический пепел поступал из Центральных и Восточных Понтид в Турции, где на кампан приходится максимум андезитового островодужного вулканизма.

В середине позднего сантона и местами вплоть до начала кампана имел место перерыв, и отдельные территории Крыма, вероятно, осушались. Это несогласие четко выражено, например, на Симферопольском (Заика-Новацкий и др., 1976) и Новоселовском поднятиях. Предкампанские (или интрасантонские) вертикальные движения были обусловлены кратковременной фазой тектонического сжатия (субгерцинская фаза складчатости в Западной Европе).

Некоторое тектоническое событие могло иметь место и перед маастрихтом. По крайней мере в Восточном Крыму у Коктебеля на горе Клементьева относительно глубоководные алевритистые известняки верхнего маастрихта ложатся с размывом на породы нижнего мела (Копачевич и др., 2007).

Датская региональная трансгрессия

Отложения дания с размывом лежат на породах маастрихта, однако угловое несогласие отсутствует. В кровле маастрихта выделяется достаточно хорошо выраженный хардграунд, выше которого наблюдается слой, обогащенный глауконитом и с перемытыми фоссилиями маастрихта. Однако на востоке (Бешкош) терминальная часть маастрихта сложена также глауконитовыми песчаниками, содержащими обильные раковины устриц и пектинид, поэтому фиксация этого хардграунда затруднена и он распознается по появлению мелких фосфоритов, переотложенных ростров меловых белемнитов и фрагментов костей динозавров.

Датские отложения (включая монс, см. Найдин, Беньямовский, 1994) представлены преимущественно серпулово-криноидно-мшанковыми органогенно-обломочными известняками (калькаренидами). Они формировались за счет измельчения скелетов криноидей, мшанок, серпул и других организмов при воздействии на дно штормовых волнений и донных течений.

Для дания типичны поверхности ненакопления и частичной эрозии осадка, выделяющиеся через каждые 30—70 см. В нижней части известняков встречаются конкреции кремней. Мощност датских известняков на западе достигает 40 м, а на севере сокращается до 3—5 м. Отложения верхнего дания, ранее выделявшиеся как монские, отличаются от нижележащих осадков большей степенью окремнения и неравномерной цементацией. Отложения верхнего дания на севере отсутствуют.

Осадки дания формировались в условиях малоамплитудной региональной трансгрессии и относительно мелкого прохладного моря глубиной не более 50 м. Именно на таких глубинах могло происходить дробление штормовым воздействием органических остат-

ков. Однако существует точка зрения, что датские карбонаты Юго-Западного Крыма представляют собой “проградирующую серию клиноформ, которая заканчивается отложениями рифового фациального ряда” (Преображенский, Бугрова, 2002, с. 83).

Датская трансгрессия охватила весь Горный Крым, но к востоку от Белогорска в районе с. Курского и далее известняки фациально замещаются мергелями и песчанистыми мергелями.

Заключение

История геологического развития рассматриваемого района Горного Крыма в меловом периоде была тесно связана с геодинамической эволюцией всего Черноморского региона (Никишин и др., 1997; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 1998a,b, 2001, 2003). Детальные знания о меловой истории Горного Крыма, где породы этого возраста выходят на поверхность и доступны для изучения, необходимы для реконструкции эволюции всего Черноморско-Кавказского региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты 05-05-65157, 05-05-64576, 08-05-00283 и 08-05-00588.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.С. Меловая система. Верхний отдел // Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123—157.
- Алексеев А.С., Венгерцев В.С., Копеевич Л.Ф., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана-турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Геол. ф-т Моск. ун-та, 1997. С. 54—73.
- Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 3—29.
- Алексеев А.С., Найдин Д.П. Упорядоченное залегание ростов белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1970. № 9. С. 47—51.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Бадулина Н.В., Копеевич Л.Ф. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксудере (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 1. С. 22—28.
- Банников А.Ф., Федотов В.В., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Teleostei верхнемеловых отложений Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 971—973.
- Барабашкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Кача—Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997а. № 3. С. 22—29.
- Барабашкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача—Бодрак // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Геол. ф-т Моск. ун-та, 1997б. С. 27—53.
- Барабашкин Е.Ю., Эвсон К.В. Палеобатиметрия валанжинско-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2003. № 4. С. 8—17.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиоларии в отложениях верхнего мела (турона-коньяка) бассейна р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 187—191.
- Волков В.В., Кривцов В.Г. Пирокластический материал в нижнемеловых отложениях Бахчисарайского района Крыма // Региональная геология некоторых районов СССР. Вып. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 30—36.
- Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002.
- Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф. и др. Стратиграфия мезокайнозойских відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Київ: Ін-т геол. наук НАН України, 2006. 171 с.
- Горбачик Т.Н., Копеевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52—64.
- Донт А.В. Кампанские и маастрихтские двустворчатые моллюски Горного Крыма: стратиграфическое распределение и палеобиогеография // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 2. С. 60—67.
- Друщиц В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Друщиц В.В., Кудрявцев М.П. (ред.). Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГаз. М.: Гос-топтехиздат, 1960. С. 53—74.

- Друщиц В.В., Горбачик Т.Н.* Отложения альба в Восточном Крыму // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почвовед., геол., геогр.* 1959. № 3. С. 117—122.
- Заика-Новацкий В.С., Гук В.И., Нероденко В.М., Соколов И.П.* Геологічна будова Кримського предгір'я у межах Альма-Салгирського межиріччя. Київ: Вища школа, 1976. 84 с.
- Заклинская Е.Д., Найдин Д.П.* К палинологической характеристике верхнемаастрихтских отложений Крыма // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1985. Т. 60, вып. 1. С. 80—87.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П.* Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1999. Т. 74, вып. 5. С. 48—59.
- Киселевич Л.С., Нероденко В.М., Плотникова Л.Ф.* О нижнеальбских отложениях восточной части Белогорского прогиба в Горном Крыму // *Тектоника и стратиграфия.* 1985. Вып. 26. С. 60—63.
- Кликушин В.Г.* Туронские, коньякские и сантонские отложения долины р. Бельбека в Крыму // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1985. Т. 60, вып. 2. С. 69—82.
- Копавич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М. и др.* О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.* 2007. № 3. С. 42—49.
- Копавич Л.Ф., Валащик И.* Расчленение турон-коньякских отложений разреза Аксудере по иноцерамам и фораминиферам // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.* 1993. № 2. С. 28—42.
- Лещух Р.Й.* Нижня крейда заходу і півдня України. Київ: Наукова думка, 1992. 208 с.
- Маслакова Н.И., Найдин Д.П.* О сантонских отложениях в Юго-Западном Крыму // *Изв. АН СССР.* 1958а. № 1. С. 75—77.
- Маслакова Н.И., Найдин Д.П.* О сеноманских отложениях Горного Крыма // *Изв. АН СССР.* 1958б. № 3. С. 108—110.
- Москвин М.М., Найдин Д.П.* Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // *Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл.* 5. Граница меловых и третичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15—40.
- Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М.: Недра, 1973. 191 с.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
- Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А.* Структурная эволюция Горного Крыма в сравнении с Западным Кавказом и восточной частью Балканского хребта // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1984. Т. 59, вып. 1. С. 3—10.
- Муратов М.В., Лычагин Г.А., Успенская Е.А., Шалимов А.И.* История геологического развития Крыма // *Геология СССР.* Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 484—513.
- Найдин Д.П.* Новый белемнит из верхнемеловых отложений Крыма // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1953. Т. 28, вып. 2. С. 64—65.
- Найдин Д.П.* Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные // *Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма.* М.: 1959. С. 198—220.
- Найдин Д.П.* Датские и монские отложения Крыма // *Сб. в честь акад. Й.С. Йовчева.* София, 1964. С. 167—184.
- Найдин Д.П.* Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя // *Изв. вузов. Геол. и разведка.* 1990. № 6. С. 29—43.
- Найдин Д.П.* Астрономические факторы возникновения цикличности в геологии // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 2008. Т. 83, вып. 4. С. 38—42.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Новые неогиболиты из сеномана Крыма // *Палеонтол. журн.* 1975. № 3. С. 42—45.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // *Изв. вузов. Геол. и разведка.* 1980. № 4. С. 11—25.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // *Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток.* 1981. С. 7—21.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копавич Л.Ф.* Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман—турон // *Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток.* 1981. С. 22—40.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена Сувлукья (Крым) // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1994. Т. 2. № 3. С. 75—86.
- Найдин Д.П., Ванчугов И.А., Алексеев А.С.* Применение методов математической статистики при изучении ростров сеноманских белемнитов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1975. Т. 50, вып. 4. С. 81—94.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1994а. Т. 69, вып. 1. С. 28—42.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав углерода и кислорода; условия накопления органического углерода // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1994б. Т. 69, вып. 2. С. 59—74.
- Найдин Д.П., Янин Б.Т.* Некоторые особенности геологического строения окрестностей с. Прохладного (Крым, Бахчисарайский район) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1965. Т. 40, вып. 3. С. 75—81.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.* 1997. № 3. С. 6—16.
- Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Корбут Е.Б.* Меловая система. Верхний отдел // *Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря).* Киев: Наукова думка, 1984. С. 74—84.
- Преображенский М.Б., Бугрова Э.М.* Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофаунального анализа) // *Геология Крыма. Уч. зап. каф. истор. геол. СПб.: НИИ земной коры СПбГУ, 2002.* С. 75—85.
- Цейслер В.М.* Структурные этажи и основные этапы в истории формирования Юго-Западного Крыма // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1971. Т. 46, вып. 2. С. 47—61.
- Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н.* О местных стратиграфических подразделениях восточной части Бахчисарайского района Крыма // *Изв. вузов. Геол. и разведка.* 1999. № 6. С. 8—18.

Чернов В.Г., Янин Б.Т. Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1975. № 2. С. 45—56.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.

Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАН Украины, 1997. 288 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литол. и полез. ископ. 1967. № 5. С. 86—103.

Щербинина Е.А., Логинов М.А. Верхнебарремский—аптский нанопланктон Крыма: стратиграфическая и палеоэкологическая интерпретация // Микрорепалеонтология в России на рубеже веков: Мат-лы XIII Всерос. микрорепалеонтол. совещ. Москва, 21—23 ноября, 2005 г. М.: ГЕОС, 2005. С. 156—157.

Янин Б.Т., Вишневецкий Л.Е. Меловая система. Нижний отдел / О.А. Мазарович, В.С. Милеев (ред.) // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 81—123.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1997. Vol. 67. P. 103—118.

Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in

southern England // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 67—86.

Marcinowski R., Naidin D.P. An Upper Albian ammonite fauna from Crimea // Acta Geol. Polonica. 1976. Vol. 26, N 1. P. 83—119.

Nikishin A. M., Cloetingh S., Bolotov S.N. et al. Scythian platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history // Crasquin-Soleau S., Barrier E. (eds). Peri-Tethys Memoir 3. Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. M m. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 1998a. Vol. 177. P. 151—162.

Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M.-F. et al. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics // Crasquin-Soleau S., Barrier E. (eds). Peri-Tethys Memoir 3. Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 1998b. Vol. 177. P. 163—176.

Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene—Quaternary rapid subsidence modelling // Sediment. Geol. 2003. Vol. 156. P. 149—168.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Ziegler P.A. et al. (eds). Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. M m. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 2001. Vol. 186. P. 296—346.

GEOLOGICAL HISTORY OF BAKHCHISARAY AREA OF MOUNTAIN CRIMEA DURING CRETACEOUS PERIOD

A.M. Nikishin, A.S. Alekseev, E.Yu. Baraboshkin, S.N. Bolotov,
L.F. Kopaevich, R.R. Gabdullin, N.V. Badulina

The Cretaceous geological history of the Bakhchisaray area of the Mountain Crimea where student geological practices carried out for many years, is subdivide into three epochs: Valanginian-Aptian transgressive, early-middle Albian uplift and rifting, and late Albian-Eocene transgressive. The Valanginian-Aptian epoch includes Valanginian-early Hauterivian, late Hauterivian-early Barremian, and late Barremian-Aptian stages. In late Albian-Eocene epoch could be discriminate late Albian (1) Mangush interval of ingressive filling of the paleovalley, (2) Shara short-time transgression, (3) Vysokiy Bugor wide transgression. During Late Cretaceous next transgressive-regressive stages were recognized: (1) Cenomanian-Coniacian and (2) Late Santonian-Maastrichtian. The Danian transgressive-regressive cycle is characterized briefly. The geological history of the Bakhchisaray area was connected with geodynamic evolution of whole Black Sea region.

Key words: stratigraphy, history of development, palaeogeography, geodynamics, Cretaceous Period, South-Western Crimea.

Сведения об авторах: Никишин Анатолий Михайлович — докт. г.-м. наук, профессор, заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (495) 939-49-31, nikishin@geol.msu.ru; Алексеев Александр Сергеевич — докт. г.-м. наук, профессор кафедры палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (495) 939-49-24, aaleks@geol.msu.ru; Барабошкин Евгений Юрьевич — докт. г.-м. наук, профессор кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-49-32, barabosh@geol.msu.ru; Болотов Сергей Николаевич — канд. г.-м. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-27-06, bsn@sbmg.geol.msu.ru; Копеевич Людмила Федоровна — канд. г.-м. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-49-32, mosgorzun@rambler.ru; Бадулина Наталья Викторовна — канд. г.-м. наук, м.н.с. кафедры динамической геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-21-62, nvbadulina@mail.ru.