

УДК 551.24

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГОРНОГО КРЫМА В СРАВНЕНИИ С ЗАПАДНЫМ КАВКАЗОМ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЬЮ БАЛКАНСКОГО ХРЕБТА

М. В. Муратов, И. В. Архипов, Е. А. Успенская

Горный Крым

Наиболее древними коренными отложениями, выходящими на поверхность и вскрытыми скважинами в пределах Горного Крыма, являются породы таврической серии (верхний триас — лейас). Основание таврической серии неизвестно. Можно, однако, с достаточной степенью уверенности предполагать, что им служит комплекс осадочных образований типа платформенного чехла, залегающий на складчатом фундаменте. Это предположение опирается на геофизические данные, согласно которым в Горном Крыму между «гранитным» слоем и подошвой таврической серии располагается маломощная (первые сотни метров) толща пород с сейсмическими скоростями от 5 до 6 км/с, вероятно, карбонатно-терригенная по составу [1, 8]. Возраст этой толщи, по-видимому, палеозойский, а ее самые верхние горизонты могут соответствовать, как и в Равнинном Крыму, перми и нижнему триасу. Складчатый фундамент Горного Крыма является (также по аналогии с Равнинным Крымом) скорее всего байкальским. Следовательно, можно полагать, что под таврической серией в Горном Крыму нет мощного палеозойского складчатого основания и что геосинклинальное развитие территории современного Горного Крыма началось лишь с верхнего триаса непосредственно на консолидированном байкальском фундаменте, покрытом маломощным осадочным чехлом.

Вся доступная изучению мезозойско-кайнозойская история геологического развития Горного Крыма отчетливо делится на три главных этапа, характеризующиеся разным режимом тектонических движений: геосинклинальный, геантиклинальный и орогенный.

Геосинклинальный этап развития Горного Крыма охватывает поздний триас, раннюю, среднюю и позднюю юру, валанжин и ранний готерив. В нем выделяется шесть стадий, соответствующих формированию основных структурно-формационных комплексов, разделенных перерывами и несогласиями: 1) поздний триас — тоар (или ранний аален), 2) поздний аален — ранний байос, 3) поздний байос — ранний келловей, 4) поздний келловей — ранний кимеридж, 5) титон — берриас, 6) валанжин — ранний готерив.

Поздний триас — тоар (или ранний аален) является началом интенсивного развития Крымского геосинклинального прогиба. На этой стадии сформировался мощный комплекс терригенных флишевых и флишoidных отложений таврической серии. Косвенные данные позволяют считать возможным присутствие в самых низах таврической серии также и песчано-известняковых образований среднего триаса. В составе таврической серии преобладают ритмично чередующиеся аргиллиты, песчаники и алевролиты. Реже встречаются толщи и пачки, состоящие в основном из глинистых пород, а также горизонты гравелитов, песчаников, конгломератов и глыб известняков. Спорадически в таврической серии развиты лавы спилито-кератофиров с подчиненным количеством

пирокластов, а также мелкие пластовые интрузии основного состава. Полная мощность таврической серии не определена. В бассейне верхнего течения р. Качи максимальная ее величина превышает, по данным электроразведки, 4000 м [8].

Таврическая серия обнажается в ядрах всех главных антиклинальных структур Горного Крыма — Качинского, Южнобережного и Туакского антиклинориев и составляет основание сопряженных с ними синклинориев (Западно-Крымского, Восточно-Крымского и Судакского). Для пород таврической серии характерно, что зоны их интенсивной и сложной дислоцированности нередко сопровождаются участками весьма спокойного, близкого к моноклинальному залегания слоев.

Позднетриасовую — лейасовую стадию структурного развития Горного Крыма следует рассматривать как период активного прогибания всей Крымской геосинклинали в целом. В ней в это время еще не произошло сколько-нибудь заметного обособления более частных прогибов и поднятий.

Поздний аален — ранний байос. Это стадия накопления преимущественно грубообломочных молассоидных и угленосных отложений, представленных битакской и бешуйской свитами. Отложения этих свит в Горном Крыму распространены ограниченно, обнажаются только на северной (битакская свита) и южной (бешуйская свита) окраинах Качинского антиклинория. На складчатых породах таврической серии они залегают с несогласием, что явилось следствием раннекеммерийских движений. Мощность битакской свиты 1500—2500 м, бешуйской свиты — более 1500 м. К позднему аалену — раннему байосу относится, по-видимому, начало дифференциации геосинклинали трого Горного Крыма на ряд прогибов и поднятий.

Поздний байос — ранний келловей ознаменовался возобновлением морского геосинклинали осадконакопления в разных частях Горного Крыма, но уже не в едином трого, а в четырех более или менее изолированных друг от друга прогибах: Западно-Крымском, Восточно-Крымском и Судакском, а также в Бахчисарайском, в котором ранее сформировалась битакская свита.

В течение позднего байоса в Бахчисарайском и Западно-Крымском прогибах накапливались вулканогенно-осадочные образования, представленные песчаниками, алевролитами и глинами с подчиненными лавами и лавобрекчиями диабазов, базальтовых порфиритов, а также их туфов и туфобрекчяников. Общая мощность верхнего байоса в Юго-Западном Крыму достигает 500 м, составляя в среднем 150—200 м. В Судакском прогибе на восточном погружении Туакского поднятия в верхнем байосе сформировался Карадагский вулканический комплекс, образованный переслаивающимися туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и лавами спилитов, кератоспилитов, андезитобазальтов и андезитов общей мощностью 700—750 м.

Батское осадконакопление во внутренней части Западно-Крымского прогиба сменило без перерыва позднебайосское и также постепенно перешло в раннекеелловейское. Сначала отложились флишоидные песчано-глинистые осадки нижнего бата мощностью 250—300 м, а затем однообразная толща глин с сидеритами верхнего бата (400—500 м) и нижнего келловей (250—300 м). В краевых частях прогиба наблюдается трансгрессивное залегание верхнебатских — нижнекеелловейских отложений на нижнебатских и более древних породах.

Тесная структурная и литологическая связь батских и нижнекеелловейских отложений характерна также и для восточной части Горного Крыма, где они представлены различными песчаниками, песчано-гли-

нистыми породами и глинами с сидеритами мощностью до 300—400 м (Судакский прогиб и восточная оконечность Туакского поднятия).

Самой примечательной особенностью позднебайосской — раннекелловейской стадии, на которой впервые проявили себя все главные внутренние прогибы и поднятия Крымской геосинклинали, следует считать активную вулканическую деятельность в ее начале. Важным событием этой стадии является также формирование крупнейших в Крыму несогласных тел габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров в районе Гурзуфа и Алушты [3].

Начиная с байоса стала заметной не только продольная, но и поперечная структурная зональность Крымской геосинклинали, предопределенная относительной приподнятостью ее центральной и западных частей по сравнению с восточной.

Поздний келловей — ранний кимеридж были главной стадией формирования наиболее характерных для Горного Крыма различных карбонатных и терригенных комплексов. Важной особенностью верхнекелловейского-нижнекимериджского осадочного комплекса, отличающегося исключительно большим литологическим разнообразием и очень резкой изменчивостью фаций и мощностей, является его отчетливо выраженное трансгрессивное залегание со скользящим изменением возраста основания комплекса. Максимум трансгрессии приходится на конец оксфорда.

В западной части Горного Крыма верхний келловей — нижний оксфорд представлен конгломератами, песчаниками и глинами невыдержанной мощности, а также органогенными и глинистыми известняками. Верхний оксфорд — нижний кимеридж образован в основном карбонатными породами. Наибольшая мощность верхнекелловейских — нижнекимериджских отложений составляет около 2500 м.

В центральной части Горного Крыма в составе верхнекелловейских — нижнеоксфордских отложений главная роль принадлежит конгломератам. Верхнеоксфордские — нижнекимериджские образования сложены песчаниками, органогенно-обломочными и глинистыми известняками. Общая мощность верхнекелловейских — нижнекимериджских отложений в разрезе горы Южная Демерджи достигает 1450 м.

В Восточно-Крымском прогибе, по его южному борту, отложения этого возраста представлены конгломератами и песчано-карбонатно-глинистыми породами непостоянной мощности (в среднем это первые сотни метров). Наиболее полный разрез преимущественно глинистых верхнекелловейских — нижнекимериджских отложений отмечается в Судакском прогибе (не менее 2000 м). По северному ограничению Судакского прогиба в верхнем келловее — оксфорде сформировались крупные рифовые массивы, фациально замещающиеся разновозрастными песчано-глинистыми отложениями.

Позднекелловейская — раннекимериджская стадия с полным основанием может считаться временем наибольшего «расцвета» Крымской геосинклинали, характеризовавшегося ее максимальной структурной дифференциацией и очень резко выраженной контрастностью тектонических движений.

Титон — берриас. Отличительной чертой этой стадии геосинклинального развития Крымской геосинклинали явилось широкое распространение флиша. Основной областью флишеобразования был Восточно-Крымский прогиб, в котором в течение титона — берриаса накопилась мощная (до 3000 м) толща терригенно-карбонатного флиша. В западном направлении флиш очень резко фациально замещается разновозрастной карбонатной толщей Караби-Яйлы.

В Западно-Крымском прогибе в титоне и берриасе кроме преобладающих здесь известняков местами (район Байдарской и Варнаутской долин) накапливались также карбонатно-глинистый флиш и конгломераты, замещающие известняки фациально.

Повсеместно в Горном Крыму титон-берриасовый комплекс залегает на подстилающих породах трансгрессивно и отделен от них перерывом, приходящимся на верхний кимеридж. Несогласие в основании титон-берриасового комплекса является главным для всего верхнеюрского разреза Горного Крыма.

Средний валанжин — ранний готерив по ряду особенностей можно считать переходной стадией от собственно геосинклинального к геоантиклинальному развитию. В это время в пределах Горного Крыма уже не накапливались такие осадки, которые можно было бы безоговорочно отнести к геосинклинальным. Вместе с тем прямая унаследованность главных валанжин-готеривских зон осадконакопления от таковых в титоне — берриасе и значительная мощность флишоподных образований среднего валанжина — нижнего готерива в Восточно-Крымском прогибе не дают основания рассматривать отложения этого возраста и как образования геоантиклинального или платформенного типов.

В это время в Горном Крыму накапливались пестрые по составу морские карбонатные и терригенно-глинистые осадки, часто имеющие флишоподный облик и содержащие глыбовые горизонты. Характер их залегания на подстилающих породах различен в осевых и краевых зонах прогибов: если в первых они сменяют осадки берриаса без перерыва, то во вторых отделены от них и более древних образований резким несогласием. Наиболее отчетливо это выражено в ряде мест центральной и западной частей Горного Крыма, где глины среднего валанжина — нижнего готерива заполняют неровности древнего эрозионного (предсредневаланжинского) рельефа.

Итак, на геосинклинальном этапе развития Горного Крыма можно выделить три эпохи повышенной тектонической активности: 1) поздний триас — лейас (интенсивное прогибание всего Крымского геосинклинального трога), 2) начало и середина средней юры (раннекимерийская складчатость и байосский вулканизм), 3) середина и конец поздней юры (максимальная структурная дифференциация Крымского геосинклинального прогиба и наибольшая контрастность тектонических движений внутри его).

Геоантиклинальный этап развития Горного Крыма, начавшийся в позднем готериве и завершившийся перед олигоценом, представляет собой своеобразный период его геологической истории. На этом этапе его территория превратилась в область весьма устойчивого, но мало-контрастного воздымания, сопровождавшегося периодическими слабыми опусканиями (преимущественно ее окраинных частей). По характеру тектонических движений это развитие больше всего соответствует геоантиклинальному режиму.

Геоантиклинальный этап развития Горного Крыма может быть разделен на несколько главных стадий: 1) поздний готерив — ранний баррем, 2) поздний баррем — ранний альб, 3) средний альб — палеоцен, 4) эоцен.

Поздний готерив — ранний баррем. На этой стадии значительная часть территории Горного Крыма была занята неглубоким морским бассейном, во внутренних частях которого накопилась толща глин с горизонтами песчаников и известняков, а в краевых зонах — конгломераты, пески, песчаники и известняки [5, 9]. Мощность этих

отложений не превышает первых сотен метров, а в среднем составляет десятки метров. В осевых зонах прогибов отложения верхнего готерива — нижнего баррема сменяют подстилающие породы без сколько-нибудь заметного перерыва, трансгрессивно переходя в северном направлении на более древние образования.

Поздний баррем — ранний альб — время расширения площади морского осадконакопления в Горном Крыму (отложение преимущественно однообразных глин с сидеритами и, реже, с прослоями песчаников). Сохранившаяся от размыва их мощность редко превышает 120—150 м.

Средний альб — палеоцен. В течение среднего и позднего альба слабое прогибание в области предгорий (значительная часть современного Горного Крыма в это время, по-видимому, оставалась сушей) привело к формированию здесь трансгрессивно залегающих мелководно-прибрежных песчаников и песчано-глинистых отложений мощностью в несколько десятков метров. Только в самой восточной части Горного Крыма (район Феодосии) накапливались более глубоководные глины альба. В сеномане — палеоцене произошло постепенное расширение геоантиклинали Горного Крыма и накопление по его окраине однообразной толщи мергелей и органогенных известняков, реже — песчаников, песчаных и глинистых мергелей, мощность которых (в среднем 200—300 м) существенно возрастает в сторону Равнинного Крыма. Внутри сеноман-палеоценового комплекса имеется несколько незначительных перерывов, из которых наиболее заметен предсантонский.

Эоцен — эпоха крупной трансгрессии, достигшей максимума в позднеэоценовое время, когда сушей оставалась лишь центральная часть Крымской геоантиклинали. Общая мощность эоценовых нуммулитовых известняков, мергелей и карбонатных глин 250—300 м.

Таким образом, в течение геоантиклинального этапа развития Горного Крыма происходило последовательное, хотя и неравномерное, разрастание в его пределах общей площади слабо приподнятой суши.

На орогенном этапе, начавшемся в олигоцене — нижнем миоцене, произошло сводовое орогенное поднятие Горного Крыма. Оно было достаточно сложным и неоднократно прерывалось более или менее значительными опусканиями (в среднем миоцене — нижнем сармате, в среднем эоценосе, в понте). Одновременно с ростом Крымского мегантиклинория происходило формирование сопряженного с ним Индоло-Кубанского краевого и Керченско-Таманского поперечного прогибов. На орогенном этапе (после понтического века) произошло погружение по ступенчатой системе сбросов южной половины Крымского мегантиклинория, занятой в настоящее время морем.

Западный Кавказ

В отличие от Горного Крыма альпийская геосинклиналь западной части Большого Кавказа располагается на герцинском складчатом основании. Кроме того, на Западном Кавказе не проявился геоантиклинальный этап и его альпийское геосинклинальное развитие непосредственно сменилось орогенным. Различия в развитии этих двух регионов выразились также в хронологическом несовпадении главных этапов их геосинклинального развития.

В триасе на большей части Западного Кавказа геосинклинальные условия осадконакопления отсутствовали. Песчано-глинистые отложения триаса геосинклинального типа известны лишь на южном склоне

Большого Кавказа [7]. Начало геосинклинального альпийского развития Западного Кавказа в целом относится к раннему лейасу, отложение которого залегают на подстилающих образованиях несогласно [2].

В течение лейаса — аалена в западной части геосинклинали Большого Кавказа накопился мощный комплекс морских терригенно-глинистых и вулканогенных пород от кислого до основного состава. В байосе здесь возникли два прогиба: северный, заполнявшийся песчано-глинистыми отложениями, и южный, в котором преимущественно накапливались мощные (до 3000 м) вулканогенные образования. К концу бата произошло замыкание геосинклинали западной части Большого Кавказа (кроме ее южной части), сопровождавшееся складчатостью и интрузиями гранитоидов.

Верхнеюрские отложения повсюду на Западном Кавказе залегают с несогласием. Лишь в прогибе южного склона имеется, возможно, непрерывный разрез юрских и более молодых отложений (до эоцена включительно). Здесь келловей и оксфорд представлены флишеподобными песчано-глинистыми породами, а кимеридж и титон, нижний и верхний мел, палеоцен и эоцен — терригенно-карбонатным и карбонатным флишем. В прогибе северного склона в это же время накапливались преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. Разрез их также практически единый и лишь местами в нем наблюдаются незначительные стратиграфические перерывы. В эоцене геосинклинальное развитие Западного Кавказа завершается. Начиная с олигоцена он вступает в орогенный этап.

Таким образом, по сравнению с Горным Крымом Западный Кавказ отличается значительно более продолжительным, устойчивым и непрерывным геосинклинальным развитием.

Восточная часть Балканского хребта

В восточной части Балканского хребта (Стара-Планины) триасовые отложения являются, как и в Горном Крыму, наиболее древними породами, выходящими на дневную поверхность (район г. Котел). Они представлены тектонически сильно нарушенным тонкоритмичным карбонатно-терригенным флишем норийского возраста [4]. Флишевый прогиб был ограничен с севера Мизийской плитой, в пределах которой одновременно с флишем накапливались прибрежно-морские и лагунно-континентальные отложения. Южной границей распространения флиша служит Аврамово-Зайчевский разлом, к югу от которого известны лишь известняковые отложения верхнего триаса.

В раннеюрское время флишевое осадконакопление на территории Восточной Стара-Планины сменилось карбонатным. После интенсивных поднятий конца ранней юры аален-раннебайосский прогиб в целом унаследовал положение раннеюрского, но был более глубоким. В нем накопились терригенные флишеидные отложения с мощными горизонтами глыб, пакетов и блоков пород триасового и раннеюрского возраста.

В конце позднего байоса в Восточной Стара-Планине образовался широкий, слабо расчлененный прогиб, в котором отложился маломощный карбонатный комплекс верхней юры.

В титонском веке в пределах Восточной Стара-Планины после кратковременных, но интенсивных поднятий возник флишевый прогиб [6]. В берриасе и валанжине он сместился в северном направлении (в Предбалканье), где в готериве, барреме и апте отлагались карбонатно-терригенные формации. После поднятий в позднем апте и альбе

Восточная Стара-Планина вновь испытывает умеренное и слабо дифференцированное прогибание в течение большей части верхнемеловой эпохи.

С конца позднего мела и до среднего эоцена включительно в прогибе Восточной Стара-Планины накапливался карбонатно-терригенный флиш. К югу от позднемелового флишевого прогиба и в целом одновременно с ним формировался вулканогенно-осадочный комплекс Восточного Среднегорья, в составе которого важная роль принадлежит лавам и пирокластам андезитового состава.

Поднятия, начавшиеся в конце среднего эоцена, привели к замыканию флишевого прогиба и к смещению главной области осадконакопления в северо-восточную часть Болгарии. Главная складчатость в Восточной Стара-Планине имеет предверхнеэоценовый возраст [10]. К началу олигоцена Восточная Стара-Планина вступила в орогенный этап развития.

По сравнению с Горным Крымом и с Западным Кавказом типичное геосинклинальное развитие Восточной части Балканского хребта в мезозое и раннем кайнозое было как бы рассредоточено во времени. Ему соответствовали три эпохи флишенакпления (в позднем триасе, титоне и позднем мелу — эоцене), разделенные периодами значительно более спокойных мало контрастных тектонических движений. «Вспышки» активного геосинклинального развития были здесь, кроме того, весьма ограничены пространственно: они проявлялись в образовании срав-

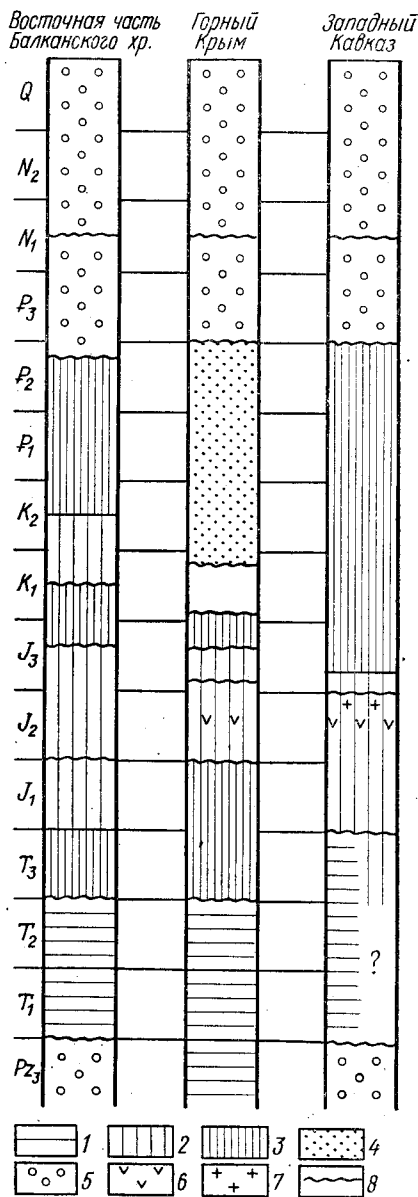


Схема структурной эволюции Горного Крыма, Западного Кавказа и восточной части Балканского хребта: 1—2 — этапы (1 — платформенный, 2 — геосинклинальный); 3 — эпохи геосинклинального этапа, характеризующиеся интенсивным прогибанием (формированием флишевых прогибов); 4—5 — этапы (4 — геантиклинальный, 5 — орогенный); 6 — вулканизм основного и среднего состава и связанные с ним интрузии; 7 — гранитоидный магматизм; 8 — основные перерывы и несогласия

нительно узких прогибов, разделенных тектонически более пассивными участками. В отличие от Горного Крыма и Западного Кавказа, во всей альпийской истории Восточной Стара-Планины совершенно отсутствовали какие-либо магматические проявления, хотя с юга к ней непосредственно примыкала зона Восточного Среднегорья с интенсивным развитием позднемелового вулканизма.

Заключение

Все рассмотренные складчатые системы имеют несомненные черты сходства развития в течение мезозоя и кайнозоя. Главными из них можно считать близкое совпадение во времени начала геосинклинального и орогенного этапов, большое сходство некоторых формационных комплексов, а также определенную хронологическую согласованность в проявлении отдельных этапов структурного развития этих систем (рисунок).

В то же время каждая из них отличается своеобразием структурной эволюции и наделена особенностями тектонической истории, не повторяющимися в других системах. Эти особенности обусловлены разной интенсивностью, продолжительностью и характером проявления геосинклинального процесса. В одном случае это устойчивое и длительное геосинклинальное прогибание в течение почти всего доорогенного альпийского развития с активным вулканизмом (Западный Кавказ), в другом — интенсивные опускания с магматическими проявлениями, но значительно меньшей продолжительности, сменившиеся проаантиклинальным режимом (Горный Крым), в третьем — разобщенное во времени и в пространстве геосинклинальное прогибание, полностью лишенное признаков магматизма (Восточная часть Балканского хребта).

Итак, рассмотренные соседние складчатые системы северной ветви Альпийской складчатой области обнаруживают в своей структурной эволюции наряду с определенным сходством также и значительные различия. Каждая из рассмотренных систем, развиваясь в целом в соответствии с общими для этой части Альпийской складчатой области закономерностями ее тектонической истории в мезозое и кайнозое, проявляла вместе с тем определенную самостоятельность и своеобразие. Можно сказать, что эти системы формировались в единых главных хронологических рамках и по единой эволюционной схеме, но каждая по-своему.

Различия в развитии Горного Крыма, Западного Кавказа и восточной части Балканского хребта свидетельствуют об отсутствии прямых тектонических связей между ними и о важной роли разделяющих их структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2, с. 81—103.
2. Геология Большого Кавказа. М., 1976, 263 с. 3. Кравченко С. М., Лебединский В. И. Изверженные породы интрузивных массивов. — В кн.: Геол. СССР, т. 8. Крым. М., 1969, с. 325—340. 4. Кънчев И., Енчева М. Върху възраста на черния флиш от Лудокамчийския дял на Източна Стара Планина. — В кн.: Сп. Бълг. геол. д-во, т. 28, кн. 3. София, 1967, с. 363—367. 5. Лычагин Г. А. Стратиграфия нижнего отдела меловой системы. — В кн.: Геол. СССР, т. 8. Крым. М., 1969, с. 155—178.
6. Начев И. К. Геологическое развитие Балканской области в мезозое и кайнозое. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 4, с. 40—53. 7. Славин В. И. Южный склон Большого Кавказа. — В кн.: Стратиграфия СССР, триасовая система. М., 1973, с. 115—145. 8. Хмелевской В. К., Кузьмина Э. Н. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1967, № 1, с. 119—122. 9. Цейслер В. М. Новые данные по стратиграфии и распространению нижнемеловых отложений в Юго-Западном Крыму. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1959, № 3, с. 19—30. 10. Bončev E. The post-lutetian turning point in the Evolution of the Balkanide mobile area. — Geol. Balkanica, 1978, vol. 8, N 3, p. 25—36.