

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ

Карадагский природный заповедник

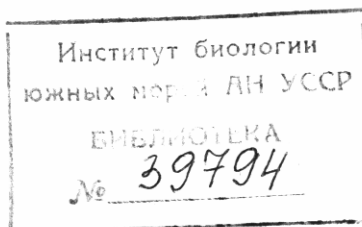
ПРОВ 2020

КАРАДАГ

ИСТОРИЯ•ГЕОЛОГИЯ•БОТАНИКА•ЗООЛОГИЯ

*Сборник научных трудов, посвященный 90-летию
Карадагской научной станции им. Т. И. Вяземского
и 25-летию Карадагского природного заповедника
НАН Украины*

Книга 1-я



Симферополь
СОНАТ
2004

Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма

В. С. Милеев¹, Е. Ю. Барабошкин¹, С. Б. Розанов¹, М. А. Рогов²

¹Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

Положение и строение палеовулкана Карадаг необходимо рассматривать в контексте строения и развития Горного Крыма в целом.

Сложнодислоцированные отложения, слагающие Горный Крым, обнажаются на юге Крымского полуострова, северную часть которого занимает молодая Скифская плита. Последняя достаточно хорошо изучена по данным геофизики и бурения, а строение дислоцированного комплекса до сих пор вызывает дискуссии. Многие исследователи до сих пор придерживаются представлений о сравнительно простой структуре этого комплекса, выработанной еще в 50—60-е годы М. В. Муратовым и его сотрудниками (Геология СССР, 1969; Муратов, 1973), согласно которой на сложноскладчатых породах поздне триасово-нижнеюрской флишевой таврической серии, слагающей антиклинории, с резким несогласием залегают среднеюрские угленосные и вулканогенные породы, перекрываемые с незначительным несогласием верхнеюрскими глинисто-конгломератово-карбонатными отложениями, которые образуют простые синклинальные формы — синклинории. Становлению и сохранению до сих пор этой концепции способствовали нормальная стратиграфическая последовательность указанных комплексов, труднодоступность и слабая обнаженность их контактов.

Однако еще К. К. Фохт, а позднее и А. С. Моисеев отмечали наличие надвигов в таврической серии и срывы в основании средней юры. Но даже в период господствования представлений о примате вертикальных тектонических движений при формировании структуры Крыма, Г. А. Лычагин, один из соавторов М. В. Муратова (Геология СССР, 1969), описывая структуру Качинского антиклинория, констатировал некоторое надвигание Качинского антиклинория на Юго-Западный синклинорий. Проблему покровного строения нижнего комплекса подняли Н. В. Короновский и В. С. Милеев (1974) и установили в бассейне р. Бодрак тектоническое сближение фаций глубоководной таврической и шельфовой эскиординской серий по киммерийскому покрову. В дальнейшем надвиги и покровы в нижнем комплексе описывали В. С. Заика-Новацкий с соавторами (1985), Л. В. Дегтярева с соавторами (1985) и др. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений поставила вопрос И. Г. Щерба (1978). Все эти исследователи считали, что перемещение покровов в Крыму происходило с севера на юг.

В 80-е годы Ю. В. Казанцев (1982), исходя из центробежной тенденции формирования Альпийского складчатого пояса в целом, высказал более радикальные покровные представления с шарьированием в байкальскую,

герцинскую, киммерийскую и раннеальпийскую эпохи с перемещениями аллохтонов с юга на север. Позднее аналогичную точку зрения в отношении направления альпийского шарьирования верхнеюрского комплекса высказал В. В. Юдин (1995, 2001). Надо отметить, что раннемеловая геологическая история, хорошо известная в Крыму, не оставляет места для таких катаклизмов.

В 90-годы авторы (Милеев и др., 1994, 1995, 1997а, б, 1998а, б, 1999) показали, что, кроме триасово-среднеюрских образований, и верхнекиммериджско-нижнеберриасские имеют аллохтонную структурную природу, причем шарьирование, в соответствии с направлением вергентности, шло в южном-юго-восточном направлении.

Стратиграфические и интрузивные комплексы. В настоящее время авторам (Милеев и др., 1989; 1995; Геологическое строение..., 1989б) представляется, что в строении триасово-нижнеберриасского *горно-крымского комплекса* должны выделяться пять серий:

1. Ранне(?)-среднетриасово-среднеюрская шельфовая глинисто-терригенная *эскиординская серия*.

2. Позднетриасово-среднеюрская глубоководная флишевая *таврическая серия*.

3. Позднебайосская островодужная известково-щелочная в основном андезибазальтовая *карадагская серия*.

4. Батско-киммериджская склоново-шельфовая известняково-глинисто-песчаная *судакская серия*.

5. Титонско-раннеберриасская крайне мелководная (до 50 м) *яйлинская серия*, представленная карбонатной (рифовые, шлейфовые и зарифовые фации карбонатной платформы), конгломератовой и ритмичной карбонатно-терригенной толщами, фацально замещающими одна другую.

Мощности каждой из серий пока не поддаются точному определению, но заведомо превышают несколько сотен метров. Породы нижних серий прорываются среднеюрскими плутонами микродиоритов и диоритов *интрузивного первомайско-аюдагского комплекса*, а карадагской серии — базальтовыми, андезибазальтовыми телами *субвулканического бодракского комплекса*, образующими совместно *бодракско-карадагскую вулканическую ассоциацию* на западе и *карадагскую ассоциацию*, включающую андезиты, дациты и риолиты на востоке, в Карадагском вулканическом массиве (Геологическое строение..., 1989а).

Тектоническая структура. В тектоническом отношении в Горном Крыму выделяются Горно-Крымская структурная зона, занимающая почти всю площадь региона, и Лозовская зона смятия, локально распространенная на севере.

Горно - Крымская зона по вертикали сложена тремя структурными единицами (рис. 1).

Нижняя структурная единица — автохтон на современном эрозионном срезе обнажается в днищах и нижних частях склонов долин рек и ручьев Крымских гор. В строении нижней единицы участвуют преимущественно флишевые отложения таврической серии в проксимальных и дистальных фациях, и, в меньшей степени, песчано-глинистые породы эскиординской серии. Тектоническая структура единицы представляет собой совокупность многочисленных дигитаций, разделенных относительно круты-

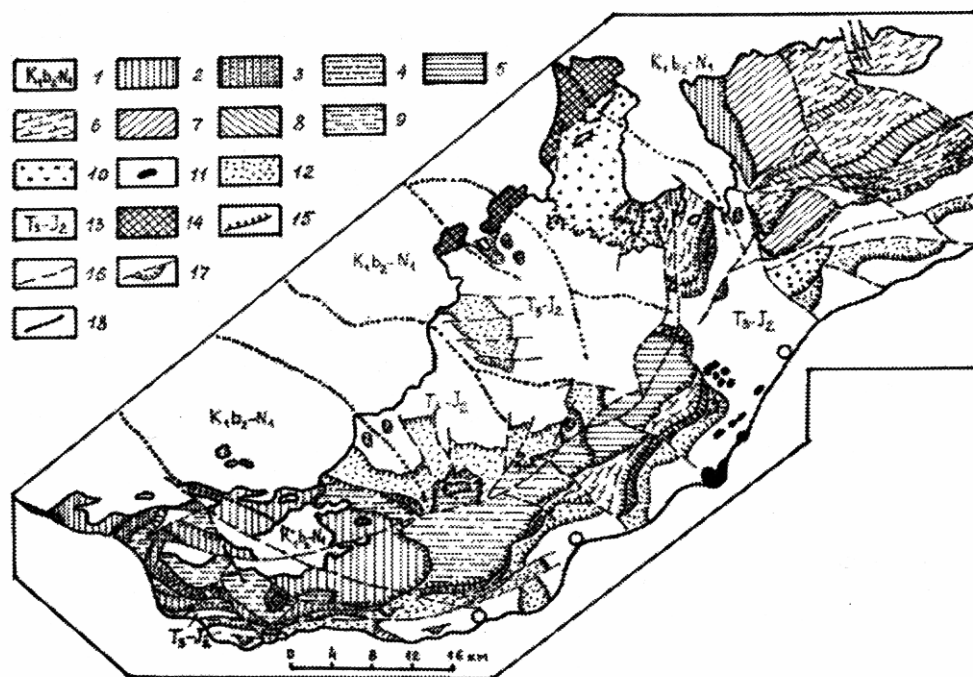


Рис. 1. Тектоническая схема Юго-Западного и Центрального секторов Горного Крыма.

1 — платформенный чехол Скифской плиты, представленный меловыми, палеогеновыми и миоценовыми отложениями; 2—14 — киммерийский горно-крымский структурный комплекс: 2—13 — Горно-Крымская структурная зона: 2—10 — верхняя структурная единица, представленная дигитациями, сложенными титонско-нижнеберриаскими, частично киммериджскими, отложениями: 2 — карбонатными, 3 — переслаиванием пудинговых известняков и конгломератов, 4 — тектоническое переслаивание (дуплексы) известняков и мергелей, 5 — мергелями, 6—8 — ритмичными карбонатно-терригенными отложениями: 6 — с преобладанием карбонатных, 7 — с преобладанием терригенных, 8 — псевдоединные карбонатные — результат тектонического сшивания карбонатных прослоев; 9—10 — терригенными: 9 — преимущественно песчано-глинистыми, 10 — преимущественно песчано-конгломератовыми; 11—12 — средняя структурная единица: 11 — среднеюрские интрузивы, 12 — преимущественно образования эскиординской и карадагской серий, расчлененные и смятые в складки; 13 — нижняя структурная единица — преимущественно флиш таврической серии, расчлененный и смятый в складки; 14 — Лозовская зона смятия — мегамеланж, представленный преимущественно эскиординскими и карадагскими кластолитами и экзотическими глыбами; 15 — надвиги и покровы; 16 — взбросы, сбросы и сдвиги; 17 — тектонические отторженцы карбонатных пород; 18 — граница меловых отложений ($K_1, b_2 - N_1$)

ми (с углами падения $45\text{--}60^\circ$ в северных румбах) надвигами. В самих дигитациях чаще всего наблюдаются крутые ($50\text{--}80^\circ$), находящиеся в прямом и опрокинутом залегании, протяженные моноклинали северного падения. Реже отмечаются участки аномальной ориентировки, в которых дигитации и слоистость в них погружаются в северо-восточном направлении. Протяженность моноклиналей и, следовательно, мощность дигитаций составляет сотни метров. Крутые протяженные моноклинали в прямом и опрокинутом залегании свидетельствуют о том, что расчешуиванию предшествовало складкообразование, и дезинтеграции подверглись крупные складчатые структуры южной вергентности. Реже встречаются зоны мелкой складчатости шириной $100\text{--}400$ м. Последние, как правило, часто приурочены к молодым, посткиммерийским, разломам. Таким образом, нижняя единица является парааллохтом с четко выраженной южной вергентностью.

Вторая структурная единица слагает верхние части склонов и вершины в южной части Второй гряды, а также основание склонов яйлы Крымских гор, и представлена в основном песчано-глинистыми, в том числе угленосными, отложениями эскиординской серии, среди которых иногда встречаются и таврические отложения в проксимальных фациях, а также вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями карадагской серии. Структура этой единицы аналогична структуре нижней единицы. Необходимо отметить, что при этих условиях крутая слоистость в нижней и средней единицах утыкаются в разграничивающую их практически горизонтальную поверхность покрова, маркирующуюся конформными ей линзовидными телами существенно кварцевых (высокозрелых) песчаников и гравелитов, характеризующихся более высокой степенью метаморфических преобразований — инкорпорационный и микростилолитовый типы цементации. В целом внутренняя структура дигитаций второй единицы изучена слабее, благодаря худшей обнаженности и большей труднодоступности. Надо отметить различия в составе, мощности и в возрастном диапазоне толщ в средней структурной единице в Западном и Центральном секторах Горного Крыма и на востоке, в Судакском секторе. На западе и в центре видимые разрезы имеют меньшие мощности, а возраст отложений составлял от раннего(?) — среднего триаса до раннего байоса, а на востоке — мощный разрез от позднего байоса до кимериджа (рис. 2).

Определение амплитуд надвигов и покровов в обеих единицах затруднено из-за близости составов отдельных дигитаций, отсутствия маркирующих горизонтов и недостаточной обнаженности.

Третья, верхняя, структурная единица образует вершины яйлы и сложена отложениями титона — нижнего берриаса яйлинской серии. Аллохтонный характер залегания этой единицы на подстилающих второй и первой особенно очевиден на перспективных аэрофотоснимках западного склона Чатырдага, на которых видно, что слоистость в верхнеюрских породах с крутыми углами ($50\text{--}70^\circ$) утыкается в их подошву.

Благодаря лучшей обнаженности и большей контрастности входящих в ее состав отложений (конгломераты, песчаники, рифогенные и шлейфовые известняки, мергели и ритмичнослоистые карбонатно-терригенные отложения), ее строение изучено более детально, а выделение дигитаций проведено более надежно и полно. Здесь установлено более 12 дигитаций, надвинутых друг на друга с северо-запада на юго-восток. Каждая из

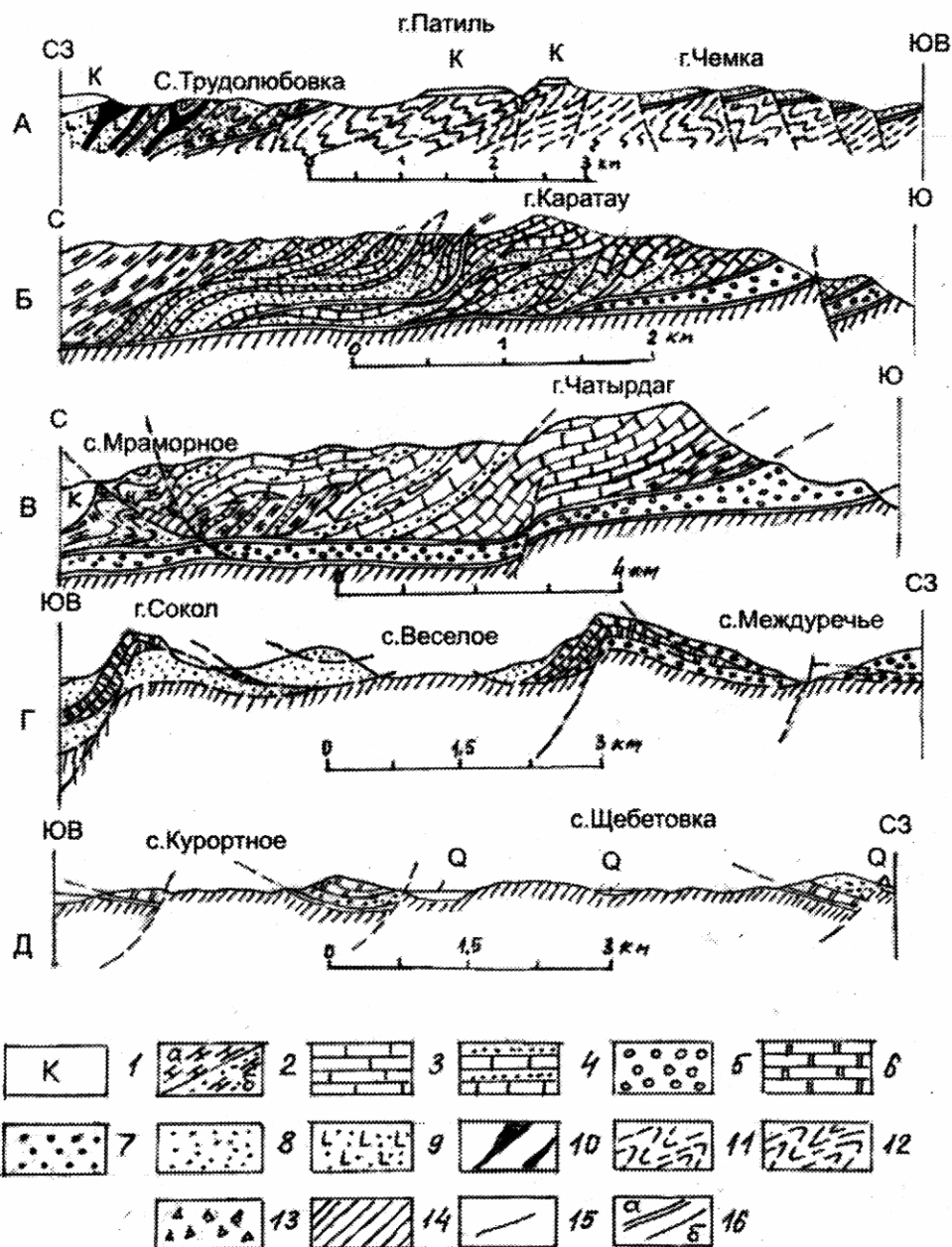


Рис. 2. Схематические геологические разрезы:

А — долина р.Бодрак, Б — западная часть Караби-яйлы, В — Чатырдаг, Г — с.Междуречье — г.Сокол, Д — с.Щебетовка — с.Курортное. 1 — меловые отложения; 2—5 — яйлинская серия, толщи: 2 — верхнетитонские (а — карбонатная, б — карбонатно-терригенная),

3 — псевдомонотонная карбонатная толща — продукт тектонического сшивания известняков, 4 — карбонатно-терригенная нижнего-среднего титона, 4 — кимериджская (?) терригенно-карбонатная, 5 — конгломератовая; 6—8 — судакская серия: 6 — оксфордские известняки, 7 — келловейские конгломераты, 8 — келловейские глины и песчаники; 9—10 — карадагская серия: 9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 10 — позднебайосские субвулканические образования; 11 — флиш таврической серии; 12 — терригенно-глинистая эскиординская серия; 13 — меланж, преимущественно эскиординской серии; 14 — триасово-среднеюрские отложения, не расчлененные в Западном и Центральном секторах, таврическая серия — в Судакском секторе; 15 — геологические границы; 16 — разрывные нарушения (а — крупные, б — мелкие)

них сложена определенным типом отложений, но не вызывает сомнения, что сами они состоят из ряда тектонических пластин. Отметим, что самая нижняя и самая верхняя дигитации сложены прибрежными отложениями (конгломератами) обоих бортов бассейна, а средние — более глубоководными. Это придает аллохтону определенную симметричность строения, причем в нижней половине структурной единицы наблюдается прямая тектоническая стратификация дигитаций, от сложенных прибрежными конгломератовыми фациями в основании к более глубоководным ритмичным карбонатно-терригенным и карбонатным, а в верхней — обратная (своеобразная дивертикуляция).

Для большинства дигитаций внутренняя структура является моноклиальной. Дигитации, сложенные плитчатыми шлейфовыми известняками и флишоидными карбонатно-терригенными породами, в ряде случаев (Долгоруковская яйла) смяты в простые изометричные складки с углами падения на крыльях 5—25°, причем в этих складках участвуют и сами покровы.

В лобовых частях дигитаций местами установлены чешуйчатые структуры (imbricate structure), образующие псевдомоноклинали, аналогичные таковым во фронтальной части Мойнского надвига Шотландии (Хопгут, 1991). Эта интересная, но не уникальная особенность аллохтона яйлы, ведет в чешуйчатых структурах к тектоническому сшиванию карбонатных прослоев в толще ритмичного переслаивания терригенных и карбонатных пород, приводящему к образованию, на первый взгляд, единых однородных по составу мощных карбонатных толщ. Установлено, что в результате ундуляции поверхностей сместителей покровов по простиранию в зонах их положительных кульминаций в чешуйчатых структурах происходит тектоническое сшивание верхних — карбонатных — частей ритмов толщи. В пределах яйлы в результате тектонического сшивания шлейфовых известняков образуются мощные однородные по составу толщи, в том числе слагающие обрывы (эскарп) яйлы. С этим явлением связан квестовый рельеф на поверхностях всех плато центрального сегмента Горного Крыма. Причем мелкие квестовые гряды имеют небольшую протяженность, иногда значительные превышения, и располагаются кулисообразно друг к другу. Вероятно, и нижние мелкообломочные терригенные элементы ритмов имеют аналогичное «однородное» строение на участках отрицательных кульминаций. При этом наблюдается по простиранию клиновидное «внедрение» постепенно взаимно истоняющихся пластов одних пород в другие (восточный склон Северной Демержи, западный склон гор Каратау — Белая). Надо заметить, что это явление проявляется в различных масштабах. Эти

соотношения ранее во всех случаях принимались за фациальные переходы, которые в принципе имеют место.

Подтверждением того, что «мощные карбонатные толщи» являются результатом мультикратного тектонического повторения разреза, служат, с одной стороны, стратиграфические данные по одинаковой повторяемости в ряде случаев различных типов органогенных известняков как в ритмичнослоистых толщах и в «карбонатных»; а, с другой, — скорость накопления карбонатных пород. Если принять карбонатные разрезы за первично непрерывные, то допущение о естественной непрерывности нашего крайне мелководного платформенного разреза дает скорости осадконакопления на один-два порядка более высокие, чем это установлено для других аналогичных бассейнов.

Существенным аргументом в пользу покровного строения яйлы является наличие клина таврических и вулканогенных верхнебайосских пород на поверхности плато яйлы, находящегося выше верхнеюрской дигитации тектонического переслаивания известняков и мергелей и «перекрываемых» пластиной закарстованных известняков в районе горы Ат-Баш.

Общей чертой всех структурных единиц является южная вергентность складок и надвигов. Исключение представляет известный с работ А. С. Моисеева надвиг северной вергентности на северном склоне массива Чатырдаг, по которому верхнеюрские породы надвинуты на альбские — ретрошарьяж, по В. В. Юдину. Поскольку поверхность верхнеюрского покрова на юге почти на 400 м выше, чем на севере, можно предполагать его неотектоническую гравитационную природу с постумными перемещениями к северу на этапе альпийского дейтероорогенеза.

Другой общей чертой этих покровов является слабая тектоническая переработка горных пород в их зонах. Этим регион резко выделяется из областей шарьяжного строения, где породы в связи с покровообразованием испытывают интенсивное меланжирование, расщепление и динамометаморфизм. Здесь эти процессы также проявлены, но несравненно в меньших масштабах.

Лозовская зона смятия субширотного простирается с севера ограничивает Горно-Крымскую структурную зону и резко отличается от нее стилем строения. Граничат обе зоны по продольным крупным субвертикальным разломам, неоднократно обновлявшимся в последующем. Обнажена она фрагментарно лишь в долинах рек М. и Б. Салгира, Альмы и Бодрака, перекрываясь на севере отложениями платформенного чехла Скифской плиты, под которыми на нее надвинуты метаморфиты фундамента Симферопольского поднятия (Юдин, 1995). В ее строении участвуют, главным образом, терригенно-глинистые отложения эскиординской и, в меньшей степени, флиш таврической серий (главным образом, в проксимальных фациях). Однако основным отличием является наиболее широкое распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород карадагской серии и образований бодракского субвулканического комплекса, а также среднеюрских диоритовых интрузивов аюдаг-первомайского комплекса (Геологическое строение ..., 1989а)¹. В тектоническом отношении в ней могут быть выделены две подзоны.

¹Аналогичные магматические образования развиты и на южном берегу Горного Крыма. Однако не ясна их природа. Возможно, они находятся в аллохтоне, перемещенном с севера, из Лозовской зоны, но не исключено и то, что они являются продуктами самостоятельной внутрибассейновой субдукции.

Южная подзона представляет собой структуру мегамеланжа, в которой эллипсоидальные блоки размером в десятки — сотни метров слабодислоцированных пород перечисленных серий с фрагментами внутренней складчатой структуры, обтекаются рассланцовой, существенно глинистой, слабо серицитизированной, хлоритизированной массой, включающей оглаженные обломки пород всех серий.

Мощности этих зон составляют от первых метров до десятка. Такое строение обуславливает мегасвиловую структуру подзоны, погружающуюся в северных румбах под углами от 45° до 90° . На границе с Горно-Крымской зоной выделяется более мощная (до 200-300 м) зона меланжа, в которую включены экзотические глыбы известняков каменноугольного, пермского, юрского и раннемелового возраста. Последние были захвачены при ремобилизации зоны в последующем. В бассейне р. Салгир таких зон меланжа выделено четыре. Вероятно, нижние зоны меланжа связаны с базальным срывом киммерийского дислоцированного комплекса с герцинского фундамента, в который включены отторженцы докиммерийского автохтона (фундамента) — экзотические глыбы.

Северная подзона рассланцована в меньшей степени и сложена терригенными породами битакской свиты эскиординской серии — образованиями задугового бассейна, залегающими почти вертикально. Для Лозовской зоны характерна также слабая южная вергентность, но выраженная слабее, чем в Горно-Крымской зоне.

Наконец, необходимо отметить поперечную структуру — меридиональный Салги́ро-Октябрьский разлом (а точнее, зону разлома), выделенный Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским (1973), как магнеподводящую зону, контролирующую размещение среднеюрских магматитов. В этой зоне происходит и изменение простираций структур в верхней структурной единице с субширотного на меридиональное (массив Чатырдаг, западная часть Долгоруковской яйлы) как результат левосдвигового смещения. Все это дает основание рассматривать данную зону как киммерийскую трансформу, обрывающую и смещающую на востоке Лозовскую зону к северу (под платформенным чехлом) и обновлявшуюся, вероятно, неоднократно в дальнейшем.

Особенности строения покровных зон. Для всего Горного Крыма характерен стиль покровной тектоники, выражающийся в слабой тектонической переработке пород в зонах разломов, даже крупных, и простой внутренней структуре дигитаций.

В двух нижних структурных единицах Горно-Крымской зоны покровы и надвиги, разделяющие отдельные дигитации, выражены зонами рассланцевания и меланжа и астратиграфическими линзами высокостарых (кварцевых) пород — продуктами флюидо-тектонической переработки.

В верхней структурной единице покровы и надвиги выражены несколько иначе и разнообразнее, особенно в карбонатных породах: 1) зоны брекчирования, меланжирования и милонитизации; 2) сгущения послойной трещиноватости; 3) разнообразными кальцитовыми жилами — мультислоистыми отрывного типа; зоны меланжирования свилевого строения, в которых ориентированные эллипсоидальные обломки соединены пленочным кальцитовым матриксом; разнообразным шестоватым кальцитом. Кальцит в жилах, приуроченных к поверхностям покровов, претерпевает сложную эволюцию с чередо-

ванием конструктивных (кристаллизация или перекристаллизация) и деструктивных (катаклиз) фаз с образованием прогрессивных и регрессивных рядов деформации; 4) контакт, разделяющий дигитации карбонатного и терригенного составов без переходных разностей — на контакте карбонатные брекчии с тонкозернистым кварцевым алевролитовым матриксом с карбонатным цементом, в которых, по мере удаления вверх от контакта, многочисленные мелкие неориентированные обломки известняков укрупняются и выстраиваются в будинированные пласты с уменьшением количества матрикса между ними до его полного исчезновения.

Надо отметить, что карбонатные брекчии иногда слагают псевдонептунические, флюидокластические дайки, рассекающие известняки от контакта вверх по разрезу дигитаций. Так, на Караби-яйле такие дайки имеют мощность до 150 м при протяженности от контакта до 700—1400 м.

Оценка величины деформации дигитаций проведена в третьей структурной единице на Долгоруковской яйле, где наблюдаются изометричные концентрические складки, в строении которых участвуют и покровы. Исследование показало, что степень деформации дигитаций возрастает от тыловых частей к фронтальным с $-0,07$ до $-0,2$. Во фронтальной части дигитации, в пределах чешуйчатой структуры, образующей псевдомоноклинальную зону (2 км к северу от Букового кордона), величина сокращения достигает $-0,47$ (Милеев и др., 1998б). Вероятно, усиление деформаций сокращения в южном направлении, в направлении перемещения покровов (вопреки действию сил гравитации, т. к. это — компрессионные антигравитационные покровы), связано с наличием на юге препятствия. Отметим, что в гравитационных Гельветских покровах Альп, по данным Д. Дерни и Дж. Рамсея (1976), наблюдаются обратные закономерности — деформации более интенсивны в корневых частях дигитаций и слабее — во фронтальных.

Механизмы шарьирования. Надвиги в нижней и средней структурных единицах формировались при субдукции коры Таврического бассейна под Скифию коллизии последней со Скифией, видимо, в еще не до конца литифицированных осадках, о чем свидетельствует отсутствие кливажа, в процессе формирования аккреционной призмы. Слабая переработка пород на контактах покровов и малая деформированность аллохтонов могут быть объяснены флюидно-тектоническим механизмом их образования. Шарьирование второй и третьей единиц, вероятно, происходило на флюидной подушке при сверхвысоких внутрипластовых давлениях, превосходивших литостатическую нагрузку на этих глубинах. Теоретические основы реализации такого механизма рассмотрены ранее (Файф и др., 1981). Известны и примеры подобных покровов в Канадских Кордильерах, Южном Каратау Казахстана и в других регионах. Благодаря этому, аллохтон, поддерживаемый флюидом, перемещался почти без трения. Тем не менее при этом в зоне разлома образуются в небольшом количестве брекчии, а течение флюида при перемещении аллохтона ведет к флюидно-катакластической эрозии пород автохтона и аллохтона — их дезинтеграции до отдельных зерен, выводом в шлам легко разрушающихся минералов (слюд, темноцветных и др.) с обогащением наиболее устойчивыми — кварцем, т. е. повышению зрелости минерального остатка. Сам флюид был низкотемпературным и имел, вероятно, углекисло-кальциевый состав. Его активность была достаточной лишь для мобилизации в породе кальцита, но не SiO_2 . Когда же система вскрывалась посредством прорывов в

лобовой части надвига или флюидо-катакластических даек, аллохтон «садился» на свое место, а из флюида выпадал один слой шестоватого кальцита мультислойных жил «отрывного типа». На заключительных стадиях становления надвига кальцит катаклазировался и преобразовывался на зеркалах скольжения в крупношестоватый. Вероятно, именно по этой причине происходит и мраморизация (пропаривание и микроперекристаллизация) верхнеюрских известняков, не характерная для более древних карбонатных пород региона. Эту черту отмечают практически все исследователи. Последующий катаклиз проявлялся при позднейшем «сухом» обновлении разломов.

Тектоническое положение и строение Карадагского вулканического массива. Рассмотрим на этом общем фоне тектоническое положение и строение Карадагского вулканического массива.

Судакский сегмент второй структурной единицы, в противоположность Западному и Центральному сегментам, характеризуется наиболее полным разрезом среднеюрских, нижней и средней части верхнеюрских отложений. При этом следует подчеркнуть, что в обрамлении массива Карадаг установлено широкое распространение келловейских и оксфордских отложений. Как показали наши работы, здесь распространены все три подъяруса келловей. Последнее обстоятельство особенно важно, т. к. М. В. Муратов (Геология СССР, 1969; 1973) считал, что в палеовулкане Карадаг, кроме основной позднебайосской фазы вулканизма, имела место более молодая келловейская, аналогичная по составу фаза магматизма. Этот вывод был сделан на основании более высокого гипсометрического положения этих вулканитов над байосскими на горе Кок-Кая. Это мнение поддерживают и другие (Вознесенский и др., 1998). Однако эту точку зрения не разделял В. И. Лебединский (Геология СССР, 1969), который считал эти вулканиты верхнебайосскими и надвинутыми на келловейские породы (М. В. Муратов этот контакт рассматривал как угловое несогласие). Петрологию вулканитов массива подробно рассмотрел Э. М. Спиридонов и др. (Геологическое строение..., 1989а), показав их принадлежность к островодужной известково-щелочной серии. Этот вопрос рассматривается и в «Природе Карадага» (1989). В. В. Юдин и А. А. Ключко (2001) предполагают, что Карадаг является олистоплаком, который в раннем мелу гравитационно сполз в северном направлении. В неотектоническую эпоху в меланже по надвику верхняя часть массива в виде кластолита перемещена на юг, в нынешнее положение, а нижняя — в параавтохтоне находится в 15 км северо-западнее на глубине 2,5 км. Особняком стоит точка зрения А. И. Вознесенского с соавторами (1998), которые формирование структуры Восточного Крыма связывают с серией правых сдвигов, возникших при коллизии Горного Крыма и Скифской плиты в келловей-титоне, причем Карадагский массив образует самостоятельную сдвиговую пластину, ограниченную с севера зоной автохтонного меланжа, с не очень ясными соотношениями с соседними сдвиговыми блоками. Таким образом, в последние тридцать лет на природу Карадагского вулканического массива высказано несколько, подчас противоположных, точек зрения.

Данные о стратиграфии бат-титонских отложений рассматриваемого района и, в первую очередь, келловейских, свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительных проявлений вулканических пород в их разрезе за пределами вулканического массива Карадаг и, следовательно, об



Рис. 3. Надвигание нижнекелловейских отложений на верхнекелловейские с маломощной зоной меланжирования в зоне надвига. Побережье к юго-востоку от г. Алчак-Кая

отсутствию проявления разновозрастного вулканизма. Идентичность составов вулканитов обоих уровней Карадага и наличие в раме вулкана надвигов (рис. 3) и покровов позволяет присоединиться к точке зрения В. И. Лебединского, высказанной ранее, о том, что и здесь имеет место сдвигание вулканического разреза в после келловейское время.

В тектоническом отношении район является северным моноклинально построенным крылом Судакского «синклинория», сложенного среднеюрскими южновергентными дигитациями покровов, представленных, главным образом, келловейскими и оксфордскими отложениями (см. рис. 2 Г, Д). Эти покровы на альпийском дейтероорогенном этапе были нарушены продольными листрическими сбросами, по которым блоки последовательно клавишеобразно опущены в направлении акватории, что привело к повторениям разрезов в грядях гор Вигля — Юртум-Бурун, г. Лягушка — хр. Панас-Тепе, г. Сокол — скала с Генуезской крепостью — г. Алчак-Кая и др. Ядро «синклинория» находится южнее, в пределах акватории.

Геодинамическая эволюция Горного Крыма. В свете изложенного история формирования структуры Горного Крыма выглядит следующим образом (рис. 4):

1. В раннем(?)—среднем триасе эпигерцинская платформа подвергается долготному растяжению на начальной стадии рифтогенеза с образованием утоненной шейки в континентальной коре. Возникает мелководный

шельфовый бассейн, существовавший до позднего триаса, в котором начинают накапливаться отложения ченковского типа эскиординской серии.

2. В позднем триасе — ранней юре растяжение приводит к морфологической дифференциации бассейна на шельф, континентальный склон и абиссаль. Вероятно, происходит разрыв континентальной коры, и формируются киммерийские офиолиты, следы которых встречены в олистолитах нижнего мела в районе Белогорска, серпентинитах Зуйской скважины и в Горно-Крымской гравитационной и магнитной положительной аномалии, обычно связываемой с байкальским комплексом (Плахотный, 1990).

Обособляются два террейна — Скифия, в области современного Степного Крыма, и Эвксиния на юге, в пределах современной акватории Черного моря (Геологическое строение..., 1989б; Милеев и др., 1994, 1995, 1997б).

Их разделяют два глубокоководных рифтогенных прогиба — Северо-Крымский, в районе Каркинитского залива — Перекопа, и Таврический (Южно-Крымский) — область современных Крымских гор (Плахотный, 1990). В последнем на шельфе продолжалось накопление отложений эскиординской серии, а на континентальном склоне и в его основании начинается формирование флиша таврической серии.

3. В конце ранней — начале средней юры растяжение сменяется сжатием, ведущим к сближению Эвксинии и Скифии, причем кора Таврического бассейна субдуцировала под Скифию, а его осадки шарьировались в южном направлении, обуславливая южную вергентность.

4. Во второй половине байосского века возникает островная дуга, внедряются диоритовые интрузивы первомайско-аюдагского комплекса и формируется бодракско-карадагская и карадагская вулканические ассоциации и задуговой бассейн, выполненный битакскими отложениями.

Как уже отмечалось, возможно, существовала и вторая, южная, внутрибассейновая зона субдукции со своей островной дугой, фиксированной в южнобережных магматитах.

С бата по кимеридж шло накопление относительно глубокоководных (дальний шельф — верхняя часть континентального склона) песчано-глинистых отложений судакской серии, причем в оксфорде на бровке шельфа (или некоторое обмеление бассейна?) происходило накопление рифовых и шлейфовых известняков.

5. В середине поздней юры происходит коллизия Эвксинии и Скифии, объединяющихся в единый террейн. Причем, в соответствии с палеомагнитными данными — возвратный поворот Эвксинии против часовой стрелки на 15—20° (Печерский и др., 1991, 1993), — этот процесс начинается на западе, постепенно смещаясь на восток. Это объясняет различия в строении и возрастных диапазонах образований средней структурной единицы, отмеченные ранее. При этом Таврический бассейн полностью закрывается, а выполнявшие его отложения шарьируются в южном направлении и проявляются правые сдвиги на востоке. Единство структуры нижней и средней единиц Горно-Крымской зоны позволяют предполагать, что и первая является аллохтоном, надвинутым на северный край Эвксинии, сейчас находящийся на глубине. В пользу этого говорит почти двухкратное увеличение мощности коры под Горным Крымом. От Таврического же бассейна осталась лишь сутура — Лозовская зона смятия. Эти события в Крыму происходят на фоне раскрытия Тетис южнее Крыма.

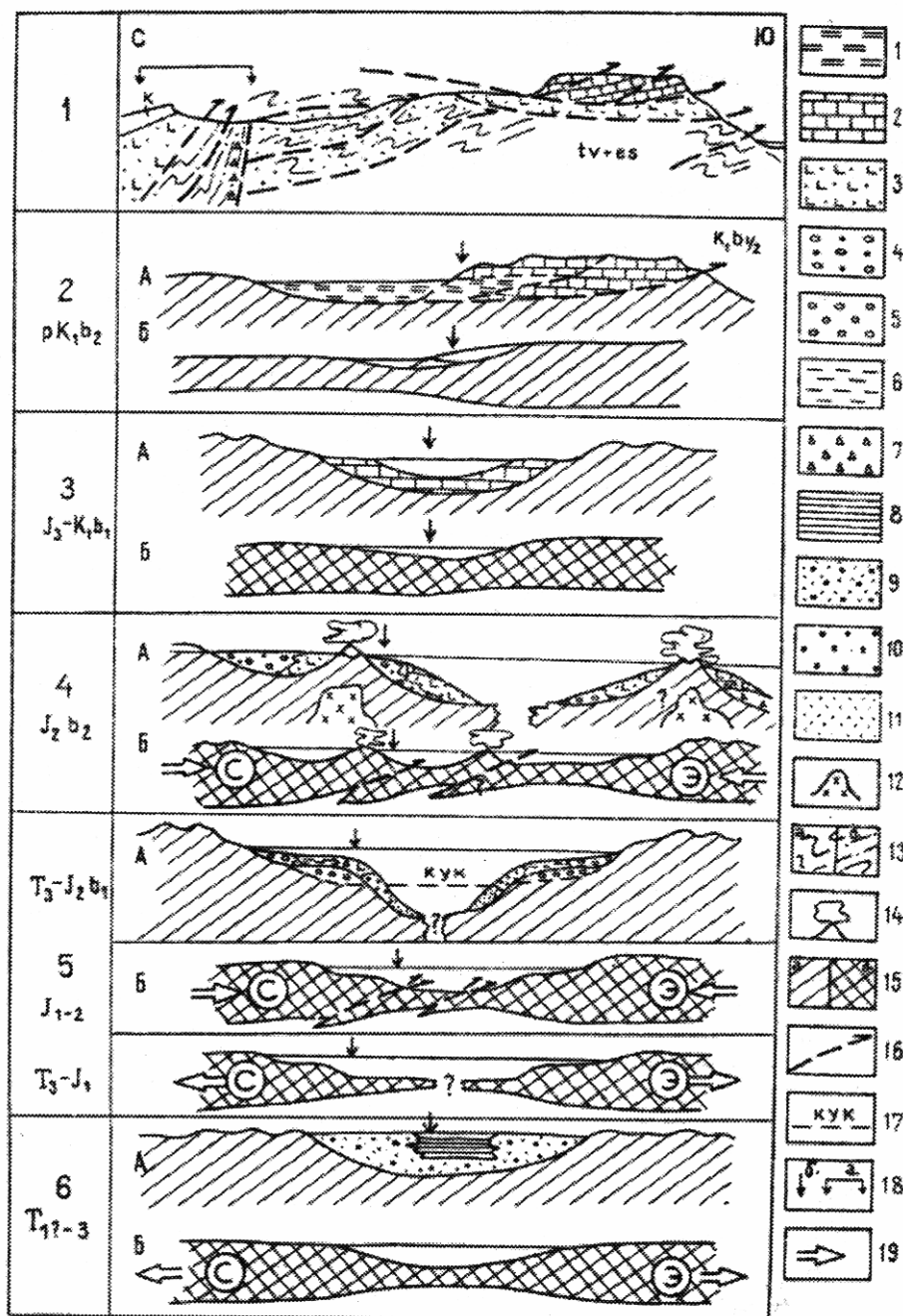


Рис. 4. Принципиальная схема развития Горного Крыма.

1 — принципиальный современный разрез, 2—6 — палеогеографическая (А) и геодинамическая (Б) обстановки для времени, указанного в индексах. Террейны: Э — Эвксиния, С —

Скифия. 1—11 — породы: 1 — глинисто-карбонатные, 2 — карбонатные, 3 — туфогенно-осадочные, 4 — битакские конгломераты, 5 — демержинские конгломераты, 6 — глинистые, 7 — меланжированные, 8 — субфлишевые, 9 — субграувакковые, 10—11 — флишевые, фации: 10 — проксимальные, 11 — дистальные; 12 — микродиоритовые интрузивы, 13 — складчатые образования (серий: а — таврическая, б — эскиординская), 14 — вулканы и вулканические островные дуги, 15а — породы дна бассейна, 15б — континентальная кора, 16 — надвиги и покровы, 17 — критический уровень карбонатонакопления, 18 — Лозовская зона (а — в современной структуре, б — положение в палеоструктурах), 19 — направления действия сил

6. С титона по ранний берриас над Лозовской зоной существует крайне мелководный (до 50 м) эпиконтинентальный морской бассейн карбонатной платформы, раскрывавшийся на запад, в котором накапливаются осадки яйлинской серии. В середине берриаса Лозовская зона подвергается дополнительной компрессии. Отложения яйлинской серии срываются с основания и перемещаются на юго-юго-восток на 10—20 км — в их современное положение, — формируя третью структурную единицу Горно-Крымской зоны. Закрытие бассейна и шарьирование начинается на востоке и мигрирует с увеличением амплитуд шарьирования в западном направлении при перемещении дигитаций с север-северо-запада на юг-юго-восток. При этом возникла амагматическая островная дуга, на которой образовался эрозионный рельеф с перепадом высот, сопоставимым с современным.

Таким образом, отложения яйлинской серии, будучи платформенными по условиям формирования, по стилю строения подобны подстилающим триасово-среднеюрским образованиям, структурно формируя единый складчато-покровный комплекс Горного Крыма. Третья структурная единица образует своеобразный «переходный», «промежуточный» комплекс, характерный для молодых плит.

7. С позднего берриаса Крым вступает в собственно платформенный режим развития, который продолжается до конца миоцена. В раннем мелу морской бассейн неоднократно ингессировал в долины северного склона островной дуги, сложенной яйлинской серией, чем объясняются сложные соотношения здесь между отложениями различных ярусов нижнего мела. В конце раннего мела Скифо-Эвксинийский террейн присоединяется к Восточно-Европейской платформе (Печерский и др., 1991, 1993), что приводит к обновлению разломов, в том числе и покровов, и к «додавлению» Лозовской зоны с включением в меланж кластолитов нижнемеловых отложений (Геологическое строение..., 1989б).

Изложенная схема эволюции Горного Крыма удовлетворительно согласуется с палеомагнитными данными (Печерский и др., 1991, 1993).

8. Современное дейтероорогенное сооружение Горного Крыма начало формироваться в конце миоцена в связи с заложением и развитием современной глубоководной Черноморской впадины (Артюшков, 1993; Земная кора..., 1975), в пределах которой подверглась океанизации (эклогитизации?) центральная и южная части Эвксинии, сохранившейся, вероятно, лишь в пределах Мезийской и Грузинской плит. Произошло очередное обновление разломов, главным образом, близких к вертикальным, и возник ретрошарьяж, связанный с гравитационным оползанием Чатырдагского массива на север. Лишь от южного эскарпа Яйлы по листическим разло-

мам откалывались и сползали вниз блоки титонско-раннеберриасских известняков, образовавшие скалы Кошка, Монах и др. Эти процессы — отражение альпийского тектогенеза в Горном Крыму. Последний более активно захватил Восточный Крым, где по серии субширотных листрических разломов в северном крыле Судакского «синклинория» происходит многократное повторение разрезов бат-кимериджских отложений, образующих клавишное опускание блоков в акваторию, в пределах которой находится ядро этой структуры.

Таким образом, Горный Крым является позднекимерийским складчато-покровным сооружением, существенно отличающимся как по возрасту, так по стилю строения и эволюции от других регионов Средиземноморского складчатого пояса, тесно связанных в своем развитии с Тетис, частично переработанное в альпийскую тектоническую эпоху.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, гранты 95-05-14695 и 95-05-16697.

Литература

- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. — М.: Наука, 1993. — 445 с.
- Вознесенский А. И., Книппер А. Л., Перфильев А. С. и др. История восточной части террейна Горного Крыма в средней-поздней юре // Геотектоника. — 1998. — Т. 1. — С. 27—44.
- Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия кайнозоя. Магматические, метаморфические и метасоматические образования) / Под ред. О. А. Мазаровича, В. С. Милеева. — М.: Изд-во МГУ, 1989а. — 156 с.
- Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия мезозоя) / Под ред. О. А. Мазаровича, В. С. Милеева. — М.: Изд-во МГУ, 1989б. — 167 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. / Под ред. М. В. Муратова. — М.: Недра, 1969. — 575 с.
- Дерни Д., Рамсей Дж. Нарастающие деформации, измеряемые по син-тектоническому росту кристаллов // Сила тяжести и тектоника. — М.: Мир, 1976. — С. 88—115.
- Дехтярёва Л. В., Безвинный В. П., Киреев С. И. и др. О надвиговых структурах киммерид района с.Лозовое под г.Симферополем // Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол. — 1985. — №4. — С. 41—46.
- Заика-Новацкий В. С., Казаков А. Н., Ржаницына С. В. и др. Структурная эволюция Украинского щита и Горного Крыма // Вестн. Киев. ун-та. Сер. геол. — 1985. — №4. — С. 18—25.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. — М.: Наука, 1975. — 358 с.
- Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. — М.: Наука, 1982. — 112 с.
- Короновский Н. В., Милеев В. С. О соотношениях отложений таврической серии эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. — 1974. — Вып. 1. — С. 80—87.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. — М.: Наука, 1973. — 279 с.
- Милеев В. С., Барабошкин Е. Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1999. — Т. 74. — Вып. 6. — С. 29—37.

- Милеев В. С., Барабошкин Е. Ю., Никитин М. Ю. и др. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. АН РАН. — 1994. — Т. 338. — Вып. 4. — С. 497—500.
- Милеев В. С., Вишневский Л. Е., Фролов Д. К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия мезозоя). Под ред. О. А. Мазаровича, В. С. Милеева. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — С. 5—80.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1995. — Т. 70. — Вып. 1. — С. 22—31.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вест. Моск. ун-та. Сер. геол. — 1997а. — Вып. 3. — С. 17—21.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. — М.: Изд. геол. ф-та МГУ, 1997б. — С. 187—206.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1998а. — Т. 73. — Вып. 3. — С. 27—33.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма // Докл. АН РАН. — 1998б. — Т. 358. — Вып. 2. — С. 233—235.
- Муратов М. В. Геология Крымского полуострова // Руковод. по учеб. геол. прак. в Крыму. Т. 2. — М.: Недра, 1973. — 192 с.
- Печерский Д. М., Диденко А. Н., Сафронов В. А. и др. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика Среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — Вып. 3. — С. 85—104.
- Печерский Д. М., Сафронов В. А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. — 1993. — Вып. 1. — С. 96—105.
- Плахотный Л. Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докембрийскими // Геотектоника. — 1990. — Вып. 2. — С. 54—62.
- Природа Карадага. Под ред. А. Л. Морозовой. — Киев: Наукова думка, 1989. — 288 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. — М.: Мир, 1991.
- Хопгут А. М. Чешуйчатая структура // Структурная геология и тектоника плит. Под ред. К. Сейферта. Т. 3. — М.: Мир, 1991. — С. 277—279.
- Щерба И. Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1978. — Т. 53. — Вып. 4. — С. 23—35.
- Юдин В. В. Структурно-геодинамическая модель Крыма // Проблемы сейсмобезопасности Крыма. — Севастополь, 1995. — С. 45—50.
- Юдин В. В., Ключко А. А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг) // Сырьевые ресурсы Крыма (нефть и газ). — Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. — С. 169—177.

Очерк стратиграфии средней—верхней юры судакского сегмента Горного Крыма

Передваряя данный стратиграфический обзор необходимо отметить его, в основном, предварительный характер. Дело в том, что несмотря на более чем 150-летнюю историю изучения юрской стратиграфии Горного Крыма, подавляющее число руководящих форм, цитируемых в списках, никогда не изображались и не описывались. Более того, географическая и стратиграфическая привязка подобных находок даже в совсем недавних работах, как правило, не соответствует современным требованиям. Описания конкретных разрезов, как правило, не соответствует современным требованиям. Описания конкретных разрезов, как правило, также отсутствуют, и находки аммонитов привязаны к свитам или их частям, по мощности достигающих первых сотен метров. Вместе с неоднозначным пониманием тектонического строения Горного Крыма различными исследователями это делает в достаточной мере условным отнесение опубликованных данных к конкретным разрезам.

Стратиграфические исследования, проведенные авторами в последние годы, касались преимущественно богатых ископаемыми келловейских отложений. Они позволили достаточно резко изменить традиционную зональную схему, используемую для нижнего и среднего подъярусов. В то же время при обзоре данных по батским и верхнеюрским отложениям использованы преимущественно материалы, отраженные в последней из опубликованных стратиграфических схем юры Горного Крыма (Пермяков и др., 1991). Кроме того, учитывались некоторые данные по коллекциям А. Ф. Слудского, Д. Стремоухова, М. В. Муратова и Е. А. Успенской, хранящимся в Государственном геологическом музее (ГГМ) им. В. И. Вернадского в Москве, в ЦНИГР музее на кафедре исторической геологии СПбГУ в Санкт-Петербурге.

Байосский ярус. На рассматриваемой территории в верхнем байосу относятся (частично) кадагская и приветненская свиты (Пермяков и др., 1991). Возможно, к байосу может быть также отнесена верхняя часть скалтуршинской свиты, откуда упоминают находки байосских двустворок. Карадагская свита, представленная лавами с прослоями туффитов, аргиллами, туфами и туфо-песчаниками, содержит достаточно представительный комплекс аммонитов (к сожалению, нигде не изображенных), которые характеризуют все три зоны субсредиземноморского верхнего байоса — *niortense*, *garantiana* и *parkinsoni*. Вместо нижней зоны в Крыму, также как на Северном Кавказе и в Средней Азии (Безносов, Митта, 1993), выделяется зона *Spiroceras bifurcatum*. Верхнебайосская часть приветненской свиты, представленная аргиллитово-алевролитовым флишем с прослоями песчаников, слабо охарактеризована аммонитами.

Батский ярус. К *нижнебатскому* подъярису относятся верхняя подсвита карадагской свиты (в районе Карадага представленная переслаиванием туфов, туффитов, лав и спилитокератофиров), откуда указываются находки *Procerites (Siemiradzka) aurigerus* (Opp.), зональной формы верхней зоны нижнего баты *aurigerus*, выделяемой в настоящее время в субсре-

диземноморской провинции (Mangold, Rioult, 1977). Кроме того, нижняя часть копсельской свиты, представленная глинами с сидеритовыми конкрециями, вероятно, тоже относится к нижнему бату. Это подтверждается находками *Oxycerites yeovilensis* Rollier, сделанная на м. Топрак-Кая Д. Стремоуховым (1919, табл. IV, фиг. 3,7) и И. Д. Церетели (1989, табл. V, фиг. 1—4). Кроме того, в коллекции Стремоухова в ГГМ им. Вернадского нами были обнаружены аммонит (экз. V 194/34), который можно отнести к нижнебатскому виду *Eohecticoceras primaevum* (Grossouvre).

Из средне- и верхнебатских отложений в Судакской структурно-фациальной зоне указываются в основном находки оппелиид, при этом средний бат рассматривается в составе зоны *fusca* (Пермяков и др., 1991). Данное название нельзя признать удачным, поскольку вид *Paroecotraustes fuscus* (Quenst.) в настоящее время рассматривается как нижнебатский (Церетели, 1989, Mangold, Rioult, 1997). Соответственно, в Горном Крыму отложения, которые можно достоверно отнести к среднему бату, неизвестны.

Верхний бат, представленный на востоке сильно дислоцированными глинами с сидеритовыми конкрециями и на западе — песчаниками, значительно лучше охарактеризован находками аммонитов. Обычно в списках для верхнего бата упоминается вид «*Oppelia*» *aspidoides* (Opp.) (Успенская, 1969; Пермяков и др., 1984, 1991). Однако, как показало изучение типового материала *Oxycerites aspidoides*, проведенное Г. Дитлом (Dietl, 1982), данный вид характеризует нижний бат, а в верхнем бате встречается морфологически близкий *O. orbis* (Giebel). Соответственно, название верхнебатской зоны *aspidoides*, используемое в стратиграфической схеме юры Горного Крыма, должно быть заменено на *orbis*. В коллекции Д. Стремоухова, происходящей из Кордонной балки на Карадаге, нами были определены *Oxycerites orbis* *Eohecticoceras*. Часть этих аммонитов была недавно изображена И. Д. Церетели (1989, табл. VIII, фиг. 2, 4—6; табл. XI, фиг. 4, 6; табл. XII, фиг. 1—5).

В верхней части верхнего бата встречается вид (*Clydoniceras discus* (Sow.)), что позволяет выделять в Крыму одноименную зону (Пермяков и др., 1991).

Келловейский ярус. Отложения келловея широко представлены в Судакской структурно-фациальной зоне и, как правило, содержат многочисленные аммониты. Авторами в течение полвека работ 1999—2003 гг. был подробно изучен ряд разрезов в окрестностях Судака, Солнечной Долины и Коктебеля, что позволило пересомтерть традиционные представления о биостратиграфии нижнего и, отчасти, среднего келловея (Рогов, 2002; Rogov et al., 2002).

Нижний келловей представлен широким спектром фаций и разнообразен в структурном отношении. Нижняя часть нижнего келловея, как правило, представлена горизонтально залегающими глинами с прослоями сидеритовых конкреций (разрезы Яныштарской бухты и м. Алчак) или слабо дислоцированным переслаиванием известняков, алевроитов и песчаников (разрез в овраге между г. Сыхт-Лар и Перчем). Граница с батским ярусом в Крыму пока остается неопределенной. Как правило, основание келловея в данном регионе проводилось по появлению *Macrocephalites* (Снегирева, 1969), однако еще в начале 60-х годов появились указания на совместные находки *Macrocephalites* с батскими «*Oppelia aspidoides*» в Крыму (Мура-тов и др., 1960). Возможна двоякая интерпретация подобных находок: можно

или признать продолжение существования неторых характерных для бата форм в келловее (Успенская, 1969), или предположить существование *Macrocephalites* в бата. В свете недавних находок макроцефалитов в заводом батских отложениях (Dietl, 1981; Бессонов, Митта, 2000) вторая точка зрения представляется более обоснованной.

Принимаемое до последнего времени подразделение нижнего келловоя на зоны *macrocephalus* и *calloviense* (Пермяков, Сапунов, 1990; Пермяков и др., 1991) из-за недавнего пересмотра объема вида *Makrocephalites macrocephalus* (Schloth.) представляется неудачным (Рогов, 2002; Rogov et al., 2002). В то же время в нижнем келловее Крыма возможно проследить некоторые стратиграфические уровни, ранее установленные для юго-восточной Франции. Так, для низов нижнего келловоя характерны находки *Bullatomorphites cf. microstoma* (Opp.), что позволяет наметить стандартную зону *bullatus*, а выше установлена последовательность *Kepplerites* sp. (Rogov et al., 2002, fig. 4.1) — *Macrocephalites* sp. (табл. 1, фиг. 8а,б), *Choffatia* sp. — *Hecticoceras umbilicatum* Lom., *Chanasia michalskii* (Lew.) (Rogov et al., 2002, фиг. 4.3—4) — *Hecticoceras* spp. (табл. 2, фиг. 7—8), *Jeanneticeras* spp. (табл. 2, фиг. 5,6), *Chanasia michalskii* (Lew.), *Ch. cf. pseudochanasiense* (Lem.) (Rogov et al., 2002, фиг. 4.6; табл. 2, фиг. 2 здесь), ?*Ch. kuhmi* (Elmi) (табл. 2, фиг. 3-4) *Paralcidia mamertensis* (Waag.) (табл. 1, фиг. 4, 5), *Lissoceras cf. voutiense* (Opp.) (табл. 1, фиг. 7), *Choffatia recuperoi* (Gemm.) (табл. 1, фиг. 6). Верхний из названных уровней, параллелизуемый со средиземноморской зоной *patina*, кроме оппелиид, составляющих ядро аммонитового комплекса, содержит также единичных суббореальных *Kosmoceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum crispatum* (Buckm.) (табл. 1, фиг. 1 а, б). *K. (Oulielmind)* sp. (табл. 2, фиг. 1). В последних работах по стратиграфии юры Крыма зона *enodatum* обычно относится к среднему келловее (Пермяков, Сапунов, 1990; Пермяков и др., 1991). Среди исследователей нет единства по поводу отнесения этой зоны к нижнему или среднему келловее, что связано с тем, что в разных биохоремах заметные изменения в составе аммонитовых комплексов произошли на разных уровнях. Для суббореальной последовательности ключевое значение имеет появление *Kosmoceras* (*Catasigaloceras*), и более обоснованным является отнесение зоны *enodatum* к среднему келловее (Киселев, 2001). Однако в тетической последовательности аммонитов, в том числе и развитой в Крыму, космоцератиды редки, а основные изменения в морфологии *Hecticoceratinae* приходится на границу зон *patina / anceps*. Поэтому вслед за Ж. Тьерри с коллегами (Thierry et al., 1997) мы проводим границу нижнего и среднего келловоя в кровле зоны *patina*. Интересно также отметить первые находки в нижнем келловее Крыма представителей широко распространенного рода *Parapatoceras* (табл. 1, фиг. 2).

Средний келловей западнее Коктебеля представлен, как правило, переслаиванием алевролитов и песчаников с прослоями известняков (иногда последние, могут преобладать). Местами средний келловей надвинут на нижний, но чаще всего наблюдается нормальная последовательность слоев. Надо отметить, что данные отложения в большинстве своем охарактеризованы оппелиидами, тогда как космоцератиды и рейнекииды, на данных о распространении которых во многом основываются суббореальная и субсредиземноморская аммонитовые шкалы, редки. Базальные слои сред-

него келловей в хорошо изученном авторами разрезе у г. Перчем содержат ранние *Rossienceras* ex gr. *metomphalum* (Tsyт), а также ?*Jeanneticeras demolyi* (Lem.) и *Flabellisphinctes* sp. На этом уровне, отсутствуют аммониты, позволяющие надежно скоррелировать его с тетической или бореальной шкалой. По положению в разрезе его можно предварительно сопоставить с нижней подзоной среднего келловей *stuebeli*. Выше, располагается слой, хорошо выраженный в разных разрезах, содержащий многочисленных *Hecticoceratinae*. Наиболее показательными среди них являются *Rossienceras metomphalum* (Tsyт.) (табл.2, фиг.9), характерные для верхней подзоны зоны ансепс юго-восточной Франции (Hantzpergue, Cariou, 1993). Выше зоны *ansceps* в разрезах Крыма выделяется стандартная зона *coronatum* (Пермяков, и др., 1991). Нами выходы зоны *coronatum* встречены не были, но во время полевых работ 2003 г. в осыпи на склоне г. Святой на Карадаге среди разновозрастных аммонитов были найдены микроконхи *Kosmoceras* характерные для данной зоны (рис. 5). Кроме того, в коллекциях ГТМ им. Вернадского присутствуют несомненные экземпляры *Erymnoceras*.

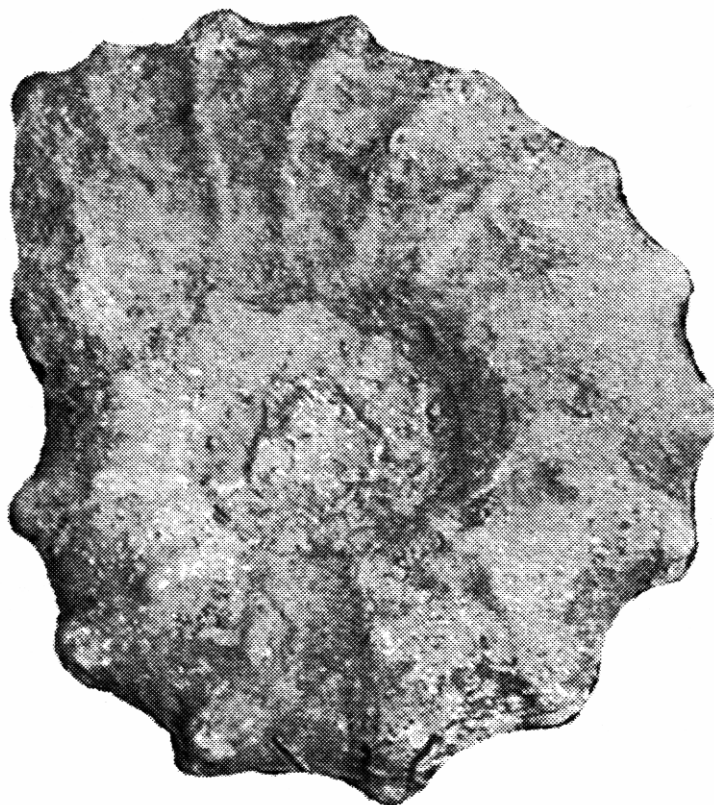
Восточнее Карадага, на хребте Биюк-Янышар, среднекелловейские отложения представлены, маломощными пелагическими известняками, охарактеризованными в основном филлоцератидами. Оппелииды и перисфинктиды несколько более редки.

Верхний келловей в литологическом и структурном отношении еще более разнообразен, чем средний. У г. Алчак верхнекелловейские отложения, представленные преслаиванием глин и оолитовых известняков с *Pseudopeltoceras* sp. (табл. 2, фиг. 11) и *Zieteniceras* cf. *trezeense* (Ger.& Cont), надвинуты на нижний келловей и залегают субвертикально (фиг.3). В то же время на склонах г. Баш-Пармах в окрестностях с. Веселое к верхнему келловей относятся конгломераты с подчиненными прослоями песчаников и известняков, откуда указываются *Peltoceras athleta* (Phill.), *Quenstedtoceras praelamberti* (R.Douv.) (Пермяков и др., 1991). Стандартные зоны *athleta* и *lamberti* в Крыму устанавливаются по находкам зональных видов (Пермяков и др., 1991). Контакт верхнекелловейских пород с подстилающими отложениями несогласный и четко выражен на всей территории Горного Крыма (Успенская, 1969). Несогласное налегание келловей на среднеюрские глины на хребте Биюк-Янышар указывается также М. В. Муратовым (1960) и подтверждается полевыми наблюдениями авторов.

Оксфордский ярус. К сожалению, до сих пор в литературе имеется единственное изображение оксфордского аммонита из Крыма (*Cardioceras* aff. *cordatum*. Стремоухов, 1919, рис.2). В оксфорде заметно изменяется характер седиментации: хотя терригенные породы (глины с сидеритовыми конкрециями и прослоями песчаников) также присутствуют, преобладающее значение начинают играть известняки. Как правило, аммониты в этих известняках редки: несмотря на интенсивные поиски, авторам удалось обнаружить лишь небольшой обломок верхнеоксфордского *Dichotomoceras* sp. (у с. Веселого, в баш-пармахской свите). В то же время находки кораллов позволяют достаточно уверенно выделять подъярусы Оксфорда (Пермяков, 1981).

В литературе упоминаются находки аммонитов, характеризующих все три подъяруса оксфорда. В нижнем оксфорде присутствуют виды-индексы

Рис. 5. *Kosmoceras* sp. Карадаг, Туманова балка, средний келловей, зона coronation. Сборы 2003 г.



Пояснения к таблице № 1 (стр. 91):

Все изображения приведены в натуральную величину. Место хранения: ГГМ — Государственный Геологический музей им. В. И. Вернадского; Москва; ГИН.—Геологический, институт РАН, Москва. Координаты разрезов: Перчем 44°50,729' N; 34°55,399' E; Солнечная долина 44°51,727' N; 35°08,10' E; Карадаг (Туманова балка) 44°55,368' N; 35°13,505' E; Алчак 44°50' N; 34°58' E.

Фиг. 1. а, б. *Kosmoceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum crispatum* (Buckm.); экз. ГГМ КП 702-1; Карадаг; нижний келловей, зона с; колл. А. Ф. Слудского; фиг. 2. *Parapatoceras* sp.; экз. ГИН МК 755; Солнечная Долина, нижний келловей, зона *bulletins*, колл. М. А. Рогова; фиг. 3. *Choffatia* sp.; экз. ГИН МК 906; Перчем, нижний келловей, зона *patina*, ?фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; фиг. 4, 5. *Paralcidia mamertensis* (Waag.); 4 — экз. ГГМ КП 702-2; Карадаг; нижний келловей, зона *patina*, колл. А.Ф. Слудского; 5 — экз. ГИН КР02-2; Перчем; нижний келловей, зона *patina*, ?фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; фиг. 6 — *Choffatia recuperi* (Gemm.); экз. ГИН CR 1; Перчем; нижний келловей, зона *patina*, ?фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; фиг. 7. *Lissoceras voultense* (Opp.); экз. ГГМ КП 702-3; Карадаг; нижний келловей, зона *patina*; колл. А. Ф. Слудского; фиг. 8 а, б. *Macrocephalites* sp.; экз. ГГМ КП 702-4; Карадаг; нижний келловей; колл. А.Ф. Слудского.

Таблица 1

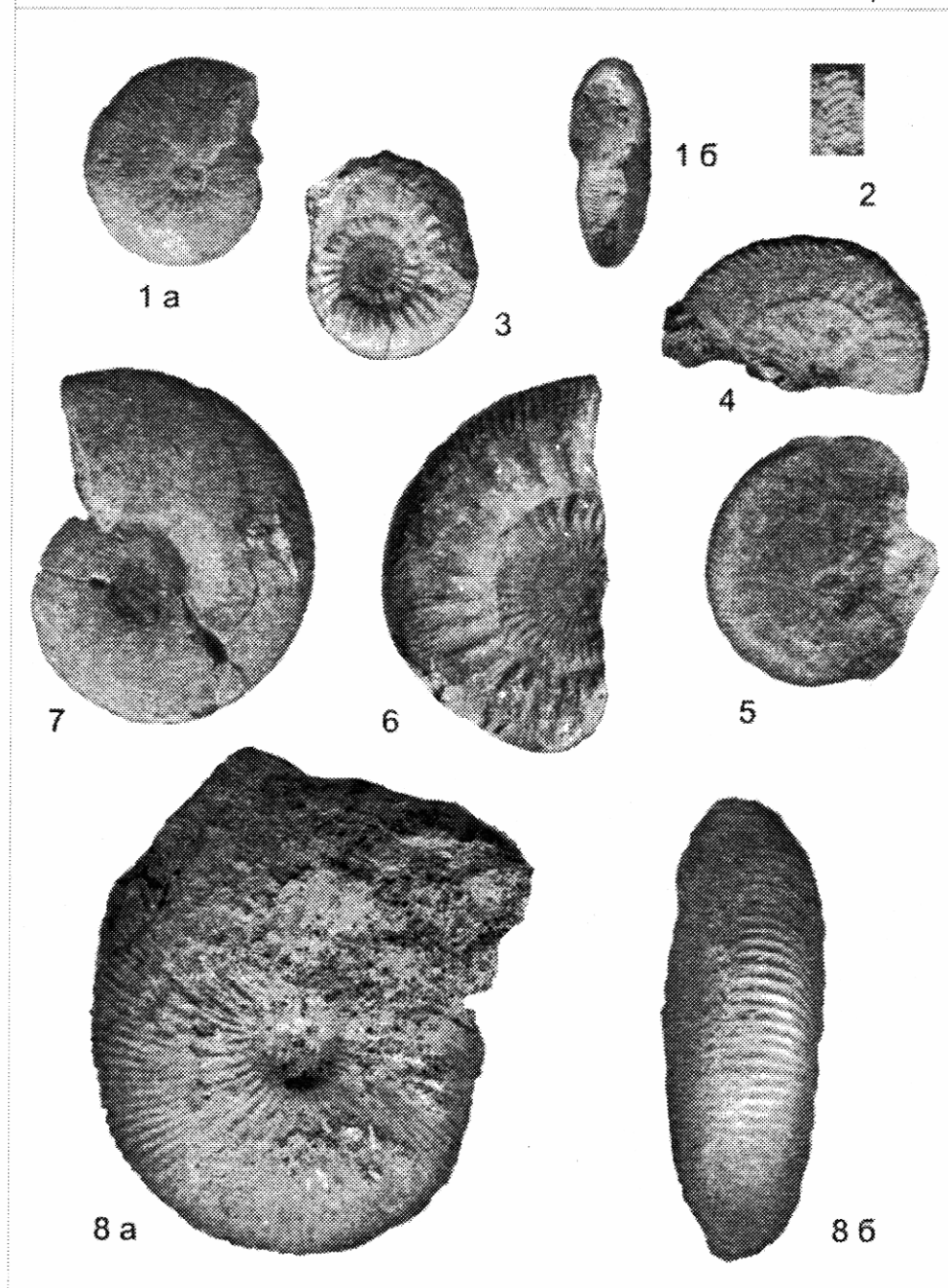


Таблица. 1. Некоторые нижнекелловейские аммониты Крыма

Таблица 2

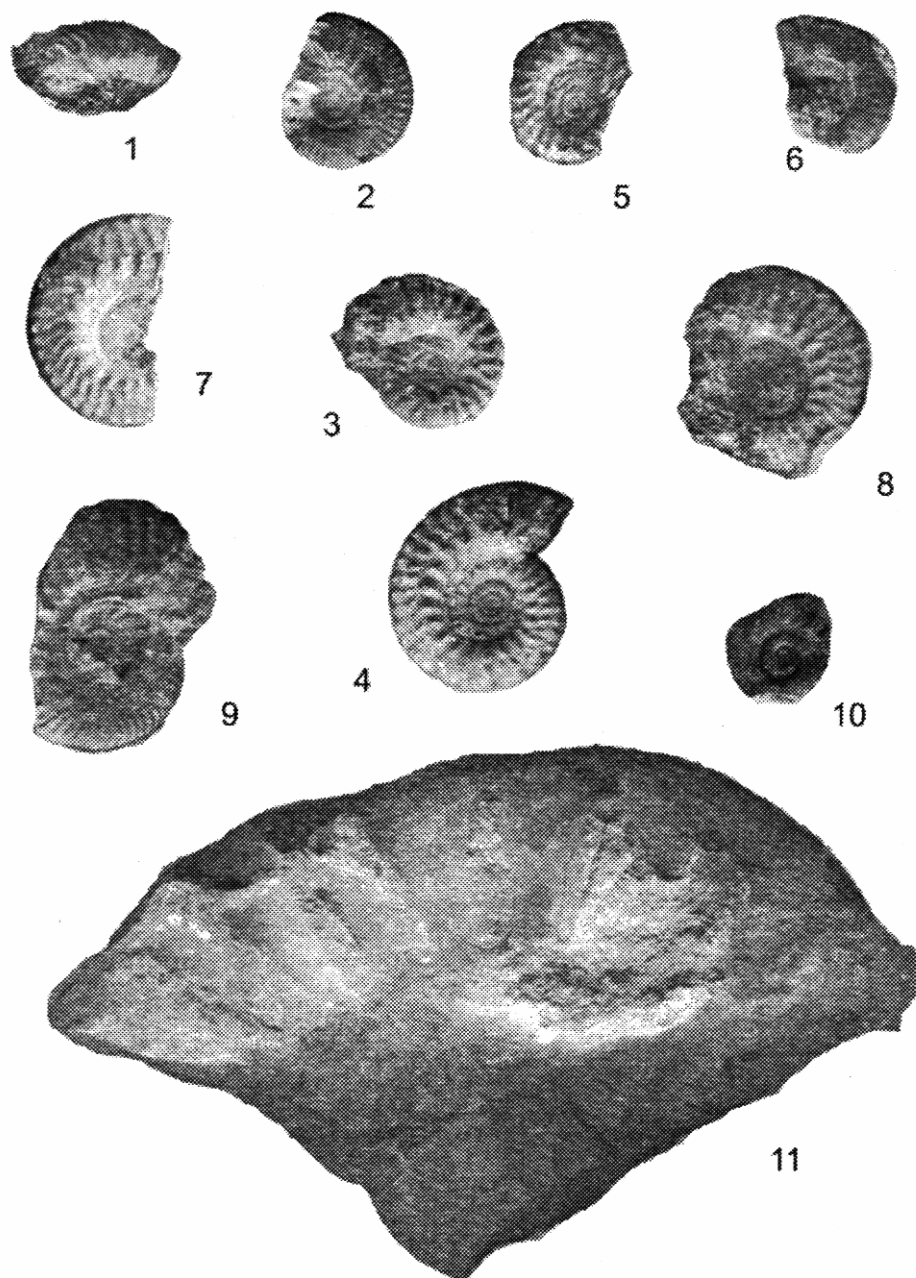


Таблица 2. Некоторые келловейские аммониты Крыма.

Все изображения приведены и натуральную величину.

Фиг.1. *Kosmoceras* (Githlielmina) sp.; экз. ГГМ КП 702-5; Карадаг; нижний келловей, зона *patina*; колл. А. Ф. Слудского; фиг. 2. *Chanasia pseudochanasiense* (Lem.); экз. ГИН CRH4; Перчем; нижний келловей, зона *patina*, ?фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; фиг.3, 4. *Chanasia kuhni* (Elmi); 3 — экз. ГГМ КП 702-6, 4 — экз. ГГМ КП 702-7; Карадаг; нижний келловей; колл. А. Ф. Слудского; фиг.5. *Jeanneticeras penninicum* (Uhl.); экз. ТИН CRH 6; Перчем; нижний келловей, зона *patina*, ?фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; фиг.6 — *Jeanneticeras lunula* (Rein.); экз. ГГМ КП 702-8; Карадаг; нижний келловей; колл. А. Ф. Слудского; фиг. 7, 8. *Hecticoceras posterior* Zeiss; 7 — экз. ГИН MIV 694; Перчем; нижний келловей, зона *patina*, фаунистический горизонт *posterior*, колл. М. А. Рогова; 8 — экз. ГГМ КП 702-9; Карадаг; нижний, келловей, зона *patina*, фаунистический горизонт *posterior*, колл. А. Ф. Слудского; фиг. 9. *Rossienceras metomphalum* (Bon.); экз. ГИН CRH21; Перчем; средний келловей, зона *anceps*, колл. М. А. Рогова; фиг.10. *Brightia* sp., экз. без номера; Перчем; средний келловей, зона *anceps*, колл. М. А. Рогова; фиг. 11. *Pseudopeltoceras* sp.; экз. ГИН CR 163; Алчак, верхний келловей, зона *athleta*, ?фаунистический горизонт *trezeense*; колл. М. А. Рогова

стандартных зон *mariae* и *cordatum*, в то время как средний оксфорд в настоящее время рассматривается в составе зон *plicatilis* и *erato* (Пермяков и др., 1991). Последний вид-индекс кажется достаточно неудачным, поскольку диапазон распространения *Lissoceras erato* (Orb.) в Европе включает также нижний и, частично, верхний оксфорд. В верхнем оксфорде возможно выделение стандартных зон *bifurcatus*, *bimammatum* и *plamula*, поскольку все эти виды упоминаются из Крыма.

Кимериджский ярус. Кимеридж в Судакской структурно-фацальной зоне представлен глинами с конкрециями сидерита и прослоями песчаников. Из аммонитов в них встречаются редкие *Streblites* и *Aspidoceras acanthicum* (Opp.). Они, как правило, рассматриваются как формы, характерные для нижнекимериджского подъяруса (Успенская, 1969; Пермяков и др., 1991), но если *Aspidoceras acanthicum* определен верно, то речь скорее всего идет о низах верхнего кимериджа, поскольку зона *acanthicum* сейчас рассматривается как эквивалент зоны *mutabilis* (Hantzpergue et al, 1997).

Титонский ярус. Титонские отложения в рассматриваемом регионе залегают на кимеридже несогласно. Нижняя часть титона (хуторанская свита) представлена переслаиванием гравелитов и песчаников и конгломератов и не содержит окаменелостей, которые свидетельствовали бы более точно о стратиграфическом объеме свиты: из аммонитов оттуда указываются только филлоцератиды (Пермяков и др., 1991). Выше данная толща сменяется флишоидным известняково-глинистым переслаиванием. В списках окаменелостей, указываемых из данной части разреза, упоминаются как титонские, так и берриасские аммониты, большинство из которых, к сожалению, не изображалось после работы О. Ретовского (Retowski, 1893). Надо сказать, что титон остается по сию пору, пожалуй, одним из наименее изученных ярусов юры Крыма, во всяком случае в отношении аммонитовой фауны. Зональная номенклатура титонского яруса в Крыму нуждается в серьезной ревизии.

В заключение хочется выразить свою благодарность директору Карадагского природного заповедника Морозовой А. Л., сотрудникам ГГМ им. В. И. Вернадского, Л. В. Матюхину и И. А. Стародубцевой, а также коллегам по полевым работам сезона 2003 г. Н. И. Ибраимову и О. А. Орловой. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 03-05-06385-мае и проекта №310 6-го конкурса-экспертизы молодых учёных РАН 1999 г.

Литература

- Безносков Н. В., Митта В. В. Позднебайосские и батские аммонитиды Северного Кавказа и Средней Азии. — Москва: Недра, 1993. — 347 с.
- Безносков Н. В., Митта В. В. Геология и аммониты юрских отложений Большого Балхана (Западный Туркменистан) // Бюлл. КФ ВНИГНИ. — 2000. 3 Вып. 5. л115 с.
- Киселев Д. Н. Зоны, подзоны и биогоризонты среднего келловоя Центральной России // Спец. вып. трудов ЕГФ ЯГПУ. — 2001. — Вып. 1. — 38с.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 207 с.
- Муратов М. В., Архипов И. В., Успенская Е. А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. — 1960. — Т. XXXV. — №1. — с.87—97.
- Пермяков В. В. Кораллы // Люльева С. А. Пермяков В. В. Кокколитофориды и кораллы мезозоя Украины. Палеонтологический справочник. — Киев: Наукова Думка, 1980. — С.75—171.
- Пермяков В. В., Пермякова М. Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма // Инст. Геол. наук АН УССР. Препр. 91—12. — Киев, 1991. — 38 с.
- Пермяков В. В., Сапунов И.Г. Особенности расчленения юрских отложений Причерноморья Болгарии и Украины // Палеонтологические и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине. Сборн. научн. тр. — Киев: Наукова думка, 1990, — С. 65—70.
- Рогов М. А. Новые данные о биостратиграфии нижнего келловоя Восточного Крыма. // Алексеев А. С. (ред.) Палеострат-2002. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. Москва, 28 и 29 января 2002 г. Программа и тезисы докладов. — Москва: МОИП, ПИН, 2002. — С.21—22.
- Снегирева О.В. Стратиграфия. Юрская система. Средний отдел // Геология СССР. Т.8. Ч.1. Геологическое описание. — М.: — Недра, 1969. — С. 99—114.
- Стремоухов Д. П. Об аммонитах горы Эгер-Оба у Коктебеля // Изв. Моск. Отд. Геол. Ком. — 1919 (1923). — №1. — С. 267—286.
- Успенская Е. А. Стратиграфия верхней юры Горного Крыма. Дисс. канд. г.-м. наук. — Москва, 1967. — 457 с. (неопубл.)
- Успенская Е. А. Стратиграфия. Юрская система. Верхний отдел II Геология СССР. Т.8. 4.1. Геологическое описание. — М.: Недра, 1969. — С. 114—155.
- Церетели И. Д. Батские оппелииды Закавказья. — Тбилиси: Мецниереба, 1989. — 112с.
- Dietl G. Über *Macrocephalites* (Ammonitidea) aus dem Aspidoides-Oolith und die Bathonium/Callovium Grenzschichten der Zollernalb // Stuttg. Beitr. Naturk. B. — 1981. — №.68. — 15 S.
- Dietl G. Das wirkliche Fundniveau von *Ammonites aspidoides* Oppel (Ammonoidea, Mittl. Jura) am locus typicus // Stuttg. Beitr. Naturk. B. — 1982. — Nr.87. — 21 S.
- Hantzpergue P., Atrops F., Enay R. Kimméridgien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest- Europeen et Méditerranéen. Bull. Centre Rech. Elf Explor/Prod/ — 1997/ — Т. 17/ — Р. 87—96.

Hantzpergue P., Cariou E. Spéciation, longévité et modalités d'évolution des lignées d'Ammonitinae en relation avec les environnements au Jurassique // Géobios. M.S. — 1993. — T.15. — P.191—202.

Mangold C., Rioult M. Bathonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. — 1997. — T.17. — P.55—62.

Rogov M.A., Mileev V.S., Rosanov S.B. Lower Callovian of East Crimea: new data on the ammonite fauna and bio stratigraphy // Proc. of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st — 4th 2002 and Guide to Geological Excursions. — 2002. — CD. — 6 p.

Retowski O. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. Ein Beiträge zur Palaontologie der Krim // Bull. Soc. Imp. Nat. Moscow. — 1893. — №2—3. — S.206—301.

Thierry X., Cariou E., Elmi S., Mangold C., Marchand D., Rioult M. Callovien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. — 1997. — T.17. — P. 63—78.