

УДК 551.724:551...76/477.75

В. И. Славин

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КРЫМА В МЕЗОЗОЕ

Крымский п-ов располагается в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса, в той его части, которая граничит с Восточно-Европейской платформой.

Мезозойскую историю развития Крыма одни исследователи [11 и др.] традиционно рассматривали как часть Альпийской геосинклинальной складчатой области, другие [14] — как Киммерийскую складчатую область, при этом почти все [3] Равнинный Крым не связывали с Горным и считали его более древним домезозойским сооружением (Скифская платформа, по М. В. Муратову).

Структура Крымского п-ова сформировалась в начальном киммерийском периоде тектогенеза Альпийской геосинклинали, в котором можно выделить два этапа: раннекиммерийский (Т—I<sub>1</sub>ht) и позднекиммерийский с геосинклинальной (I<sub>1</sub>—I<sub>2</sub>) и орогенной стадиями (I<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>). С конца раннего мела наступил платформенный этап развития.

Раннекиммерийский этап. Геосинклинальный режим на Крымском п-ове установился с раннего триаса, о чем свидетельствуют формационная принадлежность и мощности триасовых отложений. (Возможно, что он был унаследован от позднемезозойского.) С начала мезозоя вся обширная область между Украинским кристаллическим массивом и Черноморским срединным массивом испытывала интенсивные прогибания и покрывалась водами океана Мезотетис. Ширина области опускания в триасе достигала 200—250 км.

Триасовый геосинклиналиный прогиб оказался не простым. Внутри него выявились две, а возможно, три более устойчивые зоны, испытывающие положительные движения (рис. 1). Они разделили Крымскую геосинклиналию на три прогиба: по северному краю Горнокрымского прогиба проходит зона глубинного мантийного разлома, разделяющая ранние и поздние киммериды на протяжении всей мезозойской истории. Горнокрымский прогиб прослеживается через весь Крымский п-ов и уходит далее на восток в сторону Сванетского прогиба, располагающегося на южном склоне Большого Кавказа.

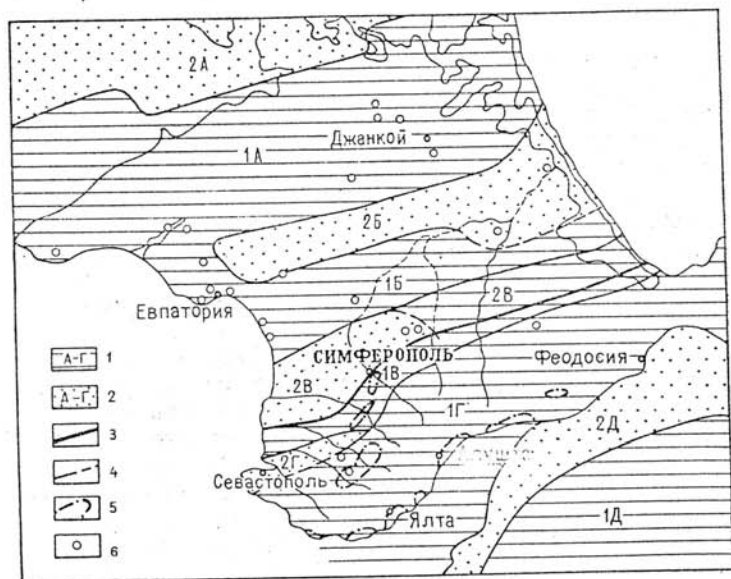


Рис. 1. Палеотектоническая схема триаса. Зоны опускания: 1А — Северо-Крымская; 1Б — Новифедоровская; 1В — Лозовская; 1Г — Горнокрымская; 1Д — Черноморская. Зоны поднятия: 2А — Украинский кристаллический массив; 2Б — Новоселовская; 2В — Зуйская; 2Г — Севастопольская; 2Д — Черноморский срединный массив. 3 — южная граница области ранних киммерид; 4 — границы тектонических зон; 5 — обнажения триасовых пород; 6 — скважины, вскрывшие триасовые и более древние породы

В центральной части Горнокрымского прогиба развиты песчано-алевритово-глинистые породы флишевого и флишоидного облика. На Южном берегу Крыма обнажены только верхнетриасовые отложения. Мощность их здесь всегда неполная и достигает 500 м. На северном склоне Главной гряды в верховьях рек Альмы, Качи, Бельбека наряду с глинистым флишем встречается нормальный тонкоритмичный флиш, а также песчаный. Общая мощность триасовых отложений здесь достигает 2000, а по геофизическим данным, возможно, и 3000 м. Скважина, пробуренная на р. Бельбек у с. Соколиное, шла по заведомо триасовым породам до 2200 м, а ниже, по нашему мнению, пересекала толщу верхнего палеозоя, литологически сходного с триасом.

Фауна в триасовых отложениях встречается крайне редко и только в верхнетриасовых, но это не значит, что средне- и нижнетриасовые отложения в Горном Крыму отсутствуют. В северных предгорьях за-

падной части Горного Крыма, в Лозовской зоне, имеются палеонтологически обоснованные анизийские песчанистые известняки с брахиоподами (в глыбах) и ладинские флишоидные глинистые отложения, тесно связанные с карнийскими. Мощность последних не превышает 300—400 м. Норийские отложения здесь более песчанисты, чем на юге, в центральных частях Горнокрымского прогиба — это чередование песчаников с пачками аргиллитов, содержащих желваки сидеритов. Настоящий трехкомпонентный флиш в Лозовской зоне встречается редко и имеет небольшую мощность. Очень интересно появление в верхней части разреза органогенных брахиоподовых известняков. Судя по глыбам и галькам этих известняков в лейасовых отложениях, карбонатные породы были широко распространены еще севернее — на склоне Зуйского поднятия.

Триасовые отложения в Равнинном Крыму сходны с отложениями, развитыми в Горнокрымском прогибе [18]. Наиболее древние из них вскрыты скважинами к северу от Евпатории, на западном склоне Новоселовского поднятия, в скважинах Крыловской площади они представлены толщей зеленовато-серых конгломератов, брекчий, гравелитов мощностью 180 м, песчаников светло-серых кварцитовидных мощностью 600 м. Эти отложения Т. В. Астаховой [4] условно отнесены к индскому ярусу, выше следует толща известняков черных, серых, перекристаллизованных с конодонтами, характеризующими оленекский ярус. Мощность их более 200 м. Обломочные и карбонатные отложения характерны только для склонов Новоселовского поднятия. В центральных частях Северо-Крымского прогиба триасовые отложения представлены мощной толщей флишоидных и сланцевых песчано-аргиллитовых пород мощностью свыше 100 м. В керне с глубиной 4831—4823 м нами обнаружены *Nalobia septentrionalis* Sens. (определение Т. В. Астаховой) и другие формы, характерные для карнийских отложений.

Вдоль северного склона Северо-Крымского прогиба, к югу от с. Новоалексеевки и г. Геническа, толща триасовых отложений более грубозернистая. Здесь песчаники и алевролиты мощностью до 500 м содержат прослой гравелитов. Заканчивается разрез толщей конгломератов, брекчий, пестроцветных аргиллитов со стяжениями сидеритов, т. е. формацией молассового типа, возможно, уже лейасового возраста.

К югу от Новоселовского поднятия располагается Новофедоровский прогиб. Он выполнен, так же как и Северо-Крымский, песчано-аргиллитовыми породами; внизу — в формации аспидных сланцев,верху — флишоидных. Судя по скважине у с. Николаевки, общая (но не полная) мощность этих пород свыше 1500 м. К краям Новофедоровского прогиба отложения триаса становятся более мелководными — появляются известково-мергельные породы и органогенные известняки.

Изучение и сопоставление всех разрезов триаса позволяют сделать вывод о наличии к югу от Украинского кристаллического массива широкого прогиба геосинклинального типа, в котором формировались морские терригенные формации: глинисто-аспидная и флишевая.

В области Равнинного Крыма и в предгорьях Горного Крыма (Лозовская зона) на рубеже триаса и лейаса произошла первая и, по-видимому, главная фаза складчатых движений (салгирская, по А. С. Моисееву). Все отложения триаса и нижележащих пород, судя по разному наклону слоев в керне скважин (30—70°), оказались смяты в крупные линейные складки. С этим временем связывается наиболее ранняя фаза вулканической деятельности: в Равнинном Крыму

встречены дацит-андезитовые порфириды (скв. 3, Орловская), андезитовые порфириды (Красновская скв.), а также интрузии кварцевых диабазов (Крыловская скв.). В Лозовской зоне встречены туфы дацитовых порфиритов (на левобережье рек Салгира и Альмы над Партизанским водохранилищем).

В рэтском веке происходит интенсивное поднятие в области Равнинного Крыма. Эти движения охватывают почти всю Горнокрымскую область, о чем свидетельствует повсеместное отсутствие рэтских, геттангских, а часто и нижнесинемюрских отложений. Образовавшаяся в конце триаса и начале юры суша была низкой, временами покрывалась водой, особенно в центральных частях и на востоке, в связи с чем перерыв между триасовыми и лейасовыми отложениями здесь пока еще не обнаружен. Суша была мало расчленена реками, о чем свидетельствует отсутствие конгломератов в базальных слоях лейаса, за исключением разрезов в районе г. Ялты.

Интенсивное опускание (прогибание) в Горнокрымской области началось со второй половины синемюрского века. Трансгрессия моря в лейасовый прогиб шла с юго-востока. Горнокрымский бассейн стал заполняться в основном флишевыми и флишоидными отложениями, составляющими вместе с триасовыми единую таврическую серию.

Наиболее полный и мощный разрез лейасовых отложений выявлен в южной части Центральнокрымской зоны, на правобережье р. Демерджинки. Здесь он представлен тонко- и толстортитичным двух- и трехкомпонентным флишем. Мощность лейасовых отложений в Алуштинском амфитеатре, по данным М. В. Поляковой [13], превышает 2000 м. Сходные разрезы лейаса наблюдаются и далее на юго-запад по южному склону Главной гряды, но, по-видимому, мощности лейасовых отложений здесь меньше, чем в Алуштинском амфитеатре. Следует отметить, что в Ялтинском амфитеатре в основании лейасовой толщи встречена базальная пачка, представленная песчаниками с пластами и линзами конгломератов с экзотической галькой пермских и девонских известняков, зеленых изверженных пород, песчаников и кварца; выше располагается песчано-аргиллитовая пачка с множеством глыб черных известняков, белых кварцевых песчаников; многочисленная фауна брахиопод, пелеципод, криноидей, аммонитов свидетельствует о позднесинемюрском, плинсбахском возрасте известняков [14].

В Восточном Крыму, в зоне Туакского антиклинория, лейас представлен той же мощной флишевой толщей таврической серии.

В Качинском антиклинории отложения лейаса также входят в состав таврической серии [2]. В северо-западной части, на р. Бодрак, по В. Н. Шванову [23], они представлены толщами толстослоистого песчаного флиша, зелеными песчаниками и глинистым субфлишем общей мощностью 1200 м. Согласно редким находкам аммоноидей [5], нижние толщи соответствуют нижнему и среднему лейасу, а верхняя — тоару и, возможно, аалену. В центральной и южной частях Качинской зоны флишевые нижне- и среднелейасовые отложения также венчают таврическую серию. Мощность их здесь порядка 1000 м. Интересно отметить, что в верховьях р. Бельбек встречены пласты органических известняков с брахиоподами среднего лейаса [10], глины, мергели, песчаники, т. е. не флишевая, а мелководная фация, связанная, видимо, с каким-то внутренним поднятием.

В предгорьях Западного Крыма, в Лозовской зоне, фактически разделяющей ранние и поздние киммериды, нижне- и среднелейасовые отложения резко отличаются от описанных выше [22]. Здесь форми-

ровались мелководные шельфовые, часто пребрежно-морские терригенные и карбонатные осадки. Это весьма характерная для всей Лозовской зоны толща белых кварцевых высокозрелых песчаников и пластами (мощностью до 30 м) серых, розовых и красных органогенных известняков, иногда переполненных иглами ежей, члени-

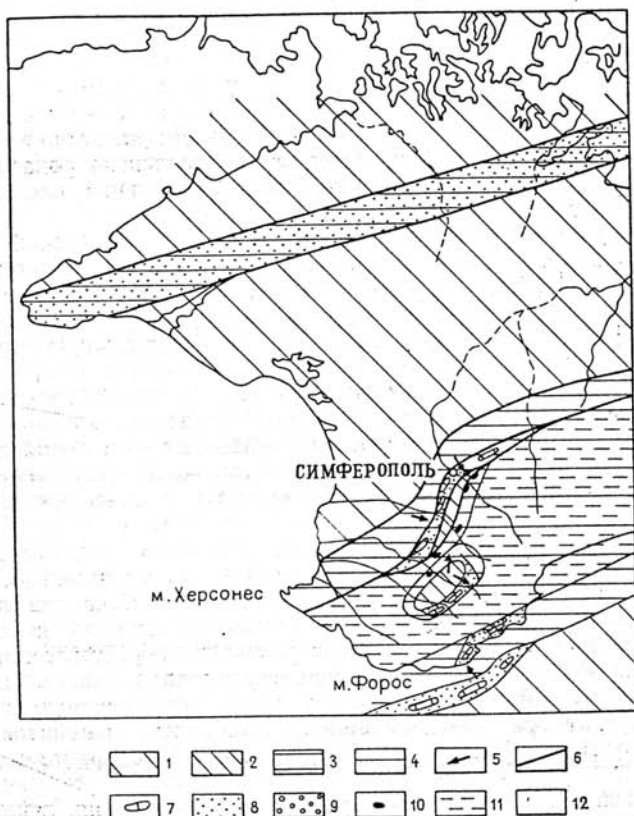


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема среднего лейаса: 1 — суша; 2 — острова; 3 — мелкое море с биогермными постройками; 4 — течения; 5 — направление сноса обломочного материала; 6 — разломы, контролирующие элементы рельефа; 7 — карбонатные отложения; 8 — песчано-глинистые; 9 — грубообломочные (конгломераты, брекчии, песчаники); 10 — глыбы известняков (олистолиты); 11 — флишевые и флишеидные отложения; 12 — контуры обнажений

ками криноидей, брахиоподами; реже встречаются аммоноидеи и белемниты. Эти отложения выделены нами в саблыньскую свиту [16]. Мощность ее меняется от первых десятков до 250—300 м. Возраст саблыньской свиты определяется достаточно уверенно как позднесилезийский — раннетриасовый.

Ранне-среднелейасовый морской бассейн оказался значительно меньше триасового; он занимал территорию только Горного Крыма. Ширина его не превышала 40—50 км (рис. 2). В Восточном Крыму он был унаследован от триасового и также заполнен флишевыми от-

ложениями. В центральной части Западного Крыма располагались по меньшей мере два больших острова. Замеры косой слоистости, удлинённых механоглифов и др. свидетельствуют о том, что течения и сход мутьевых потоков шли с восток-северо-востока на западно-запад. Северо-западный пролив был асимметричен. Очень пологий склон, занимающий всю Лозовскую зону, примыкал к суше Равнинного Крыма. Дно было неровное, слабоволнистое, бугры были сложены органогенными известняками — ракушечниками. В южной части прогиба вырисовывался более глубокий желоб, где накапливался флиш. Южный склон прогиба был более крутым, чем северный. Край пролива располагался где-то недалеко от берегов современного Чёрного моря. Он устанавливается по конгломератам с галькой, чуждой Крымской геосинклинали, по переходу флишевой формации в грубые песчаники и органогенные известняки.

Раннеюрскую сушу охарактеризовать очень трудно, и судить о ней можно только по анализу расположения терригенно-минералогических провинций и условиям залегания известняковых и других глыб, снесенных с суши.

Северная суша, расположенная в области Равнинного Крыма, представляла собой низкую слабохолмистую равнину с отдельными невысокими горами в южной части. Равнина прорезана достаточно широкими долинами рек, текущих с севера на юг, берущим начало в Украинском кристаллическом массиве. Северокрымская суша была сложена аргиллитами и песчаниками триаса, а в области поднятий — известняками перми и карбона (обнажающимися тогда, по-видимому, только по долинам рек), а на Зуйском выступе и зелеными сланцами протерозоя — раннего палеозоя. В начале лейасовых опусканий блоки этих пород обрушивались и в виде крупных олистолитов перемещались по дну мелкого моря, образуя цепочки глыб недалеко от берега. Таковы глыбы пермских известняков, прослеженных на левом и правом берегах Симферопольского водохранилища, глыбы известняков каменноугольного возраста южнее г. Симферополя, в долине Бодрака и др. На Северо-Крымской равнине, во всяком случае по берегам рек, была разнообразная растительность, о чем свидетельствуют листовые остатки флоры и спорово-пыльцевые комплексы в песчаниках сабунской свиты. Нижне-среднелейасовые отложения в Равнинном Крыму не доказаны, хотя в Северо-Крымской зоне они вполне могли быть.

Острова в западной части Горнокрымского моря устанавливаются по терригенным мелководным отложениям вокруг них: глыбам пермских и лейасовых известняков и песчаников.

Остров в верховьях Бельбека и Качи был также низким, возможно, временами заливался морем. Он был вытянут вдоль прогиба, т. е. в юго-западном направлении. Форму и размеры островов определить невозможно. С их обрывистых северных берегов обрушивались и затем ползли по дну глыбы известняков; южные берега были более пологими.

С позднего лейаса начинается новый этап тектонического развития Крыма. Наиболее крупные тектонические события связываются с Центральным Крымом, где формируется Качинско-Черноморский горст-мегаантиклинорий субмеридионального простиранья (перпендикулярного к основной структуре) (рис. 3). По отсутствию здесь нижне-среднетоарских отложений определяется время образования поднятий. В восточную часть Центральнокрымского поднятия (рис. 3) в позднетоарское — ааленское время внедряется огромный батолит, установленный при геофизических работах [9] в Чёрном море, а на суше,

в Центральнокрымской области, — по его апикальным верхним частям, массивным лакколлитам и куполам плагногранитов, диоритов, габбро-диоритов [7], а также силлов [8].

Со среднеюрской эпохой магматизма связана интенсивная вулканическая деятельность. Выделяются две вулканические серии: нижняя — ааленская и верхняя — позднебайосская. Нижняя серия представлена андезито-базальтами, спилитами, кератоспилитами, микроди-

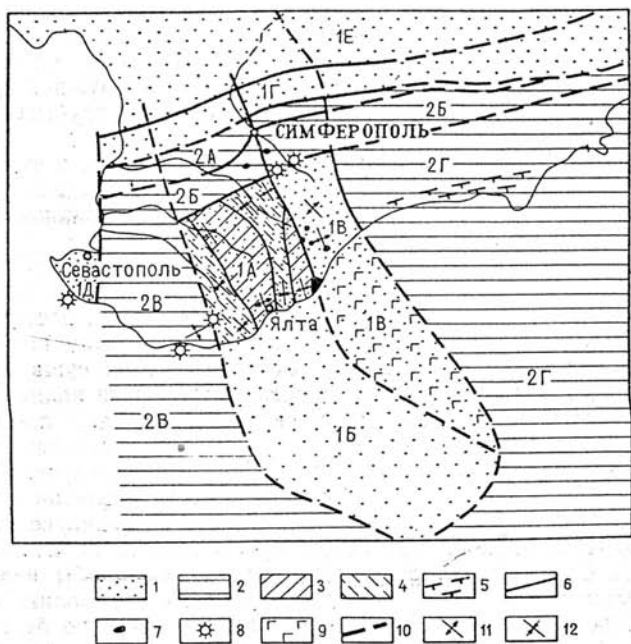


Рис. 3. Палеотектоническая схема тоара — аалена. Области поднятия: 1А — Качинская; 1Б — Черноморская; 1В — Центральнокрымская; 1Г — Зуйский горст; 1Д — Севастопольская; 1Е — Северо-Крымская. Области опускания: 2А — Битакский прогиб; 2Б — Лозовской прогиб; 2В — Западно-Крымская; 2Г — Восточно-Крымская. 3 — зоны поднятия; 4 — зоны опускания внутри Качинской области; 5 — моноклиналильные структуры; 6 — границы тектонических структур; 7 — магматические тела; 8 — центры вулканических извержений; 9 — Черноморский плутон; 10 — главные тектонические разрывы; 11 — оси антиклиналей; 12 — оси синклиналей

абазовыми порфиритами и их туфами, лавы часто с хорошо выраженными подушечными текстурами. Верхняя серия представлена андезито-базальтами, микродиабазовыми порфиритами и различными туфами, количество которых резко преобладает над лавами.

Породы нижней вулканической серии встречаются только в районе Лозовое—Петропавловка и в западной части Южного берега Крыма к западу от г. Сименз. В первом районе возраст устанавливается весьма убедительно на основании находки ааленских белемнитов в аргиллитах, переслаивающихся с потоками лав, и по ксенолитам известняков с домер-тоарской фауной в подошве одного из потоков. Верхняя вулканическая серия, несомненно, верхнебайосского возраста, распро-

странена более широко, фрагментарно в трех широтно вытянутых поясах.

Область Центральнокрымского поднятия испытала более интенсивное воздымание, чем Качинская, отделилась она Альминским разломом и, надвинувшись на нее, смяла породы таврической серии в Качинской области в пологие складки [1, 15].

В Южнобережной зоне Крыма, в узкой полосе, где обнажаются триасовые и лейасовые отложения, автором были обнаружены такие же, как и на севере, крупные структуры субмеридионального простирания. Они сложены мелкими складками и древними разломами. Анализ расположения структур на Южном берегу Крыма свидетельствует, что они хорошо увязываются со структурами северной части Качинского антиклинория (рис. 3). Таким образом, субмеридиональная складчатость прослеживается на десятки километров, но только в пределах Качинско-Черноморской области поднятия. Эта складчатость представляется нам локальной, она, по-видимому, связана с внедрением плутона, с поднятием и надвиганием Центральнокрымского блока на Качинско-Черноморский блок.

Одновременно с общим поднятием Качинско-Черноморской области происходят весьма интенсивные поднятия вдоль южного края зоны ранних киммерид в районе Зуйского блока. Здесь возникает горная страна. Зуйское поднятие генетически не связано с поднятием Качинско-Черноморского блока и отражает орогенные движения области ранних киммерид, о чем свидетельствует их субширотное простирание. В позднеюрское время к югу от Зуйского поднятия между ним и Качинско-Черноморским возникает зона интенсивного опускания. Здесь образуется Битакский межгорный (передовой для области ранних киммерид) прогиб, который развивается в течение тоара, аалена и байоса. Он заполняется грубообломочными терригенными отложениями: конгломератами — в нижней, песчаниками и алевролитами с пластами аргиллитов — в средней и верхней частях разреза. Мощность этой терригенной толщи, выделенной в битакскую свиту [17], определяется в 3000—4000 м, в формационном отношении она может быть отнесена к молассе.

Размеры и форма Битакского прогиба устанавливаются трудно в связи с тем, что западный и восточный фланги его перекрыты мощным чехлом меловых и кайнозойских отложений, а ширина прогиба, исходя из пространственного распространения отложений битакской свиты, сильно занижена вследствие резкого сжатия этих пород при позднеюрской складчатости.

Битакский прогиб все время был заполнен морской водой и представлял собой самый северный пролив океана Тетис. Фауна аммонитов свидетельствует о широких связях этого бассейна с акваторией океана. Судя по косой слоистости и другим текстурам, в бассейне были продольные течения в направлении с северо-востока на юго-запад. Анализ терригенно-минералогических провинций и областей, питающих провинции, показал, что снос обломочного материала происходил в основном с севера и северо-востока с интенсивно размываемого реками горного сооружения Зуйского выступа.

Южнее Битакского прогиба, вдоль северного края Черноморско-Качинского поднятия, закладывается узкий Лозовский прогиб. Его формирование связано с оживлением крупного Крымско-Кавказского разлома, по существу разделяющего области ранних и поздних киммерид. Лозовский прогиб выполнялся разнообразными грубообломочными терригенными, частично флишондными, а также вулканогенными



отложениями. В северной краевой (береговой) части прогиба у с. Петропавловки описывается следующая последовательность пород, выделенных автором в лозовскую свиту: пачка конгломератов с глыбами и валунами триасовых известняков и аргиллитов с пластами песчаников; выше — маломощная (до 30 м) пачка флиша, а затем пачка аргиллитов с прослоями песчаников с фауной двустворок и аммонитов [12]. Завершается разрез весьма характерным глыбовым (олистолитовым) горизонтом. Глыбы представлены пластообразными телами, известняками и песчаниками саблинской свиты и аргиллитами. Общая мощность разреза около 200 м.

Среднеюрские отложения в долине Салгира представлены нижней вулканогенной толщей (петропавловская свита), которая начинается с пестроцветной пачки конгломератов, песчаников и глин с галькой и переотложенной фауной лейаса, а также с линзами туфов. Выше следует несколько спилит-диабазовых покровов, перемежающихся с туфами и черными аргиллитами, с редко встречаемыми рострами белемнитов ааленского возраста.

В западной части Лозовской зоны в верхах разреза располагается верхняя вулканогенная толща позднебайосского возраста. Нижняя, петропавловская, свита здесь уже отсутствует. В нижней части этой толщи залегают аргиллиты с прослоями гравелитов и песчаников, а выше — толща туфов, туфоконгломератов, покровов андезитовых порфиритов. Общая мощность порядка 150—300 м.

Лозовский прогиб представляется как узкий приразломный грабен с крутыми склонами, по которым в позднеюрское время сползли олистолитовые глыбы и олистоплаковые тела ниже-среднеюрских известняков. Опускания в центральной части прогиба постепенно нарастали и в ааленское время достигли максимума. В это время морской бассейн оказался глубоким (свыше 2 км), не компенсированным осадками. Он заполнялся лавами (по характеру которых и устанавливалась большая глубина бассейна), вытекающими из подводных вулканов трещинного типа. Ширина грабена была невелика (5—15 км). Обломочный материал в Лозовский прогиб сносился с невысокой кордильеры, разделяющей Лозовский и Битакский проливы. В конце байосского — начале батского века развитие прогиба завершилось и прогибания как в Лозовской, так и в Битакской зонах сменились поднятиями.

К югу от Лозовского прогиба, уже на теле Качинского поднятия, заложился в позднеюрское время и развивался в средней юре еще один — Бишуйский — прогиб субширотного простирания (рис. 4). Разрез отложений, выполняющих восточную часть Бишуйского прогиба, представляется в следующем виде:

- 1) песчаники аркозовые, разнозернистые, иногда косослоистые. В основании конгломераты и гравелиты залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на отложениях таврической серии. Возраст — верхний тоар — аален;

- 2) выше — нижнебайосская угленосная пачка, представленная песчаниками, чередующимися с аргиллитами, углистыми сланцами, с прослоями и линзами угля и гагата;

- 3) толща песчаников грубо- и среднезернистых с пластами аргиллитов;

- 4) песчаники и аргиллиты с пластами туфопесчаников, туфов и лав среднего состава. Общая мощность 1500—2000 м. В северо-восточном направлении при приближении к Центральнокрымской зоне

все отложения выклиниваются, что свидетельствует о замыкании Бишуйского прогиба.

В юго-западном направлении прогиб расширяется, и здесь, уже в пределах южного берега Западного Крыма, среднеюрские отложения претерпевают значительные изменения. Разрез характеризуется большей полнотой, наличием двух вулканогенных горизонтов, сходных с теми, что развиты в Лозовской зоне. Нижняя вулканогенная толща (у санатория «Меласс») сложена лапиллиевыми и пепловыми туфами с горизонтами вулканических бомб и двумя пластинами сплитово-кератофировых порфиритов (мощность 100 м). Выше следует толща аргиллитового флиша с конкрециями сидеритов (мощность более 200 м). Верхняя вулканогенная толща здесь ложится со стратиграфическим несогласием и представлена туфами, туфобрекчиями.

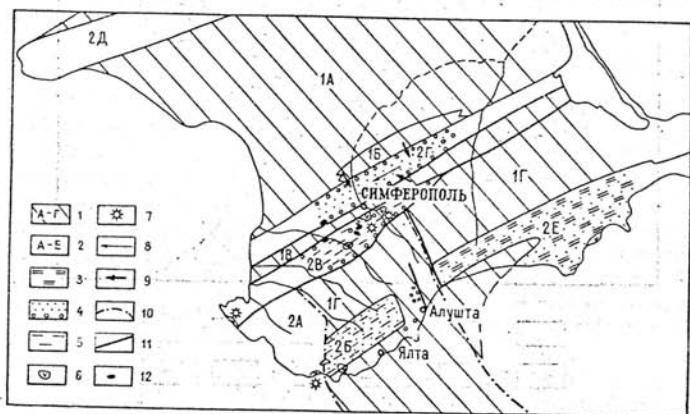


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая схема средней юры (аален—байен). Суша: 1А — Северо-Крымская; 1Б — Зуйская, гористая; 1В — Симферопольская, островная; 1Г — Качинская и Восточно-Крымская низменные. Море: 2А — Западно-Крымское; 2Б — Бишуйский мелководный залив; 2В — Лозовский залив с островами; 2Г — Битакский мелководный пролив; 2Д — Северо-Крымский мелководный пролив; 2Е — Восточно-Крымское глубоководное море. 3 — отложения флишевые; 4 — конгломерато-песчаные; 5 — песчано-глинистые, угленосные; 6 — вулканогенные (в аалене); 7 — центры извержений; 8 — направление течений; 9 — снос обломочного материала; 10 — контур Качинско-Черноморского поднятия; 11 — главнейшие палеотектонические нарушения; 12 — интрузивные тела

Выше располагается мощная (в районе Кастрополя до 600 м) флишоидная толща переслаивающихся песчаников и аргиллитов с обильным растительным детритом. Заканчивается среднеюрский разрез глинистой толщей с многочисленными глинистыми и железистыми конкрециями. В основании ее наблюдаются линзы конгломератов, пласты песчаников. Лежит эта толща на подстилающих породах с угловым и азимутальным несогласием.

В конце средней юры происходит основная фаза складчатости, охватившая весь Горный Крым. Первые ее проявления ощущались в предпозднебайенский век. Резкие угловые несогласия между отложениями средней юры и келловеев наблюдаются в зоне южного склона, в Центральном Крыму (на горе Ю. Демерджи), в Битакской зоне (под г. Мурункыр), где несогласие между меловыми конгломератами и отложениями битакской свиты достигает 90°. Особенно интенсивные

смятия пород в эту фазу произошли в периферических частях поздне-кimmerийской геосинклинали в Лозовской и Битакской зонах на севере, где все породы залегают субвертикально, образуя чешуйчатую структуру. Здесь же наблюдаются срывы и перемещение по пологим поверхностям в южном направлении отдельных чешуй. В Восточно- и Западно-Крымском прогибах породы оказались менее сложно дислоцированными.

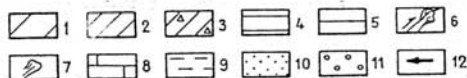
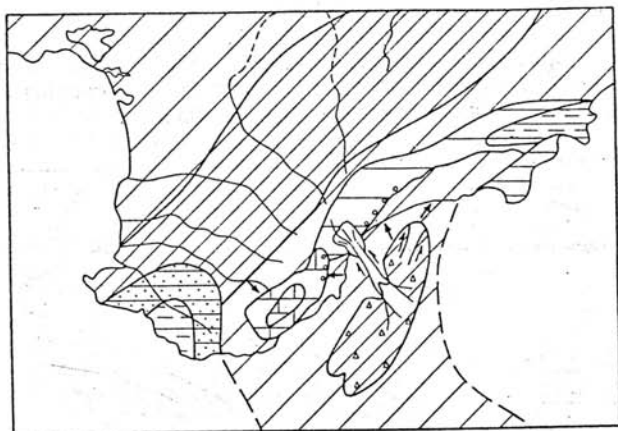


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема келловее — оксфорда: 1 — суша низменная, равнинная; 2 — холмы, низкие горы; 3 — горы высокие; 4 — море мелкое; 5 — море относительно глубокое; 6 — палеореки; 7 — дельты; 8 — отложения карбонатные (известняки, мергели); 9 — алев-ролитоглинистые; 10 — песчаные; 11 — грубообломочные; 12 — снос об-ломочного материала

Юрские отложения в зоне Бишуйского прогиба образуют субшироко вытянутые, возможно, иногда брахантиклинальные складки. Широкое развитие разломов создает мелкоблоковую структуру.

После основной предпозднеюрской складчатости (в раннем келловее) начинается общее поднятие Крымской геосинклинали. В среднем келловее весь Крымский п-ов, за исключением Судакской зоны (на крайнем юго-востоке), превращается в континент. Центры поднятий располагались в Западном и Центральном Крыму в пределах современного шельфа Черного моря и на Туакском антиклинории в Восточном Крыму.

Этот высоко поднятый над уровнем моря Черноморский ороген начиная с позднего келловее интенсивно разрушается, прорезается реками до протерозойского фундамента и превращается в сильно расчлененную горную систему. На северном склоне Черноморского и Туакского поднятий в позднем келловее зарождается глубокий предгорный прогиб — Яйлинский, который протягивается через весь Крым — от Феодосии до Балаклавы (рис. 5). Эта область опускания заполня-

смятия пород в эту фазу произошли в периферических частях поздне-кimmerийской геосинклинали в Лозовской и Битакской зонах на севере, где все породы залегают субвертикально, образуя чешуйчатую структуру. Здесь же наблюдаются срывы и перемещение по пологим поверхностям в южном направлении отдельных чешуй. В Восточно- и Западно-Крымском прогибах породы оказались менее сложно дислоцированными.

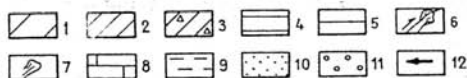
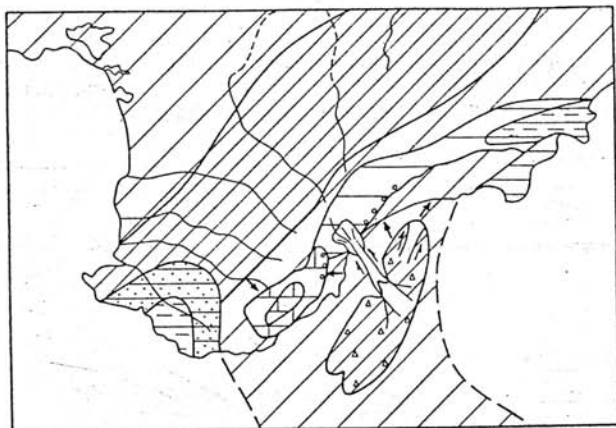


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема келловоя — оксфорда: 1 — суша низменная, равнинная; 2 — холмы, низкие горы; 3 — горы высокие; 4 — море мелкое; 5 — море относительно глубокое; 6 — палеореки; 7 — дельты; 8 — отложения карбонатные (известняки, мергели); 9 — алеволито-глинистые; 10 — песчаные; 11 — грубообломочные; 12 — снос обломочного материала

Юрские отложения в зоне Бишуйского прогиба образуют субшироко вытянутые, возможно, иногда брахиантиклинальные складки. Широкое развитие разломов создает мелкоблоковую структуру.

После основной предпозднеюрской складчатости (в раннем келловее) начинается общее поднятие Крымской геосинклинали. В среднем келловее весь Крымский п-ов, за исключением Судакской зоны (на крайнем юго-востоке), превращается в континент. Центры поднятий располагались в Западном и Центральном Крыму в пределах современного шельфа Черного моря и на Туакском антиклинории в Восточном Крыму.

Этот высоко поднятый над уровнем моря Черноморский ороген начиная с позднего келловоя интенсивно разрушается, прорезается реками до протерозойского фундамента и превращается в сильно расчлененную горную систему. На северном склоне Черноморского и Туакского поднятий в позднем келловее зарождается глубокий предгорный прогиб — Яйлинский, который протягивается через весь Крым — от Феодосии до Балаклавы (рис. 5). Эта область опускания заполня-

ется морем, и в ней идет интенсивное осадконакопление. В восточной части прогиба формируются песчано-конгломератовые толщи, а на крайнем востоке глинистые [11]. Очень интересна мощная толща конгломератов на горе Ю. Демерджи, детально изученная В. Г. Черновым [21]. Галька конгломератов экзотическая, состоит из пород таврической серни, палеозойских известняков, гранитов и метаморфических сланцев протерозоя. Она была принесена крупной рекой или реками с юга и юго-запада из области горного хребта, расположенного в пределах Черноморского поднятия [20] (рис. 5).

В западной части морского прогиба идет накопление карбонатных осадков, среди которых существенную роль играют органические рифогенные постройки. В крайнем западном замыкании прогиба (Балаклава — мыс Фиолент) вновь появляются песчано-конгломератовые фации. В верхнем кимеридже волна поднятий распространилась с юга из Черноморского свода и на Яйлинский прогиб. Почти повсеместное отсутствие верхнекимериджских отложений и трансгрессивное налегание титонских свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении и затем частной титонской трансгрессии моря в северном направлении.

Весьма разнообразны отложения Яйлинского прогиба. На восточном и западном окончаниях он заполнялся, на наш взгляд, терригенно-глинисто-карбонатной молассой (М. В. Муратов [11], В. М. Цейслер [19] и другие определяют эту формацию как флишевую). На севере Центральнокрымской зоны формировались грубообломочные фации (демерджинские конгломераты), а в западной части Восточно-Крымского прогиба и в Западном Крыму — мощные толщи органических рифогенных известняков, обнажающиеся в обрывах южного берега. Интенсивность прогибания определяется мощностью отложений в пределах прогиба. Так, мощность известняков в районе Никитской яйлы превышает 1600, а песчано-глинистых отложений в Восточном Крыму — 2500 м.

Раннемеловая эпоха характеризовалась дальнейшим развитием восходящих орогенных движений, разрастанием поднятий, смещением их к северу. Яйлинский прогиб титонского времени, будучи охвачен положительными движениями на границе юры и мела, замыкается и затем, превращаясь в сушу, причленяется к Южно-Черноморскому поднятию. В течение раннего мела море отступает все дальше на север, в область Равнинного Крыма. Но процесс этот идет неравномерно, о чем свидетельствуют частые местные трансгрессии моря: в среднем валанжине, во второй половине готерива (мазанская свита), в апте, когда, по-видимому, весь Горный Крым был перекрыт морем. Неравномерность опусканий и поднятий в раннемеловое время обусловила образование разломов как субширотного, так и субмеридионального направлений. Наличие разломов северо-северо-западного простирания в конце баррема предопределило образование узкой эрозионной Салгирской депрессии, в которую в апте — нижнем и среднем альбе ингрессировало море.

Значительная тектоническая подвижность северного склона орогена обусловила большое разнообразие фаций нижнемеловых отложений — от конгломератовых до тонких пелитовых (в апте), от мелководных органических известняков до достаточно глубоководных глин. О тектонической активности Крыма в апте — альбе свидетельствуют также и вулканогенные проявления: туфы андезитового состава встречаются в районе Балаклавы (центры извержений, видимо, совпадали с центром орогенного свода), в районе Предгорной гряды (гора Кувала) и особенно многочисленные — в районе Северо-Крымского про-

гиба. Об интенсивной сейсмической активности в альбе свидетельствуют непунические дайки в районе второй гряды. Предверхнеальбскими поднятиями завершился орогенный этап развития киммерид. Горное сооружение Крыма окончательно разрушается, рельеф выравнивается. Вся область в позднем мелу вступает в новый режим — молодой эпикиммерийской платформы.

Таким образом, Крымская геосинклиальная область, занимающая весь Крымский п-ов и Черноморский бассейн, начала свое развитие в конце палеозоя и завершила в северной части полуострова в раннеюрское время (ранние киммериды), а в южной части — в раннемеловое (поздние киммериды). Анализ мезозойских геосинклиальных прогибов и тектонических движений показал, что это типичная сложно построенная область средиземноморских киммерид.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдула Д. Структура Качинского антиклинория (Горный Крым)//Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геол., геогр. 1968. Вып. 3, № 18. С. 40—50.
2. Бархатов Б. П. О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма//Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Биол., геогр., геол. 1955. Вып. 3, № 77. С. 123—136.
3. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. М., 1960.
4. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев, 1984.
5. Крымгольц Г. Я., Шалимов А. И. Новые данные о нижне- и среднеюрских отложениях в басс. р. Альмы//Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геол., геогр. Вып. 1. № 1. 1961. С. 72—82.
6. Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т. и др. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор. Киев, 1963.
7. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. И. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев, 1969.
8. Лебединский В. И. Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 32—39.
9. Мирлин Е. Г. и др. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 60—71.
10. Моисеев А. С. Триасовые известняки окрестностей д. Бешуй в Крыму//Изв. Геолкома. 1926. Т. 45, № 7.
11. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.
12. Пермяков В. В. Стратиграфия юрских відкладів УРСР. Крим. Причерноморська западина//Стратиграфія УРСР. Т. 7. Юра. Київ, 1969. С. 101—125.
13. Полякова М. В. Новые данные по стратиграфии таврической серии Алуштинского амфитеатра (Горный Крым)//Некоторые вопросы региональной геологии. М., 1973. С. 14—18.
14. Пчелинцев В. Ф. Образование Крымских гор. М.; Л., 1962.
15. Славин В. И. Горный Крым//Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев, 1969. С. 166—190.
16. Славин В. И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1982. № 5. С. 68—78.
17. Славин В. И., Чернов В. Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар — средняя юра)//Изв. вузов. Геол. и разв. 1981. С. 24—40.
18. Славин В. И., Хаин В. Е. Раннекиммерийские геосинклиальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1980. № 4. С. 3—14.
19. Цейслер В. М. Структурные этажи и основные этапы истории в формировании Юго-Западного Крыма//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 2. С. 47—61.
20. Чернов В. Г. О составе верхнеюрских конгломератов Демерджи в Крыму//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1971. № 2. С. 18—28.
21. Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма//Геотектоника. 1970. № 5. С. 82—89.
22. Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых, нижне- и среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма//Докл. АН СССР. 1960. Т. 132, № 6. С. 1407—1410.