

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ имени А. П. КАРПИНСКОГО

ТРУДЫ

ВЫПУСК XIV

В. Ф. ПЧЕЛИНЦЕВ

ОБРАЗОВАНИЕ КРЫМСКИХ ГОР



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва — 1962 — Ленинград

А Н Н О Т А Ц И Я

В работе освещаются вопросы стратиграфии мезозоя Горного Крыма, тектоника и этапы его развития.

Рассматриваются внутреннее строение мегантиклинория Горного Крыма и тектонические движения, приводятся описание полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, преподавателей и студентов геологических вузов и факультетов. Она окажет также помощь краеведам, экскурсоводам, туристам и другим лицам, интересующимся геологической историей Крыма.

Ответственный редактор
профессор *С. С. КУЗНЕЦОВ*

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	4
Введение	5
Стратиграфия мезозойских отложений Горного Крыма	10
Мезозой	11
Верхний триас и нижняя юра (таврпческая свпта)	11
Средняя юра	18
Верхняя юра	25
Нижний мел	38
Тектошка и этапы развития Горного Крыма	44
Внутреннее строение мегантикклиноря Горного Крыма и атектонические движения	69
Полезные ископаемые	80
Заключение	82
Литература	84

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выпуская эту, давно задуманную книгу, мы публикуем результаты своих долголетних работ в Крыму; некоторые из них представляют большой практический интерес. Мы воздерживаемся от очерка, посвященного истории предыдущих исследований Крымского полуострова и, в частности, Горного Крыма — этого чудесного уголка «малой землицы», как ее называл В. Зуев (1790). Эта история, начавшаяся опубликованием первой книги уже через два года после присоединения Крыма к России (1785 г.), чрезвычайно интересна и изобилует яркими эпизодами. Автор полагает, что составление достаточно полного и, следовательно, объемистого исторического очерка должно явиться темой самостоятельной работы.

В необходимых случаях приводится очерк развития идей по тому или другому вопросу сложного комплекса геологических знаний. Наиболее подробно при этом мы останавливаемся на работах А. А. Борисяка, К. К. Фохта, А. С. Моисеева и, в особенности, М. В. Муратова. Последний автор в своих работах дает первую и вполне успешную попытку обобщить все результаты предыдущих исследований. К ним он присоединяет как огромный фактический материал, полученный при собственных долголетних исследованиях в восточном Крыму, так и результаты работ группы руководимых им аспирантов. Много фактического материала, включая и литологическую характеристику пород, заимствовано нами из работ этого автора и дополнено результатами собственных исследований.

В последние годы З. В. Крячкова, являясь постоянной участницей наших работ, изучала лужитанские отложения восточного Крыма и Северной Армении.

Присоединившийся позднее неутомимый исследователь геологии Крыма Г. А. Лычагин со щедростью и готовностью настоящего ученого передал в наше распоряжение все имевшееся у него материалы. При его участии, на основе ранее изданной им карты (1957), нами составлены схематические карты развития элементов структур Горного Крыма. По материалам его исследований, вполне соглашаясь со сделанными выводами, мы написали стратиграфию и наметили этапы развития предгорного прогиба в нижнемеловое время.

Все иллюстрации к работе выполнены художником Б. Н. Толмачевым. Труд по редактированию книги привял на себя С. С. Кузнецов. Ограничимся признанием, что его помощь и постоянная готовность дать совет при всех возникающих сомнениях обеспечили возможность появления предлагаемой книги.

ВВЕДЕНИЕ

Под именем Горного Крыма мы понимаем небольшую горную систему, расположенную вдоль юго-восточного края Крымского полуострова. Для остальной его части в литературе принято название Степного или, что правильнее, Равнинного Крыма. Мы воздерживаемся от рассмотрения Керченского полуострова, горное сооружение которого имеет иной возраст и самостоятельное развитие.

Крымские горы имеют общий дугообразный изгиб к северо-западу. От мыса Айя до Байдарской долины они обладают почти широтным направлением, резко меняющимся на северо-восточное на участке от Фороса до Алушты. За Алуштой хребет снова принимает почти широтное, или, точнее, восток-северо-восточное направление (рис. 1). Гора Чатырдаг, расположенная у Алушты, разделяет Горный Крым на северо-восточную и юго-западную части.

Система Горного Крыма, занимающая около одной пятой площади Крымского полуострова, состоит из трех параллельных гряд, протягивающихся вдоль юго-восточных берегов Крыма от мыса Айя у Балаклавы (на юго-западе) до мыса Киник-Атлама у Феодосии в восточном Крыму. Первая, или Главная, гряда, носящая название Яйла, что в переводе на русский язык означает пастбище, с юго-восточной стороны имеет крутые, иногда отвесные обрывы (рис. 2, 1). С северо-западной стороны она также иногда ограничена крутым обрывом, но чаще имеет более пологие склоны. Обрывы южного склопа прослеживаются с меньшей ясностью в восточном Крыму.

Тектоническими разломами и эрозией горный хребет расчленен на отдельные участки, имеющие собственные наименования. Из их числа самым большую Ай-Петринскую Яйлу, занимающую площадь от Байдарской долины до восточного края Ялтинского амфитеатра. В административном отношении ее иногда подразделяют на Яйлы: Мухомлатскую, Кикенеизскую, Симеизскую и Ялтинскую. Далее к северо-востоку располагаются Никитская, Гурзуфская, Бабуган-Яйла, Чатырдаг, Долгоруковская, Демерджи и Караби-Яйла.

Наибольшей высоты достигает Бабуган-Яйла и Чатырдаг. На первой из них расположена гора Роман-Кош высотой 1543 м и на Чатырдаге — гора Эклизи-Бурун высотой 1525 м. Поверхность Яйлы представляет всхолмленное плато, покрытое травянистой растительностью и изъеденное огромным числом карстовых воронок, оврагов и ложбин (рис. 2, 2). Древесная растительность сосредоточена на склонах Яйлы и небольшими оазисами встречается в древних карстовых воронках. Параллельные Яйлинскому хребту две другие гряды составляют предгорья Горного Крыма. В последнее время для них входят в употребление названия Внутренней и Внешней гряд. Они имеют крутые обрывистые юго-восточные склоны и пологие северо-западные. Предгорные гряды представляют типичные куэсты, обязанные своим происхождением эрозивной деятельности вод

поверхностного стока. Каждая куэрта имеет склон, равный уклону более крепкого пласта. Предгорные гряды хорошо прослеживаются в юго-западном и становятся менее заметными, но более многочисленными в восточном Крыму. Внешняя, или третья, гряда на этом участке уже не прослеживается.

Гидрографическая сеть Горного Крыма слабо развита и отличается немногочисленностью и сильно изменчивым режимом. В Горном Крыму берут

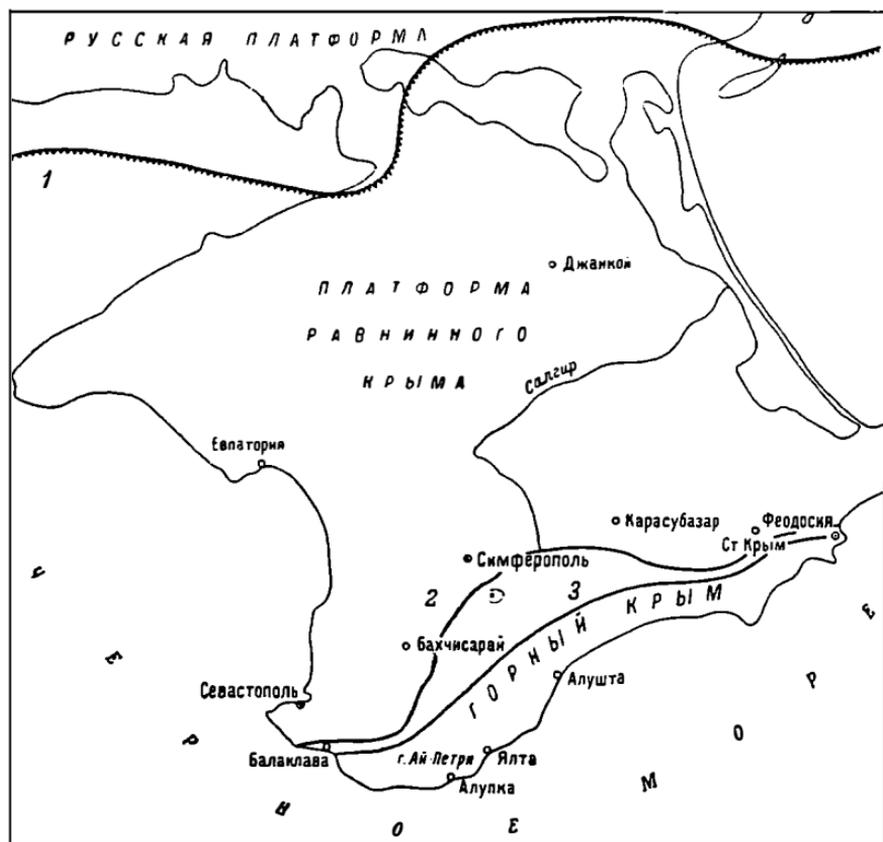


Рис. 1. Схематическая карта Крымского полуострова.

1 — край Русской платформы; 2 — край платформы Равнинного Крыма; 3 — край платформы Равнинного Крыма на повокиммерийском этапе.

начало почти все реки Крымского полуострова. Главными реками из числа стекающих в сторону Равнинного Крыма являются: Индол, Салгир, Альма, Кача и Бельбек. Из рек, стекающих на юго-восточную сторону, можно назвать Улу-Узень, Танас, Быструю и Водопадную. В области Горного Крыма верховья названных рек имеют вид типичных горных потоков. Они пропиливают узкие ущелья, по которым с большой скоростью протекают воды. Иногда здесь образуются крупные перепады, известные под именем водопадов. Таковы Учун-Су в Ялтинском районе, Джур-Джур в районе с. Генеральское и водопад Головкинского в Алуштинском районе. Реки питаются карстовыми водами хребта. На режим рек оказывают огромное влияние ливни и главным образом осенние и весенние паводки, свя-



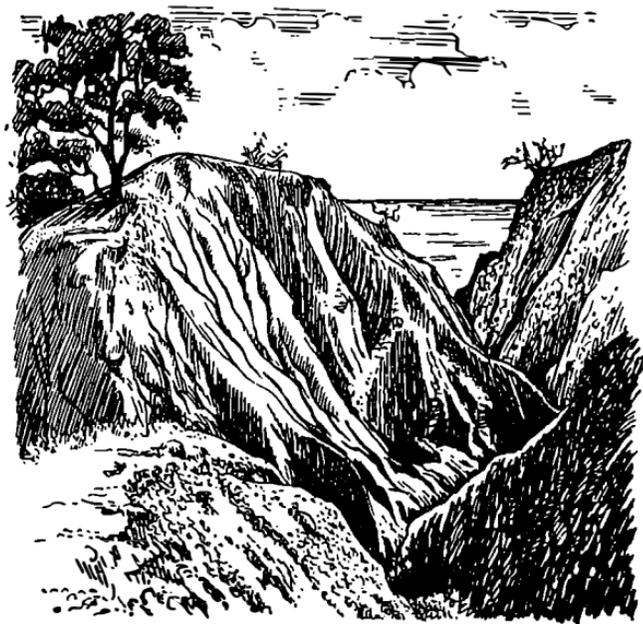
1



2

Рис. 2.

1 — отвесный обрыв Яйлы в юго-западной части Крымских гор; 2 — поверхность плато Ай-Петринской Яйлы; на переднем плане карстовая воронка.



1



2

Рис. 3.

1 — приустьевая часть оврага в сланцево-песчанниковой толще; 2 — подмыв морским прибоем берега, сложенного сланцево-песчанниковым делювием.

занные с таянием снегов. В засушливое же время они сильно мелеют и часть из них пересыхает совсем.

Узкая полоса между горным хребтом Яйлы и береговой линией носит название Южного берега Крыма, прославленного курортного района страны. На юго-западе у мыса Айя известняки Яйлы погружаются прямо в море, и пляж, даже узкий, отсутствует. На протяжении от мыса Айя до Фороса Южный берег очень крутой и имеет небольшую ширину; от мыса Форос до Ялты и далее до Алушты ширина Южного берега увеличивается постепенно до 5—7 км. Еще более он расширяется в восточном Крыму, достигая здесь 12 и более километров. Полоса Южного берега

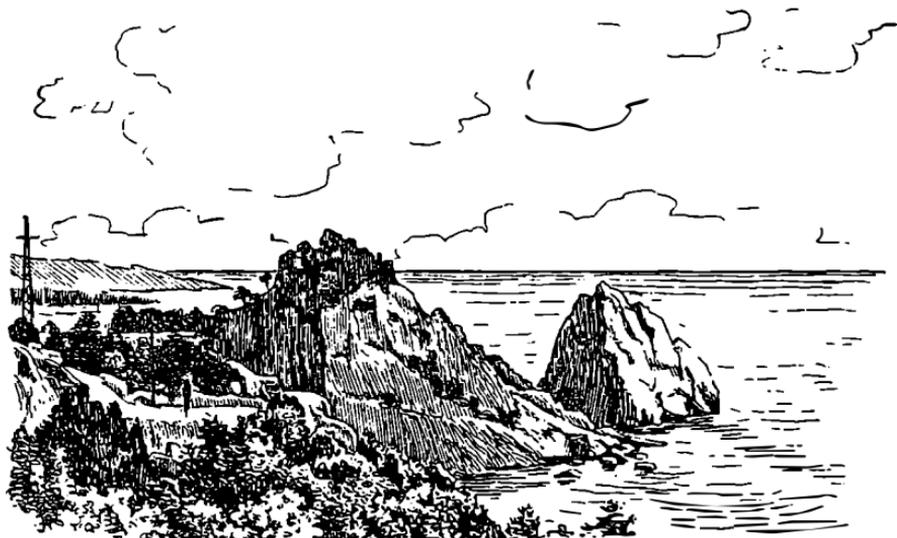


Рис. 4.

Скалы Лебединое крыло и Диво на берегу моря у Сименза.

Изрезана многочисленными оврагами с крутыми стенками и узким тальвегом (рис. 3, 1). По этим оврагам после ливней выносятся большое количество продуктов разрушения горных пород, слагающих Южный берег (рис. 3, 2). В основании крутых морских берегов, сложенных мягкими породами, наблюдаются иногда глубокие волно-прибойные ниши (рис. 3, 2). Крутизна Южного берега уменьшается в соответствии с его расширением. Небольшими поперечными хребтами тектонического происхождения Южный берег подразделяется на отдельные районы, отграниченные друг от друга выступающими в море мысами оконечностей хребтов. В промежутках между ними находятся широкие бухты с узкими галечниковыми пляжами. У подножья обрыва Яйлы располагается зона глыбового навала из обломков известняков, слагающих склон Главной гряды. Отдельные утесы и скалы известняков встречаются на береговой линии и в некотором отдалении от нее (рис. 4). Особой характерной чертой этой полосы является мощное развитие оползней, сильно препятствующих освоению многих участков побережья (рис. 16, 1).

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

В строении Горного Крыма принимают участие отложения верхнего триаса, юры и нижнего мела. Присутствие отложений более древнего возраста доказано лишь для прилегающей с северо-запада платформы Равнинного Крыма. Согласно данным, приводимым Г. А. Лычагиным (1957), здесь они вскрыты буровыми скважинами в районах селений Зуп и Новоселовки. В первом из этих районов палеозой представлен тальковыми и тальково-хлоритовыми сланцами, возможно докембрийского или древнепалеозойского возраста, на что указывает большая степень их метаморфизации. В районе с. Новоселовки буровыми скважинами вскрыты темные кварцито-серпичито-карбонатные сланцы, глинистые сланцы и тонколистватые графитизированные сланцы, темно-серые мраморизованные и рассланцованные известняки, а также изверженные породы, в том числе диабазы и диабазовые порфириты. Этот комплекс пород принадлежит, по-видимому, уже к верхнему палеозою.

Многочисленные указания на более полное развитие докембрийских и палеозойских пород на платформенной части Крыма мы находим среди галек, валунов и глыб, заключенных в конгломератах и глинистых породах мезозоя Горного Крыма.

В районе г. Белогорска встречен большой валун кристаллических сланцев, который был описан А. Е. Лагорно (Lagorio, 1894—1897); по-видимому, он принадлежит к древнему палеозою или, быть может, даже протерозою. Еще больший интерес представляют находки глыб пород верхнего палеозоя, включенные в глинистые сланцы верхнего триаса, лейаса и в конгломератах средней юры (в долине рр. Бодрак, Салгира и Марти). В одной из них К. К. Фохт (1901) установил наличие остатков палеозойской фауны. Впоследствии О. Г. Туманская собрала из них и описала богатую фауну аммонитов, брюхоногих и трилобитов перми. Затем А. Д. Миклухо-Маклай (Миклухо-Маклай, Муратов, 1958) изучил содержащиеся в этих глыбах остатки фауны корненожек. Согласно этим авторам, глыбы имеют различный возраст от конца раннего карбона до поздней перми включительно. Таким образом, присутствие палеозойских отложений на платформенной части можно считать установленным. Большой интерес представляют гальки гранитоидов в конгломератах мезозоя, а также более крупные глыбы, встреченные в альбских или нижнесеноманских отложениях окрестностей г. Балаклавы. Эти глыбы и гальки принесены с суши, располагавшейся к юго-востоку от современного Крыма. Однако вопрос о возможности присутствия палеозойских отложений в основании Горного Крыма остается открытым, так как глыбы, заключенные в глинистых сланцах мезозоя, конечно, принесены с платформы Равнинного Крыма.

В конечном итоге приходится признать, что мы еще чрезвычайно мало знаем о характере палеозойских отложений, покрывающих протерозойскую платформу Равнинного Крыма. Возможно, что нижний палеозой вообще отсутствует, что же касается верхнего палеозоя, то остается неизвестной мощность слагающих его осадков и недостаточен материал для

суждения о характере магматизма, сопровождающего осадконакопление морских толщ. Это лишает возможности с уверенностью утверждать о существовании в Крыму верхнего палеозоя геосинклинального режима и, следовательно, о присутствии герцинского этапа складчатости.

МЕЗОЗОИ

Весь Горный Крым, за исключением части его предгорий, сложен мезозойскими отложениями. Сам горный хребет слагается осадками от верхнего триаса до лужитана и частично титона. Предгорный же прогиб выполнен отложениями титона и нижнего мела до нижнего тогтерива включительно. Кроме того, при крупных трансгрессиях в пониженные участки рельефа вторгались моря баррема, ашта и альфа.

Отложения верхнего триаса, нижней и средней юры сложены терригенными осадками. Отложения же более позднего возраста являются преимущественно карбонатными. Такое этапеподобное расположение с особой отчетливостью прослеживается на Южном берегу Крыма. Вся прибрежная полоса в основном сложена сланцево-песчанниковой толщей, над которой возвышается отвесный обрыв известняков Яйлы (рис. 2, 1).

Верхний триас и нижняя юра (таврическая свита)

Наиболее древними из обнажающихся в Горном Крыму являются отложения верхнего триаса — нижней юры. Они известны под именем таврической свиты. Эта свита слагается из более или менее правильного ритмичного чередования темно-серых, коричневатых и черных аргиллитов с алевролитами и пластами песчанника. Аргиллиты отличаются различной степенью уплотненности, переходя иногда в глинистые сланцы. Обычно в них ясно наблюдается более или менее правильная сланцеватость. Алевролиты образуют, как правило, тонкие пропластки мощностью в несколько сантиметров. Наряду с ними встречаются и более мощные слои алевролитов, под которыми залегают полимиктовые песчанники то более грубозернистые, иногда содержащие гальку, то плотные кварцитовидные. Обычно присутствуют конкреции сферосидеритов, образующих иногда прослой среди аргиллитов. Встречаются также конгломераты, в состав которых входят гальки темно-серых известняков, песчанников, кристаллических сланцев и изверженных пород. Описываемая серия отложений имеет характер своеобразного флиша, нарушаемого иногда появлением более толстослойстых пачек песчанников или конгломератов. Своеобразие этих флишевых накоплений заключается в том, что они отлагаются в испытывающем погружение прогибе по краю приподнятой платформы. Погружение прогиба сопровождается постепенным воздыманием кордильеры. Правильная ритмичность флиша часто нарушается и сменяется образованием формаций аспидных и блестящих сланцев, обладающих менее правильным ритмом отложения осадков. Тем не менее это своеобразный флиш, широко развитый в краевых прогибах нижнего мезозоя Средиземноморской геосинклинальной области.

Слои таврической свиты широко распространены в области Горного Крыма. Эта свита входит в состав сланцево-песчанниковой толщи, подстилающей верхнеюрские образования, и слагает внутренние ядра антиклинальных поднятий. На северном склоне они обнажаются в долине между Первой и Второй грядями. Породы таврической свиты, как правило, исключительно сложно дислоцированы, перемяты и разбиты трещинами, по которым произошло смещение отдельных пачек.

По возрасту таврическая свита в первоначальном понимании относилась к верхнему триасу и нижней юре до тоара включительно. Присутст-

вде отложений верхнего триаса впервые было установлено К. К. Фохтом (1901). Этот исследователь встретил на северном склоне в окрестностях дер. Мамак слон аргиллитов с богатой фауной *Pseudomonotis*, определенных им как *P. ochotica* Tell. Впоследствии эти формы были переопределены П. В. Виттенбургом (Борисяк, 1909) и выделены под названием *Pseudomonotis caucasica* Vitt. Этот вид пользуется очень широким горизонтальным распространением в Крыму и на Кавказе и является окаменелостью, на основании находок которой устанавливается присутствие верхнего триаса. Менее широким распространением пользуются *Halobia* aff. *neumayri* Bittn., *H. celtica* Mojs., *H. fluxa* Mojs., впервые найденные А. С. Моисеевым (1926а) близ с. Лозовое и в районе Ялты. Кроме того, им в верховьях р. Бельбека был встречен аммонит *Pararcestes*. Эти формы позволили установить наличие верхнетриасовых отложений на многих участках распространения таврической свиты. На южном склоне они обнаружены в Теселинском, Форосском, Мшатском, Оползневом, Симеизском, Ялтинском, Турзуфском районах, а также у селений Малореченское, Рыбачье, Приветное, в восточном Крыму. Наиболее разнообразные, многочисленные остатки фауны триаса встречены А. С. Моисеевым (1926б) в дер. Бешуй.

В бассейне р. Салгира А. С. Моисеевым (1932) были найдены отдельные глыбы и линзы серых и красноватых известняков, залегающих на поверхности триасовых песчаников. Не выдержанные по простиранию линзы серых известняков содержат обильную, хотя и однообразную фауну плеченогих нижнего и среднего лейаса. Из красноватых известняков А. С. Моисеев описал следующие формы: *Terebratula gregaria* Suess., *Waldheimia austriaca* Zlg., *Spiriferina ozycolpos* Emmr., *S. cl. munzavini* Bittn., *Retzia schwageri* Bittn. var. *taurica* Mojs., *Rhynchonella fissicostata* Suess., *R. caucasica* Wittn., *Oxytoma inaequivalvis* Sow.

По мнению автора, эта фауна характерна для верхних ярусов триаса. Таким образом, для Горного Крыма палеонтологически доказано присутствие верхнетриасовых отложений. Никаких указаний на возможность наличия более древних отложений триаса мы не встречаем. Верхнетриасовые отложения Горного Крыма пока не могут быть подразделены на отдельные ярусы и тем более зоны. Только в пределах Южного берега намечается наличие самостоятельных горизонтов с *Halobia* aff. *neumayri* Wittn. и *Pseudomonotis caucasica* Witten.

Чрезвычайно важное значение для понимания развития вулканической деятельности мезозойского времени в Крыму имеют исследования сначала И. Ф. Пустовалова, а затем В. И. Лебединского и А. И. Шалимова (1960). В статье последних авторов убедительно доказывается присутствие в верхнетриасовых отложениях северного склона как интрузивных, так и эффузивных изверженных пород. Здесь отмечаются многочисленные силлы, участвующие в складчатости. Особый интерес представляют произведенные ими описания комплекса вулканогенных образований у с. Лозовое. Ими приводится следующий разрез снизу вверх от низов таврической свиты до байоса.

Таврическая свита. Флишевое переслаивание темно-серых глинистых сланцев с тонкими прослоями буровато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. Ритмы двух- и трехкомпонентные, преимущественно сланцевые. В основании ритмов залегают прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность 10—40 см. В сланцах встречаются многочисленные карбонатные конкреции. В конкрециях и в сланцах встречены *Rhacophyllites* cf. *neojurensis* Quenst., *Halobia septentrionalis* Smith., *H. austriaca* Mojs., *H. cl. lineata* Munst., характерные для карнийского и норийского ярусов верхнего триаса.

Вулканогенный комплекс. Переслаивание порфиритовых, спилитовых и кератоспилитовых покровов с пластами туфов, туффи-

тов и сланцев. Мощность покровов от единицы до десятков метров. Спидиты и разности порфиритов с мшдалекаменными текстурами тяготеют к верхам комплекса, причем в некоторых лавах хорошо выражено шаровое сложение. Мощность пород вулканогенного комплекса более 300 м. Залегание на подстилающих терригенных породах таврической свиты согласное.

Э с к и о р д и н с к а я с в и т а. А. В основании ее залегает горизонт брекчированных известняковых глыб, светло-серых среднезернистых песчаников, гравелитов и сланцев. Известняковые глыбы, а местами вмещающие их песчаники и гравелиты, налегают на различные горизонты подстилающего вулканогенного комплекса. Форма известняковых глыб линзовидная, неправильная. Размеры их — от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Встречены глыбы, содержащие фауну верхов триаса: *Amphiclina taurica* Moiss., *Zeilleria ogechbohensis* Mojs., *Athyris robinsoni* Dagens, *Ath. oxycolpos* Emmer., *Robinsonella mastakanensis* Mojs., *Schioceras* sp., *Schlotheimia* sp., *Rhynchonella borissiakii* Mojs., *Rh. litadiensis* Mojs., *Rh. jaltaensis* Mojs., *Rh. pseudopolitycha* Boch, *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), *Homoerhynchia bodrakensis* (Mojs.), *Piarorhynchia graeppini* (Opp.), *Zeilleria numismalis* Dav., *Z. subnumismalis* Dav., *Spiriferina moeschi* Haas, *Sp. angulata* Mojs., *Sp. haueri* Suess., *Sp. alpina* Opp., *Lobothyris punctata* Sow., *Aulacothyris rheumatica* var. *depressa* Haas и т. д. В большом количестве в известнике присутствуют членики криноидей. Кроме того, встречаются остатки нелеципод, гастропод и белемнитов плохой сохранности. В верхней части наиболее крупной глыбы, залегающей в левом борту Петропавловской балки, наряду с фауной среднего лейаса, встречен аммонит *Coeloceras crassum* Phill. (определение В. И. Бодылевского), позволяющий датировать возраст известняка как тоарский. Мощность базального горизонта с глыбами около 20 м.

Б. Выше базального горизонта залегает пачка песчаников и сланцев с линзами гравелитов. По мнению А. И. Спегиревой, в сланцах этой пачки встречена микрофауна верхнего лейаса. Мощность пачки 80 м.

В. Переслаивание средне- и крупнозернистых песчаников, конгломератов, гравелитов, сланцев. В песчаниках и гравелитах встречаются отдельные небольшие валуны и глыбы верхнетриасовых известняков и большое количество крупных обломков ожелезненной древесины. В одном из слоев песчаника И. В. Михеевой в 1955 г. был встречен отпечаток аммонита *Witchelia* sp. (определение В. И. Бодылевского), датирующий возраст как аален—байос. Мощность этой части эскиординской свиты измеряется несколькими сотнями метров.

По мнению авторов, образование вулканогенного комплекса происходило в течение верхней половины норрийского века. Лежащие выше слои, перекрывающие вулканогенную толщу, они относят к верхнему лейасу, аалену и байосу. Накопление разновозрастных обломков и глыб они объясняют разрушением существовавшей и развивавшейся в продолжение длительного времени на данном участке биогермы, располагавшейся на конусе погружавшегося вулкана. По общему характеру накопления вулканогенной толщи у с. Лозовое и по петрографическому составу магматических пород описанный верхнетриасовый комплекс удивительно напоминает среднеюрские комплексы других районов Крыма. Сходство настолько велико, что среднеюрский магматизм является несомненным продолжением позднеюрского, и между ними существовала прямая связь. Среднеюрские излияния располагались по линиям разломов, по границам происшедших поднятий антиклиналей, с углубляющимися прогибами синклиналей. Поэтому они имели характер трещинных излияний. Очевидно такой же характер имели излияния и у с. Лозовое, располагавшиеся на склоне наиболее крупного в позднем триасе Качинско-Курцовского антиклинория, образовавшегося на древнемкимерийском этапе складчатости, поэтому и

длительное существование биогермы нам представляется сомнительным. С нашей точки зрения, повторные размывы в течение лейаса разрушали ранее отложившиеся слои вплоть до верхнего триаса. Сохранившееся нагромождение глыб, обломков и крупных пачек среднего и нижнего лейаса, а также верхнего триаса с включенными в них глыбами пермских и каменноугольных отложений носят название эскиординского горизонта, на рассмотрение которого мы остановимся несколько ниже. Время излияния у с. Лозовое мы склонны приурочить к верхам триаса и нижней части геттангского яруса. Вулканическая деятельность сопутствовала первым движениям киммерийской складчатости, начавшейся, по-видимому, в рэтский век.

Верхняя часть таврической свиты относится к нижней юре. Первое упоминание о наличии в сланцево-песчанниковой толще Южного берега отложений лейаса мы встречаем у Дюбуа-де-Монперре (Dubois de Montpereux, 1837). Он отнес к лейасу всю толщу глинистых сланцев Южного берега и северного склона Яйлы. П. Гюо (Huot, 1840—1843) присоединил к ним также всю толщу роракских конгломератов, залегающих в основании Яйлы. Во время Севастопольской осады английский капитан Кокбури занимался собираньем окаменелостей, которые затем были определены В. Байли (Baily, 1858). Последний из известняков дер. Биасала определял *Terebratula perovalis*, *Gryphaea incurva* Sow., *Ammonites ragninianus* d'Orb., а из известняков, найденных у Ворошицкой дороги, ведущей к дер. Камары, — *Terebratula numismalis* Lam., *Cardium aequistriatum* Baily и *Astarte complanata* Voisn. Эти формы Байли отнес к нижнему и среднему лейасу. Вслед за ними Г. Р. Романовский (1867) и А. А. Штукенберг (1873) также отнесли черные глинистые сланцы северного и южного склонов Крымских гор к лейасу, почти не приводя в подтверждение палеонтологических доказательств. Однако уже Гоммер де Геллем (Hommage de Hell, 1843—1845) была найдена в окрестностях Судака фауна головоногих, которая, по определению М. Неймара (Neumayer, 1871) и д'Орбизни (D. Orbigny, 1842), оказалась среднеюрской. На этом основании Э. Фавр (E. Favre, 1877—1878) разделяет сланцево-песчанниковую толщу на лейасовую и среднеюрскую, не проводя между ними определенной границы. Впоследствии целым рядом исследователей — Д. П. Стремоуховым (1894а, 1894б), К. К. Фохтом (1901), А. А. Борисяком (1905) и многими другими — упоминались находки среднеюрских отложений и было доказано их большое участие в сложении сланцево-песчанниковой толщи.

Присутствие лейасовых отложений было подтверждено К. К. Фохтом (1910), нашедшим в окрестностях Симферополя на контакте с порфиритом среди сланцев выход раковинного зернисто-кристаллического известняка с богатой фауной брахиопод и иглокожих гипрлатского типа. А. А. Борисяк (1909) указал прослой брахиоподового известняка с *Terebratula numismalis* d'Orb. в туфах Меласского гребня на Южном берегу. Тот же исследователь собрал в районе Ялты из черных известняков, выступающих среди сланцев на правом склоне долины р. Водопадная, богатую фауну плеченогих, из которых им были определены *Spiriferina moeschi* Haas, *S. haueri* Suess, *Waldheimia ewaldi* Opp., *W. choffati* Hass, *W. perforata* Piette, *W. austriaca* Zugm., *Terebratula punctata* Sow., *Rhynchonella variabilis* Sloth.

Дальнейшие находки отдельных выходов лейаса сосредоточились в Симферопольском районе на северном склоне Крымских гор. В. Ч. Мухин (1917), обработавший коллекции А. А. Борисяка, К. К. Фохта и Г. Ф. Вебер, пришел к выводу, что фауна лейасовых известняков относится к среднему лейасу. Впоследствии А. С. Моисеев (1935), соединив в своих руках сборы А. А. Борисяка, К. К. Фохта, Г. Ф. Вебер, Н. М. Прокопенко, Б. А. Федоровича и свои собственные, дал большой список лейасовой фауны

почти исключительно плеченогих. Им сделано пятьдесят пять определений по отдельным обнажениям.

Много отдельных выходов лейасовых известняков отмечено в Ялтинском районе на Южном берегу Крыма.

На берегу моря в Ливадии разбросано несколько глыб лейасовых известняков, известных под названием «Моховые камни».

На берегу моря у границы с Орсандой найдены глыбы кварцевых песчаников, переходящих в известняки. В них найдены *Spiriferina moeschi* Haas и *Arietites* sp. indet., весьма близко напоминающий *Arietites rari-costatus* Ziet. Такие же глыбы лейасовых известняков с той же фауной плеченогих встречены под Ливадийским кладбищем, у дер. Всплывка и на берегу моря у Массандры.

Лейасовые известняки Крыма — кристаллические, светло-серые, красноватые или черные, пронизанные жилками кальцита. При накаливании они издают запах битуминозных веществ. Местами наблюдаются тонкие прослойки черного сланца с члениками морских лилий, другие же заключают зерна кварца и, обогащаясь последним, переходят в кварцевые песчаники и аркозы.

Таким образом, по данным А. С. Монсева (1926), нижняя юра в Крыму представлена песчаниками, известняками и глинистыми сланцами. Нижняя юра А. С. Монсевым не расчленена на отдельные ярусы. По его данным в ней лишь намечается нижний лейас (геттангский и сипмюрский ярусы), к которому предположительно возможно отнести кварцевые песчаники с *Arietites* sp. indet., встречаемые в виде глыб на берегу моря у Оранды, и песчаники долины рр. Салгира (окрестности Симферополя) и Альмы, выделяемые А. С. Монсевым под именем эскипординского горизонта.

Гораздо лучше палеонтологически охарактеризованы верх и нижнего лейаса (лотарингский ярус) и средний лейас (плинсбахский ярус), к которым относятся криноидные известняки с богатой и разнообразной фауной плеченогих. Известняки, по-видимому, представляют различные горизонты этих ярусов нижней юры. Так, например, известняки левого берега р. Бодрака и окрестностей с. Лозовое представляют один и тот же горизонт с *Rhynchonella persinuata* Rau, *R. laevigata* Quenst. и *Terebratella liasina* Desl. (домерский ярус). Известняки же окрестностей Ялты, по-видимому, представляют более низкий горизонт, чем вышеуказанные известняки. Для них характерно присутствие *Spiriferina moeschi* Haas, *Waldheimia deffneri* Opp., *W. perforata* Piette и *Lima gigantea* Sow. (плинсбахский ярус).

В. Ф. Пчелинцев (1937) описал из глыб лейасовых известняков окрестностей Ялты *Pleurotomaria coarctata* Stol., *Sisenna singularis* Sieb., *Ceolodiscus minutus* Schubl., *Ataphrus globatus* Pöel., *A. taticus* Pöel., *A. ponticus* Pöel., *Cirsostylus onomphalus* Quenst., *Amberleya taurica* Pöel., *A. rettbergi* Schlonb., *Trochus avernus* Stol., *T. epulus* d'Orb., *T. lateumbilicatus* d'Orb., *T. latus* Pöel., *Katospira carusensis* d'Orb., *K. hierlatzensis* Stol., *K. pontica* Pöel., *K. plana* Pöel., *K. suessi* Stol., *Anoptycha fragilis* Pöel., *Procerithium yaltense* Pöel., *Praeconia partschi* Stol., *Anisocardia ambergensis* Roll., *Avicula yaltensis* Mojs., *Ozytoma oppeli* Roll., *Lima punctata* Sow., *L. densicostata* Quenst., *L. hausmanni* Dun., *L. antiquata* Sow.

Таким образом, эти известняки содержат достаточно богатую и разнообразную фауну, позволяющую определить их возраст. Можно думать, судя по одинаковому ее составу, что все отдельные глыбы имеют одинаковый возраст, хотя у некоторых глыб встречаются виды, распространенные в Западной Европе в более низких горизонтах. Тем не менее одновременное присутствие с ними плинсбахских форм говорит в пользу признания за ними этого же возраста. Подстилающая их толща кварцевых песчаников предположительно относится к лотарингскому ярусу. В свете новых

данных самыми нижними отложениями лейаса являются слои синемюра и верхнего геттанга. Этот возраст указывался ранее А. С. Моисеевым (1926в) для выделенного им эскипординского горизонта, в состав которого входят и кварцевые песчаники. Согласно данным А. Д. Миклухо-Маклая и Г. С. Поршнякова (1954), в толще темно-серых глинистых сланцев долины р. Бодрак были встречены аммониты, определенные Г. Я. Крымгольцем как *Schlotheimia angulata* Schloth., *Sch. charmassei* d'Orb. Еще ранее в районе Ялты в аналогичных сланцах А. А. Борисяк (1909) встретил *Arnaceras mendax* Fucini var. *taurica* Mojs., *Cotoniceras* ex gr. *bucklandi* Sow., имеющих тот же возраст. Не приходится сомневаться, что эти сланцы тождественны по возрасту с эскипординским горизонтом А. С. Моисеева. М. В. Муратов (1960) рассматривает эскипординскую свиту как песчаниковую фацию, распространенную лишь на Качинско-Курцовском антиклинории.

Над описанными глинистыми сланцами и известняками нижнего и среднего лейаса находится значительной мощности толща чередования аргиллитов с алевритами, которая предположительно относилась нами к тоарскому и ааленскому ярусам. На возможность отнесения ее к тоарскому ярусу указывали находки на Южном берегу у с. Мухолатки нескольких экземпляров *Mytiloides amygdaloides* Goldf. (Пчелинцев, Погребов, 1936).

Последние данные подтверждают присутствие верхнего тоара. Так, близ сел. Партизанское был найден *Dactylioceras* sp. n., а в разрезе долины р. Альмы *Crammoceras saemanni* (Dum.). Присутствие аалена пока ничем не подтверждается, что приводит к выводу о вероятном перерыве перед отложением средней юры.

Приведенные выше данные указывают, что таврическая свита может быть разделена на две части. Нижняя из них относится к порийскому, карнийскому и частично к рэтскому ярусам верхнего триаса, а верхняя — к лейасу — от верхнего геттанга с перерывом в нижнем тоаре до верхнего тоара включительно.

Выше мы коснулись вопроса о так называемом эскипординском горизонте А. С. Моисеева. Сам автор, предложивший этот термин, ограничивал его сравнительно небольшой толщей известняков, песчаников и глинистых сланцев, залегающих на размытой поверхности верхнего триаса. Л. Б. Васильева и М. В. Муратов (1949) подразделяют таврическую свиту на три отдела, средний из которых составляет эскипординский горизонт. Такое деление вызвало справедливую критику со стороны Б. П. Бархатова (1955), предложившего, как это ранее намечалось В. Ф. Пчелинцевым (1937), двучленное разделение. Нижнюю часть он также отнес к верхнему триасу, а для верхней предложил наименование эскипординской свиты, включив в ее состав и вышележащие слои тоарского яруса.

Эскипординский горизонт представляет, как указывает М. В. Муратов (1960), местную фацию, свойственную преимущественно Качинско-Курцовскому антиклинории. Часть его, поднятая над уровнем моря, подверглась энергичному размытию, при котором плотные породы, а именно кварцито-песчаники и известняки в виде глыб, оставались на месте, а мелкообломочный материал сносился в прилегающие прогибы. Нам представляется, что подобный размыв происходил неоднократно в каждую из эпох стратиграфических перерывов. Мы не имеем никаких палеонтологических указаний на присутствие в Горном Крыму отложений нижней части геттангского и тоарского ярусов и аалена. Допустив, что каждому из этих перерывов соответствовал дальнейший рост антиклинория и его осушение, мы можем думать, что была не одна эпоха размыва, а что он происходил периодически в течение всего лейаса и начала средней юры. Этим объясняется сравнительно небольшая мощность глыбовых накоплений и переслапавшие

их с сохраняющими пластообразный характер кварцитами и известняками лотарингского и плинсбахского ярусов, а также с крупными пакетами и непрерывными пластами верхнего тоара. Последний особенно наглядно выявляется на Южном берегу Крыма. Несогласные залегания нижней юры на верхний триас и средней юры на лейаса, наблюдаемые почти на всем протяжении юго-западной части Южного берега, позволяют сделать заключение, что они соответствуют трансгрессивным сериям.

В отложениях прогибов базальные образования отсутствуют и поэтому установление границ представляется затруднительным. На основании этих соображений мы можем высказать мнение, что эскиурдинский горизонт А. С. Моисеева (1926в) не является стратиграфическим горизонтом, а представляет результаты местных разрывов верхних частей антиклинорев, образовавшихся на границе позднего триаса и ранней юры. Мы не видим никаких оснований для включения в эскиурдинский горизонт в понимании А. С. Моисеева всего лейаса и даже нижнего яруса средней юры. Вместе с тем сужение первоначального объема таврической свиты или таврических слоев К. К. Фохта и ограничение его верхнетриасовыми слоями также ничем не оправдано. Нам представляется возможным сохранить таврическую свиту в качестве термина свободного пользования для отложений верхнего триаса и нижней юры Горного Крыма. Эскиурдинский горизонт следует исключить из стратиграфической колонки. Накопившиеся и продолжающиеся накапливаться палеонтологические материалы уже в настоящее время позволяют во многих случаях различать слои верхнего триаса, нижнего и среднего лейаса и тоара. В брахисинклиналиях среднеюрского возраста подвергшиеся повторной складчатости верхнетриасовые пласты отличаются от среднеюрских большей степенью метаморфизации и отграничение их от лейасовой серии обычно не представляет больших затруднений. Несомненную помощь для разграничения верхнего триаса и нижней юры окажет также изучение флишевой толщи этих отложений по методике Н. Б. Вассоевича. Это изучение успешно начато Л. Б. Васильевой и Н. В. Лонгвиненко (1954), но пока не дало четких результатов.

Мощность верхнетриасовой и нижнеюрской флишевых толщ измеряется сотнями метров, но точная цифра в настоящее время еще не может быть установлена; можно думать, что она не превышает 1500 м. Такому заключению не противоречит и то, что скважина, заложенная около Ялты с целью получения минеральной воды, остановлена на глубине 2350 м, еще не выйдя из этой толщи. Эта скважина проходит по круто падающему юго-восточному крылу Васильевской брахисинклинали, ядро которой сложено сильно перематыми сложпо дислоцированными аргиллитами и алевролитами верхнего триаса и нижней юры. Этим объясняется увеличенная мощность флишевой серии, несоответствующая нормальной.

Наиболее широкая площадь отложений таврической свиты, соответствующая по возрасту верхнему триасу и нижней юре, занимает область Яйлинской геосинклинальной ложбины в юго-западном Крыму. Судя по данным буровых скважин, отложения таврической свиты и средней юры отсутствуют в Восточно-Крымском прогибе, район которого является частью платформы Равнинного Крыма.

Накопление осадков в краевом прогибе происходило главным образом за счет сноса с платформы Равнинного Крыма, ограничивающей Яйлинскую ложбину с трех сторон.

Следует согласиться с М. В. Муратовым (1960), что снос терригенного материала происходил также и с юго-восточной стороны, с Закавказской геосинклинали, на что указывает присутствие конгломератов в таврической свите на Южном берегу. Эти конгломераты содержат валуны и гальки верхнепалеозойских изверженных пород, участвующих в сложении Закавказской геосинклинали.

Перед началом среднеюрского времени Крымский краевой прогиб распался на ряд остаточных ложбин, в которых было сосредоточено в дальнейшем осадконакопление. В юго-западном Крыму такими ложбинами являлись Яйлинская, между Качинско-Курдовским антиклинорием и Закавказской геосинклиналью и Батумская — между Сухореченской антиклиналью и Закавказской геосинклиналью. С северо-восточной части краевого прогиба, отделенной от юго-западной крупной Алуштинской антиклиналью, располагалась сложная Судакская ложбина. Отграничивающие перечисленные ложбины с юго-западной стороны Сухореченский, Качинско-Курдовский и Туакский антиклинории были слиты друг с другом в единый Мезотаврический кряж. За ним и между краем платформы Равнинного Крыма располагались узкие Бахчисарайский и Феодосийский прогибы. Геотектоническая «Форосская суша» М. В. Муратова (1960) представляет, по нашему мнению, участок Закавказской геосинклинали и не является самостоятельным образованием.

Средняя юра

Флишевой характер осадконакопления сохраняется в некоторой степени и среди отложений среднеюрской серии. Иногда он прерывается появлением крупных чашек песчаников и конгломератов. В других случаях чередование имеет правильный характер и слои аргиллитов чередуются с тонкими пропластками алевролитов. Весьма часты конкреции и целые прослои сферосидеритов и аптракопитов.

Среднеюрские отложения менее дислоцированы и имеют более спокойное залегание по сравнению с таврическими, уже испытывавшими две фазы складчатости и соответственно метаморфизованы в меньшей степени. В большинстве случаев, несмотря на сходный общий характер, среднеюрские отложения могут быть отличны от триасо-лейасовых. Как правило, можно отметить, что среднеюрские аргиллиты имеют светлую, слегка зеленоватую окраску, отличаются меньшей плотностью и при выветривании распадаются на тонкие плитки. Весьма характерно, что в верхних частях этой серии большого развития достигают конгломераты и серо-зеленые песчанки с растительными остатками, имеющие несколько десятков метров мощности. Среднеюрские отложения также позволяют видеть сильно развитую трещиноватость, причем тонкие трещины часто бывают выполнены кальцитом. Нередко аргиллиты позволяют наблюдать эллипсоидальную отдельность. В верхних частях серии количество сферосидеритовых и аптракопитовых конкреций увеличивается настолько, что они образуют среди глинистых сланцев отдельные прослои. Наряду с ними встречаются как отдельные глыбы, так и прерывистые слои темного, сильно фосфористого известняка. Для отдельных участков характерно присутствие проявлений магматической деятельности. Здесь встречаются различные их формы в виде мощных интрузий-штоков, neckов, лавовых потоков, туффигов, туфобрекчий и туфогенных песчанков. Быстрая изменчивость фаций особенно характерна для нижних частей среднеюрской серии, так как она ложится на сложно дислоцированную таврическую свиту. На последней она налегает несогласно со следами размыва.

Средняя юра широко развита в юго-западной части Южного берега. Отложения этого возраста прослеживаются от мыса Айя до с. Запрудное, за которым они скрываются под известняками Бабуган-Яйлы. На этом протяжении они образуют полосу, прерываемую выходами слоев таврической свиты, выступающей в ядрах антиклинальных поднятий. Соответственно характеру складчатости, выходы верхнего триаса и нижней юры имеют близкое к широтному направлению на юго-западной и северо-восточной оконечностях Горного Крыма. В центральной части они прерываются к крупным складкам северо-восточного простирания.

В Батилиманской ложбине в районе Ласпи среднеюрские отложения сложены конгломератами и песчаниками с прослоями бурого угля. Выше идут глинистые сланцы с прослоями песчаников с растительными остатками. Далее на восток средняя юра представлена мощной (400—500 м) толщей из аргиллитов и песчаников, среди которых значительную роль



Рис. 5.

Алуэкийский хаос из глыб разрушенного лакколита.

играют туфы, туфобрекчи и другие осадочно-вулканогенные породы. Нижняя часть разреза среднеюрских отложений начинается конгломератом, мощностью около 10 м, содержащим гальку изверженных пород. Выходы конгломерата с перерывами наблюдаются от Тессели до мыса Троицы. Затем следует чередование аргиллитов и песчаников, имеющих флишевый характер. Среди них встречаются отдельные линзы плотных среднезернистых крепких серых песчаников, иногда с галькой и кусочками угля. С верхними слоями нижней части связаны указанные выше проявле-

ния магматической деятельности. Наиболее яркими они являются в районе Голубого залива, где они связаны с линией разлома по оси Леменской брахипантиклинали. По данным Д. И. Щербакова (1914), здесь встречаются альбитовые диабазы, кератофирры и кератофирровые туфы. А. Н. Заварзкий (Пчелинцев, 1931) установил наличие более кислых кератофирров выше толщи и более основных вверху. Эта туфоловая серия, по мнению Д. И. Щербакова, образована в результате подводных вулканических извержений, на что указывает пузырчатый характер лав, шаровая отдельность и многочисленные прослои глинистых сланцев среди туфовых пород. Мощность ее весьма значительна и она слагает вершины гор Хыр и Ппякы, из которых последняя поднимается до уровня известнякового плато Яйлы.

Из туффитов Бекетовки, а также из глыб фосфористых известняков были описаны (Пчелинцев, 19276) *Ctenostreon pectiniforme* Schloth., *Limea taurica* Pöcl., *Posidonomya buchi* Roem., *Lithophyga iclusa* Phill., *Opis pulchella* d'Orb., *Phylloceras rudernatschi* Hauer., *Ph. disputabile* Zitt., *Ph. subobtusum* Kid., *Pecten spathulatus* Roem., *Lithodomus trapezoides* Pöcl., *L. inclusus* Phill., *Pernomytilus quadratus* Pöcl., *P. acurus* Pöcl., *Nucula ventricosa* Pöcl., *N. palmaeformis* Pöcl., *Astarte sub-munsteri* Pöcl., *A. orthogonalis* Pöcl., *A. kukuk-koiensis* Pöcl., *A. angulata* M. L., *Sphaera madridi* d'Alch., *Lucina bellona* d'Orb., *L. laitmarensis* Lor., *L. despectaeformis* Pöcl., *L. subovalis* Pöcl., *Anisocardia tenera* Sow., *Goniomya* Pöcl., *Anatina* Pöcl., *Tracia eimensis* Brauns., *Pholas* Pöcl., *Lithoceras stremou khovi* Pöcl. По возрасту эта фауна относится к верхнему байосу и нижнему бату. Обожженные раковины из толщи туффитов указывают на прижизненное захоронение животного сообщества и тем самым уточняют возраст излияний. С вулканической деятельностью связаны также липсы темно-серых богатых фосфором известняков, свидетельствующих о массовой гибели организмов.

Верхние горизонты представлены главным образом аргиллитами с тонкими прослоями песчаников, в нижней части которых присутствуют туфогенные песчаники. В этой толще встречаются конкреции слегка фосфористых известняков и сферосидеритов, образующих в верхах ее стяжения и невыдержанные прослои. В них встречаются в большом количестве отпечатки *Posidonia buchi* Roem., а также аммониты: *Litoceras adeloides* Strem. и *L. ilanense* Strem. Глинисто-песчаная серия относится к батскому ярусу, эффузивная, скорее — еще к байосу.

К востоку от Леменской брахипантиклинали верхняя часть среднеюрской толщи, принадлежащая батскому ярусу, прослеживается в верхней части склона у подножья Яйлы. На возможное присутствие верхнего байоса указывает большой диоритовый лакколит Алулки, распахившийся на отдельные глыбы и носящий название «Алулкинского хаоса» (рис. 5).

В районе Ялты, до Гурзуфа, породы средней юры уже не содержат туфогенного материала. Вулканическая деятельность проявилась в форме образования более или менее крупных лакколитов, в том числе горы Аю-Даг на берегу моря, ограничивающий с востока Гурзуфскую бухту.

В районе Ялты, по А. С. Моисееву (1926в), байосские песчаники содержат *Pseudomonotis echinata* Sow., *Sagenopteris phillipsi* Brongn., *Cladophlebis senticulata* Brongn., *Todites williamsoni* Brongn., *Sphenopteris* Pöcl.

Верхняя часть представлена сланцеватыми глинами с конкрециями сферосидерита и песчаниками с растительными остатками. В них найдены *Ophella aspidoides* Opp., *Rhyloceras kudernatschi* Hauer., *Ph. disputabile* Zitt., *Pseudomonotis echinata* Sow., *Posidonia buchi* Roem., *Cucullaea concinna* Phill., *C. cucullata* Coldf., *C. subdecussata* Munst., *Trigonia imbericata* Sow., *Cypricardia nitoda* Phill., *Tracia oolithica* Terq. et Jourdy. А. С. Моисеевым собраны растения: *Williamsonia pecten* Phill. и *Nilssonii* cf. *orientalis* Neer.

Выходы средней юры расположены в верхней части склона у селений Ущельное и Васильевка. Далее на восток полоса среднеюрских отложений окаймляет Никитскую Яйлу и представлена только отложениями батского яруса. Это соответствует синклинальному Никитскому изгибу.

В Гурзуфском районе у с. Запрудного в основании средней юры залегают раздробленные серые песчаники верхнего байоса с *Brachiphyllum tamillare* Brongn. Эти песчаники и присутствующие совместно с ними углистые сланцы являются прямым продолжением под Яйлой байосской серии Бешуйского угольного месторождения, расположенного на Качинско-Курцовском антиклинории, что подтверждается также находками у с. Запрудное кусков гагата.

Далее на восток распространение среднеюрских отложений прерывается Алуштинской антиклиналью, на которой они присутствуют только на крыльях. Долгое время считалось, что среднеюрские отложения отсутствуют на всем протяжении Южного берега от Алушты до Судака. Впервые Г. А. Лычагин (Лычагин, Сальман, Чуприна, 1956) обнаружил выходы среднеюрских отложений у с. Рыбачье. Здесь из толщи глинистого песчаника, мощностью 35—40 м. им собрана типично батская фауна, в состав которой входят *Pseudomonotis echinata* Emith., *Lucina bellona* d'Orb., *L. al. balcanensis* Pöel., *Goniomya baysunensis* Bor.

Этот песчаник залегает в верхней части алевроито-песчаной толщи. По данным Е. А. Успенской, к западу от с. Рыбачье, на берегу моря обнажаются глины с прослоями туфов и линзами эффузивов. В глинах собраны и определены аммониты *Naunolytoceras stremoukhovi* Pöel., *Dinolytoceras* aff. *fascicostatus* Besnossov и ряд паркинсоний из зоны *Parkinsonia parkinsoni*, указывающих на верхнебайосский возраст отложений.

Далее на восток в северо-восточной части Судакской ложбины среднеюрские отложения принимают глинистый характер. На горе Перчем, у Судака, они были описаны К. К. Фохтом (Vogdt, 1897). Мощность их у мыса Ай-Фока достигает 1000 м. В районе с. Планерское средняя юра представлена мощной глинистой толщей, верхняя часть которой, судя по находкам *Eohecticoceras fusca* Quenst., *E. aspidoides* Opp., *E. discus* d'Orb., принадлежит к батскому, а нижняя — к байосскому ярусам.

Восточнее, в туфогенных породах Янышарской бухты, М. В. Муратовым (1960) были найдены верхнебайосские формы *Parkinsonia parkinsoni* Sow. и *Megateuthis longa* Vol.

Среднеюрская толща этого района складается сланцеватыми глинами с отдельными железистыми и мергелистыми конкрециями и редкими прослоями песчаников. В верхней части этой толщи появляются туффиты, лавы и туфобрекчии. В составе последних встречены глыбы светло-серых известняков с *Phylloceras abichi* Uhl., *Nannolytoceras stremoukhovi* Pöel. и *Posidonia buehi* Roem. Верхняя часть сланцево-песчаниковой толщи принадлежит батскому ярусу. Этот возраст основан на определениях Д. П. Стремоухова (1922) собранной им фауны, в состав которой входят *Eohecticoceras serrigera* Waag., *E. aspidoides* Opp., *E. discoangulata* Strem., *E. discus* d'Orb., *E. fusca* Quenst., *Phylloceras kobseleense* Strem., *Ph. kuderatschi* Hauer., *Stepheoceras wagneri* Opp., *Lissoceras psilodiscus* Schl., *Nannolytoceras ilanense* Strem. и *N. stremoukhovi* Pöel.

Среди туфобрекчий Карадага В. Ф. Пчелинцевым (1927а) определены *Praeconia* aff. *seguani* Cossm., *Turbo* sp. n. indet., *Ataphrus* sp. indet., *Brachytrema* cf. *wrighti* Cotteau.

Эта фауна, вероятно, относится к верхнему бату, хотя не исключена возможность принадлежности ее к нижнему келловей. Батские отложения восточного Крыма переходят в нижний келловей, сложенный теми же слан-

цеватыми глинами с прослоями песчаников, без каких-либо следов пере-
дыва.

На северном склоне Главной гряды, по южному склону Качинско-
Курцовского антиклинория, среднеюрские отложения наиболее детально
изучены В. В. Бобылевым (1960). По данным этого автора, наиболее пол-
ный разрез средней юры можно наблюдать в долине р. Чупи-Илга. Здесь
в основании залегает 150-метровый горизонт, сложенный грубозернистыми,
кварцевыми и аркозовыми песчанками, переслаивающимися с редкими
прослоями бурых глин. Выше песчанки довольно резко сменяются се-
рией часто чередующихся глин и среднезернистых песчаников, содержа-
щих отпечатки растений. Эта серия имеет два довольно выдержанных по
мощности пласта угля. Встречающиеся в ней фауна и флора указывают на
байосский возраст серии. На угленосную свиту налегают голубовато-
серые разнозернистые песчанки с *Cladophlebis denticulata* Brongn. и *Pseu-
domonotis echinata* Sow. Песчанки содержат линзы и маломощные прослои
грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Видимая
мощность надугленосного горизонта песчаников по р. Бююк-Узень равна
300 м. Вверх по разрезу надугленосные песчанки постепенно сменяются
глинами с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощ-
ность этой серии в районе р. Бююк-Узень достигает 700 м.

В туфах района Бешуйских копей и с. Счастливое встречена фауна,
в состав которой входят *Parkinsonia* ex gr. *parkinsoni* Sow., *Dinolytoceras*
aff. *zhivago* Besn., *D. fasciocostatum* Besn., *D. crimea* Strem, *Pseudophyl-
loceras* cf. *kudernantschi* (Hauer.) и *Partschiceras plicatum* Besn. Это позво-
ляет отнести падугленосный горизонт к байосу. По южному склону Ка-
чинско-Курцовского антиклинория мощность байоса достигает 1070 м.
Отложения батского яруса представлены глинами с сидеритами и с тон-
кими прослоями песчаников. В западном направлении байосские отло-
жения, постепенно уменьшаясь в мощности, выклиниваются, и бат ложится
трансгрессивно на таврическую свиту. Широкие брахиантиклинали ха-
рактеризуют отложения средней юры, такого типа синклиналь отмечается
в районе Бешуйских копей.

Крупная брахиантиклиналь с выходом в ядре пород таврической
свиты отмечается в бассейне р. Каспаны. Небольшая, но очень четкая
благодаря маркирующим горизонтам туфогенных пород синклинальная
складка прослежена у с. Счастливое. Хорошо выражена брахисинкли-
наль у с. Отрадное. На крупную брахиантиклиналь в бассейне р. Кокко-
зки указывал К. К. Фохт (1911). В предлузитанское время отложения
средней юры были не только собраны в брахискладки, но и рассечены на
блоки системой пересекающихся сбросов. В нижней части среднеюрской
толщи встречаются байосские *Phylloceras heterophylloides* Orr. и *Lytoceras*
sp. В верхней вулканогенно-осадочной серии присутствуют *Parkinsonia*
cf. *orhignyana* Wetzel и *Parkinsonia*, близкая к *Parkinsonia parkinsoni* Sow.
В бассейне р. Салгира эта толща замещается толщей конгломератов в 1200 м,
названных А. С. Моисеевым (1926в) «битакскими». В пропластках пе-
счаника внутри конгломератовой толщи встречаются остатки растений и
многочисленные *Posidonya buchi* Roes. По направлению на юго-запад
среднеюрские отложения могут быть прослежены до берега моря у Ба-
лаклары. По данным буровых скважин, средняя юра распространяется
на север до района Сакского озера. В западной части бат, так же как и
в восточном Крыму, непосредственно переходит в сланцеватые глины ниж-
него келловоя, и при отсутствии фауны разграничить их друг от друга не
представляется возможным.

Суммируя вышеприведенные данные, можно считать установленным,
что среднеюрские отложения в Горном Крыму представлены двумя верх-
ними ярусами: байосским и батским, при этом надо оговориться, что при

существование нижнего байоса палеонтологически не доказано. Ааленский век, по-видимому, являлся эпохой перерыва. Трансгрессивное залегание батских отложений, отмечаемое на Туакском и Качинско-Курцовском антиклинариях, а также Сухореченской антиклинали, указывает на то, что Судакская и Батилиманская ложбины испытывали более значительные погружения.

Как мы видели выше, среднеюрское время было в Крыму эпохой значительных по силе проявлений магматической деятельности. Подобной эпохи мы уже не встречаем в дальнейшей геологической истории Крыма.



Рис. 6

Лакколит Аю-Даг около Гурзуфа, в море две известняковые скалы Адалары, на берегу известняковая Гекузская скала с остатками крепости.

Первые проявления мезозойского магматизма мы отметили уже в верхнем триасе. Бурно проявляется вулканическая деятельность в верхнем байосе и продолжается, постепенно ослабевая, до келловоя, на что указывает присутствие туфогенных песчаников и лавовых потоков. Последовательное ее развитие прослеживается как на эффузивных, так и на интрузивных образованиях. Непрерывное длительное развитие магматического процесса очень наглядно проявляется в повторных внедрениях интрузивных тел. У многих лакколитов Южного берега мы можем наблюдать, что первоначальный внешний панцирь, сложенный кислыми породами, прорывается при повторном внедрении более основной магмы. В эффузивно-осадочной серии непрерывность процесса выражается последовательной сменой перекрывающих друг друга лавовых потоков и накоплений туфа.

Для района Карадага Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933) находит возможным различать палеоташные альбитизированные породы от неизмененных кайноташных.

Среди изверженных пород в Крыму, по данным многочисленных исследователей, встречаются как глубинные, так и полуглубинные, и паряду

с интрузивными встречаются породы эффузивного комплекса. Среди них господствуют полуглубинные интрузии в виде лакколлитов, диаметром от десятков метров до двух километров. Большим распространением пользуются связанные с ними дайки, породы которых имеют порфиристую структуру. Лакколлиты Горного Крыма имеют форму перевернутой капли и обычно вытянуты в определенном направлении, представляя как бы расширенную дайку. Иногда ряд лакколлитов располагается на одной линии, соединяясь друг с другом.

Для многих лакколлитов характерны повторные внедрения магмы. Это отчетливо наблюдается на примере горы Аю-Даг (рис. 6). Этот лакколлит сложен во внутренних своих частях диоритом, а в наружной — диорит-порфиритом. Юго-западная его часть имеет эллиптическую форму и отделяется от северо-западной широкой полосой дробленых аргиллитов и алевролитов. Северо-восточный участок Аю-Дага вытянут в меридиональном направлении, в отличие от западного направления юго-западной части, являющейся повторным внедрением. Для Аю-Дага и других лакколлитов Крыма характерна часто наблюдающаяся шаровая или эллипсоидальная отдельность. При повторных излияниях особенно ясно наблюдается, что первоначально кислая магма постепенно становится более основой. Присходящее при этом смещение пород габбро-диабазового типа с более кислыми указывает, что распределение магмы контролируется различными условиями застывания. Судя по минералогическому составу, дифференциации магмы происходила в резко выраженном виде. Контактный метаморфизм слабо выражен, и влияние внедрившейся горячей магмы распространяется не более, чем на несколько метров. Иногда зона метаморфизма отсутствует совершенно. Обычно метаморфизм ограничивается обжигом аргиллитов таврической свиты и превращением алевролитов в кварциты. Более редко наблюдается образование мелких гранатов и кокреций пирита. Это указывает на то, что внедрявшаяся масса была бедна минерализаторами и поступала в полужастывшем состоянии. Внимание многих авторов обращало на себя линейное расположение выходов интрузивных тел и вытянутость их в том же направлении. На северном склоне отчетливо видно, что эти выходы располагаются на крыльях антиклиналей, на границе с происходящими опусканиями прогибов. На южном склоне отчетливо видно, что многие лакколлиты, как например цепь Урага—Кастель или Гурзуфское седло—Аю-Даг, располагаются по границам более крупных антиклиналей и синклиналей киммерийского этапа складчатости северо-восточного простиранья. С этим связано то, что лакколлиты Южного берега распространены в юго-западном Крыму и отсутствуют в восточном.

Наиболее ярко проявление эффузивной деятельности наблюдается на Южном берегу на двух его участках. Один из них находится в восточном Крыму, где расположена так называемая Карадагская горная группа. Второй участок расположен в юго-западном Крыму, где в районе Голубого залива находится цепь вершин, сложенных вулканогенными породами, в которую входят горы Хыр, Верблюд и Пиляки.

В строении обоих этих участков наблюдается много общего черт: они представляют собою нагромождение последовательно изливавшихся лавовых потоков и сопровождающих их туфов. С ними непосредственно связаны дайки и жилы, а также небольшие массивы лакколлитов. Изредка встречаются некки. Нагромождения в виде отдельных вулканических конусов отсутствуют. Это обстоятельство, а также вытянутость их в северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях указывает, что излияния были трещинного типа и были связаны с разломами среднеюрского возраста. Накопление туфов с сохранившейся морской фауной, шаровая, эллипсоидальная отдельность, появление пузырчатых лав и мандельштейнов указывают на подводный или прибрежный характер излияний.

Среди эффузивных горных пород встречаются липарит-дациты, андезиты, базальты, щелочные андезиты, кератофиры, оксикератофиры и спилиты.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933) высказал мнение, что разнообразие излившихся пород Карадага зависит от присутствия двух серий лав: более древней — палеотипной, и более молодой — кайнотипной, внутри каждой из которых имеются переходы от кислой (липаритовой) к основной (базальтовой) магмам. Более древняя серия отличается альбитизацией входящих в ее состав пород. Смещение базальтовой и липаритовой магм, согласно мнению этого автора, дает все типы встречающихся на Карадаге горных пород. Однако химический и минералогический состав всех эффузивных пород Горного Крыма указывает на то, что они являются производными одной и той же эффузивной магмы. При этом установлено, что по химическому составу эффузивные и интрузивные породы Горного Крыма очень близки друг другу. Согласно мнению В. И. Лучицкого (1939), они принадлежат к одной и той же петрографической провинции, причем образование их являлось разновозрастным. Особняком стоят изверженные породы района г. Балаклавы. Здесь присутствуют глубинные породы, представленные гранитами, гранодиоритами (бапатитами и адамелитами), граносенитами и диоритами. Из числа излившихся пород присутствует авгитроговообманковый андезит. Все эти породы принадлежат к одному генетическому ряду и принесены с Закавказской геосинклинали, приближенной на данном участке к Южному берегу.

Геосинклинальный тип развития на этом этапе постепенно теряет характерные черты. Флишевое осадконакопление является подчиненным по сравнению с песчаными и песчано-конгломератовыми накоплениями. Трансгрессия в остаточных геосинклинальных ложбинах, начавшаяся в верхнем байосе, достигает максимума в батское время, в течение которого море перекрывает Мезотаврический криз и доходит до Сакского озера. При последующей регрессии в конце средней юры море полностью покидает Центральный Крым, сохранив только на его окопечностях.

Верхняя юра

Келловей. Исследованиями К. К. Фохта (1905), Д. И. Стремоухова (1894—1922), К. А. Цитович (1912а), А. Ф. Слудского (1911) и других было установлено присутствие келловейских отложений как на западной оконечности Крымских гор у г. Балаклавы, так и в восточном Крыму между Судаком и Феодосией. У Балаклавы отложения келловей сложены сланцеватыми глинами с *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. незаметными переходами согласно сменяющими батские отложения, выраженные той же фацией. Более высокие зоны келловей здесь отсутствуют. В восточном Крыму келловей пользуется более широким распространением и представлен, по М. В. Муратову, отложениями нижнего, среднего и верхнего келловей.

Наиболее полными являются разрезы на мысе Меганом у Судака. Здесь келловей слагается толщей глин с тонкими прослоями песчаников и известняков. Осадконакопление носит флишевый характер. В этом месте келловей без следов перерыва сменяет батские отложения и, в свою очередь, по Муратову (1960), согласно сменяется нижним оксфордом (?). Среди фауны присутствуют *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Hibolites haustatus* Blain. и *H. simihaustatus* Blain. Состав фауны указывает на несомненное присутствие нижнего и среднего келловей. В качестве доказательства наличия верхнего келловей указывается *Cosmoceras ornatum* Schloth., что не может служить решающим, к тому же единственным аргументом. Поэтому можно предположить, что верхний келловей, недоста-

точно подтвержденный палеонтологическими данными, присутствует в Горном Крыму не в полном своем объеме. К сожалению, богатая фауна этого яруса до сих пор остается монографически не изученной.

На Туакский антиклинорий келловей распространяется трансгрессивно и начинается слоем конгломерата. Глины становятся более песчанистыми и ложатся несогласно на размытую поверхность средней юры. Здесь развит горизонт, названный М. В. Муратовым (1949) «янышарским». Литологическое строение этого горизонта является довольно сложным. В его состав входят буроватые, слоистые пластичные, иногда песчанстые глины с ярозитом и мергельными конкрециями, глинистые оолитовые мергели, прослой железистых песчаников, песков и слои конгломерата. Мощность горизонта достигает 300 м. В оолитовых мергелях и линзах песчаников найдена богатая и разнообразная фауна, описанная рядом исследователей. Среди этой фауны можно отметить: *Phylloseras jlabellatum* Neum., *Periphinctes moorei* Opp., *Hibolites bzoviensis* Zeuvhn. Rein., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Hecticoceras lunula*, *H. punctatum* Stahl., *H. pseudopunctatum* Lahus, *Reineke anceps* Rein.

Нижний оксфорд (?). Присутствие отложений этого возраста в сооружении Горного Крыма до сих пор возбуждает большие споры и палеонтологическим путем не доказано. Основанием для его признания в восточном Крыму служит непрерывный переход от келловей к верхнему оксфорду, как на этом продолжает настаивать М. В. Муратов (1960), или лузитану внутри терригенной толщи сложной Судакской ложбины. В восточном Крыму впервые д'Орбиньи (d'Orbigny, 1842), обработавший коллекции Гоммер де Гелля, описал оксфордские аммониты, оказавшиеся впоследствии келловейскими. К. К. Фохт (Vogdt, 1897) приводит из сланцев и песчаников келловей хребта Перчем около Судака *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Cosmoceras ornatum* (Schloth.), *Peltoceras annulare*.

На этом основании Э. Ог (Haug, 1908—1911) указывает, что часть этой толщи относится к оксфорду. Затем Д. И. Стремоухов (1922) на хребте Эгер-Оба близ с. Планерское указывает *Cardioceras* aff. *cordatum* Sow., найденный им совместно с келловейскими видами. К сожалению, эта форма утеряна и правильность определения не может быть проверена. Кроме того, определения, произведенные по правилам открытой номенклатуры, не принимаются во внимание при определении возраста содержащих их слоев. Найденный А. Ф. Слудским (1911) на Карадаге *Phylloceras helios* d'Orb. также встречен в келловейских отложениях совместно с характерными для последнего видами аммонитов. По мнению А. С. Моисеева (1937а), к оксфорду могут быть отнесены глыбы известняков, конгломератов и песчаников, находящиеся над келловейскими сланцами на хребте Эгер-Оба и на мысе Киик-Атлама. Однако это мнение опровергается тем, что указанные глыбы содержат лузитанскую фауну. В последней работе М. В. Муратов (1960) относит к нерасчленяемой им толще оксфорда—лузитана в районе Судака и мыса Меганом толщу мощностью 1500—2000 м. В состав этой толщи входят серые глины с прослоями известняков и алевролитов, с отдельными небольшими массивами известняков рифового характера, местами с линзами песчаников и конгломератов. Верхние горизонты этой толщи, по мнению М. В. Муратова, слагает свита светло-серых, зеленоватых глин с тонкими выдержанными прослоями бурых сидеритов и мелкозернистых песчаников. Эта свита имеет флишевый характер.

При наших беглых маршрутных исследованиях в Судакском районе совместно с Э. В. Крячковой в районе Нового Света мы имели возможность наблюдать продолжение на юго-запад отложений мыса Меганом. Здесь под коралловыми известняками скал Крепостная и Сокол залегают зеленовато-серые глины с раковинами *Trigonia* и *Pholadomya* с пропластками сидеритов, подстилаемые слоем конгломератов. Что же касается отложений

Эгер-Оба и карадагской группы складок, то здесь также с полной уверенностью можно утверждать об отсутствии в них аналогов нижнего оксфорда, так как келловейская фауна аммонитов встречается непосредственно ниже фаунистически охарактеризованных отложений лузитана, что имеет место и в Новом Свете. Таким образом, приходим к мнению, что нижний оксфорд отсутствует как в юго-западном, так и в восточном Крыму.

Лузитан и нижний кимеридж. Отложения этого возраста распространены на всем протяжении Горного Крыма. Всюду лузитанские и нижнекимериджские отложения ложатся со стратиграфическим перерывом на размытую поверхность подлежащих слоев. Отсутствие нижнего оксфорда и части верхнего келловейя побуждает говорить о наличии стратиграфического перерыва даже для отложений мыса Меганом. Присутствие в Горном Крыму отложений лузитанского возраста впервые установлено К. К. Фохтом (Vogdt, 1897) при изучении хребта Перчем близ Судака. Он выявил здесь отложения верхнего оксфорда. Впоследствии Н. И. Каракаш (1907) на основании работы В. Ф. Пчелинцева по изучению фауны брюхоногих Гурзуфа, указавшего на роракский их возраст, употребил наименование — лузитанский ярус. Это наименование получило всеобщее признание и широко вошло в практику исследователей верхней юры не только Крыма, но и сопредельных с ним областей. Попытки ввести его в употребление для отложений Русской платформы, за исключением Доббасса, естественно, потерпели неудачу.

Объем лузитанского яруса принимается нами, как указывалось (Пчелинцев, 1927), в пределах, намеченных Огом (Haug, 1908—1911). За тип яруса он берет те же отложения на Пиренейском полуострове в местности Торрес Педрос, для которых Шоффа впервые предложил это наименование. Здесь юрские отложения представлены толщей в 1500 м мощностью, состоящей преимущественно из мергелистых известняков в нижней и глин в верхней части. Встречающиеся аммониты позволили установить присутствие зон *Peltoceras transversarium*, *Aspidoceras hypselum* и нижней части зоны *Peltoceras bimammatum*.

Он принимает лузитанский ярус в объеме всех трех зон, но не переходя верхней границы оксфордского яруса. В этом понимании лузитанский ярус принимается многими советскими геологами. Лузитанский ярус подразделяется Огом на три подъяруса: нижний — арговийский, или зона *Peltoceras transversarium*; средний — роракский, или зона *Aspidoceras hypselum* (*Peltoceras bicristatum*); и верхний — секванский, или зона *Peltoceras bimammatum* (*Perisphinctes achilles*).

Роракский подъярус, согласно П. Ролье, представляет собою рифовую фацию арговийского яруса или, вернее, некоторой части его. Что касается самого арговийского подъяруса, то в первоначальном своем объеме, предложенном И. Марку, он соответствует не только зоне с *Perisphinctes transversarium*, но частично и зонам *Aspidoceras perarmatum* и, возможно, *Cardioceras cordatum*. С другой стороны, секванский подъярус, по И. Марку, равняется также слоям с *Astarte supracorallina* (*Astarte* Ж. Турманпа), т. е. нижнему кимериджу или зонам *Streblites tenuilobatus* и по крайней мере верхней части *Sutneria platynota*. Е. Реневье включает в пределы секвана также зону *Peltoceras bimammatum*. Его примеру следуют Е. Лаппаран, Э. Ог и Д. Иловайский. П. Лориоль, а затем В. Аркелл также причисляют зону *bimammatum* к секвану, но каждый из них впоследствии признает это ошибочным. Таким образом, в толковании между отдельными авторами объема такого яруса и подразделений существуют непримиримые противоречия.

В конечном итоге лузитанский ярус с его подъярусами в предложенных Огом границах можно рекомендовать только в качестве параллельного для Средиземноморской провинции подразделения, соответствующего

по времени верхней части оксфордского яруса. Вместе с тем совершенно очевидно, что для лузитанского яруса и его подразделений должны быть выбраны новые стратотипы взамен спорных разрезов Португалии. Верхнеюрские отложения Крыма и Кавказа являются для этого наиболее удобными.

В последнее время развернулись работы по составлению общей унифицированной схемы подразделений юрской системы СССР. В этой общей схеме сопоставляются местные стратиграфические схемы отдельных регионов не только друг с другом, а также с геохронологической шкалой юрского периода. Трудно отрицать необходимость унифицированной схемы для составления мелкомасштабных карт больших областей. Следует, однако, отметить, что при этом затушевываются все детали истинной геологической истории и детали истинного геологического строения. Стремление ввести в унифицированные рамки научные работы представляет временное увлечение.

Верхнеюрская эпоха характеризуется тем, что геосинклинальные области и платформы заканчивают мезозойский или киммерийский тектонический этап. Образовался ряд отдельных полусамостоятельных морских, платформенных и геосинклинальных бассейнов, приобретших свои индивидуальные черты. Резко обозначились климатические зоны, сложились зоогеографические провинции, дифференцировались пути миграции фауны. Последовательность напластования и фауна даже близко расположенных друг от друга бассейнов стали значительно отличаться. Это привело к необходимости составления местных стратиграфических схем и биозон с большей или меньшей степенью уверенности сопоставляемых с общей геохронологической шкалой.

В особенности резкие различия выявились при сопоставлении местных стратиграфических схем платформенных бассейнов бореальной и геосинклинальной Средиземноморской провинции. Альтернансовые слои Русской платформы по времени могут быть сопоставлены с верхним оксфордом общей геохронологической шкалы; так же как и лузитанские отложения Средиземноморской геосинклинальной области. Однако мы не можем утверждать, что они тождественны друг с другом по объему. Наоборот, имеется полное основание думать, что альтернансовые слои включают некоторую часть нижнего кимериджа. Еще более резко отличны друг от друга фауны платформенного и геосинклинального бассейнов. Они объединяются лишь общей геохронологической, но отнюдь не биостратиграфической шкалой. Необходимость параллельных стратиграфических подразделений для двух типов бассейнов становится неизбежной. Лузитанский ярус Средиземноморской геосинклинальной области со своей зональной последовательностью и совершенно своеобразной фауной имеет такое же право на признание, как и местные ярусы и зоны палеогена и неогена. От вышележащих типонских отложений комплекс осадков лузитана и нижнего кимериджа также отделен стратиграфическим перерывом, сопровождаемым складкообразованием и более или менее значительным размывом нижнего кимериджа.

Несмотря на то что присутствие рассматриваемых отложений впервые установлено в восточном Крыму, наиболее изучены они оказались в Яйлинской ложбине. Они представлены здесь главным образом карбонатными породами так называемой яйлинской серии. Впервые это наименование было предложено В. Ф. Пчелинцевым для известняковой толщи района селений Голубой залив, Оползневое и Мухолатка. Здесь яйлинская серия складывается разнообразными известняками, среди которых господствуют серые, массивные, пелитоморфные известняки с остатками кораллов, брюхоногих, пластинчатожаберных и другой фауны; среди последней большой интерес представляют остатки известковых водорослей, табулят и соленопор. На-

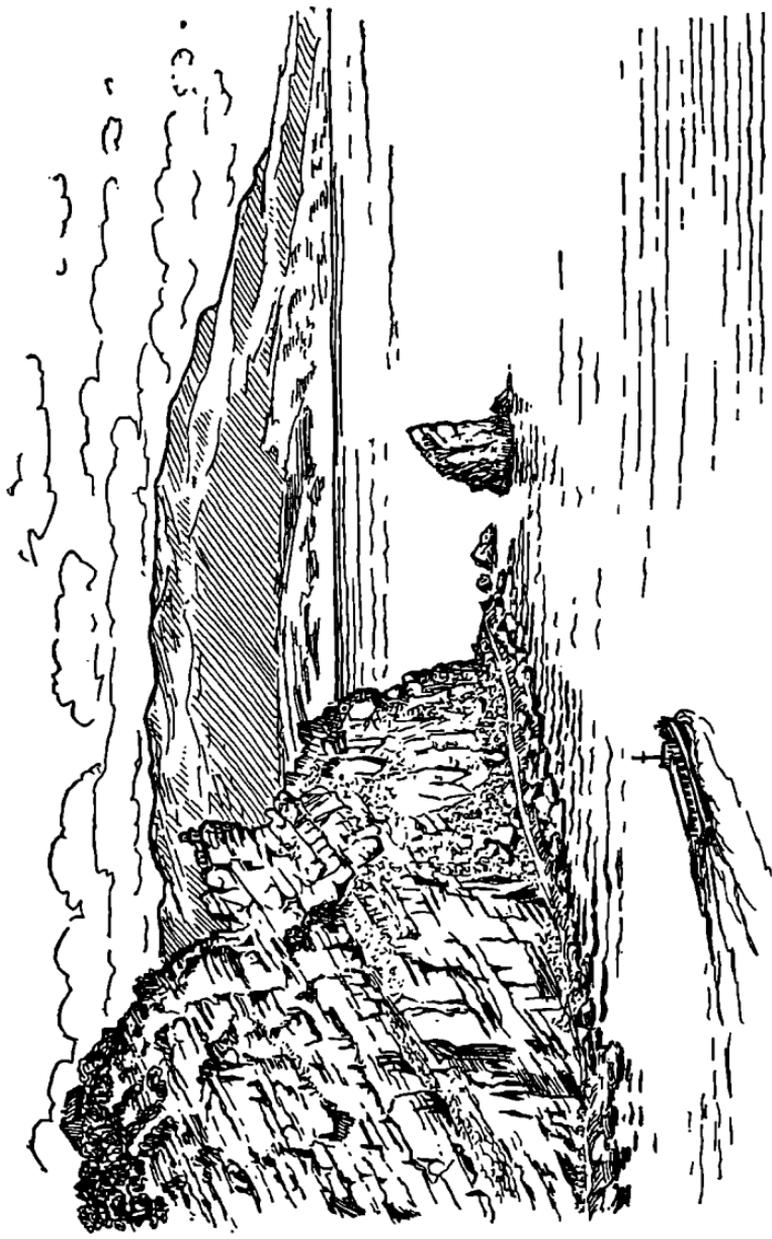


Рис. 7.

Океанность Ай-Годорского мыса с расположенной на ней усадьбой Ласочичио гледзо. В море выступает скала Аврора.

ряду с массивными известняками встречаются слоистые, брекчиевидные, битуминозные псевдоолитовые и слегка окрашенные в розовый цвет.

Эта толща обычно начинается комковатыми или псевдоолитовыми известняками с богатой фауной рудистов роракского возраста. В районе с. Оползневое дигератовый горизонт имеет мощность около 20 м. Вышележащие слои по возрасту соответствуют главным образом секвану. В верхней части серии появляется фауна нижней части кимериджского яруса.

По направлению к юго-западу роракские отложения выпадают из разреза и в районе с. Мухолатки обрывы известняков сложены верхней частью яйлинской серии. Как правило, на всем этом участке вплоть до Байдарской долины нижний кимеридж уничтожен почти полностью и в разрезе присутствуют лишь отложения секвана. Отложения в Батилиманской брахиантиклинали отличаются некоторыми особенностями.

Начиная от Байдарской долины до погружающегося в море мыса Айя, обрыв Яйлы сложен по преимуществу серыми пелитоморфными массивными известняками яйлинской свиты. Они подстилаются небольшой толщей конгломератов мощностью 30—50 м, тянущихся с некоторыми перерывами от Байдарских ворот до мыса Айя. В пределах Сухореченской антиклинали толща конгломератов увеличивается в мощности до 200 м, в ней присутствует богатая фауна роракского подъяруса. Таким образом, в пределах этой части юго-западного Крыма снова появляется рорак, мощность которого увеличивается по направлению на юго-запад. В долине Хайту можно наблюдать, что на слои секвана части яйлинской серии налегают известняки и мергели нижнего кимериджа, описываемой ниже никитской свиты.

Литологический состав яйлинской серии постепенно изменяется, и по направлению к северо-востоку массивные известняки становятся более редкими. Главное место занимают слоистые известняки. В районе Ялты и далее на восток лузитан и нижний кимеридж сложены в основном толщей чередующихся известняков и мергелей с еще более богатой и разнообразной фауной. Эта толща входит в состав Ялтинской формации (Архипов, 1959) и может быть названа никитской свитой. Нижняя часть свиты, начиная от мыса Ай-Тодор, слагается песчанико-известняковой толщей более или менее толстослоистой (рис. 7). Мощность осадков этой части все более увеличивается по направлению на северо-восток и в ней начинают появляться конгломераты.

Остатки фауны среди массивных известняков довольно редки и с трудом выбиваются из породы; обычно они обнаруживаются на выветрелой поверхности известняковых скал. Сборы фауны обогатены в мергелях и известняках никитской свиты. Особым богатством и часто великолепной сохранностью отличается фауна в песчаниках и известняках нижней части этой свиты.

Известняки и песчаники мыса Ай-Тодор, Гурзуфского седла, с. Запрудного (бывший Дегерменкой) и другие, подобные им, являются классическими в этом отношении. Фауна, содержащаяся в отложениях лузитана и нижнего кимериджа, можно считать достаточно изученной, за исключением кораллов, ожидающих еще монографической обработки. В собственно лузитанском ярусе аммониты являются достаточно редкими, и найдено лишь несколько экземпляров *Aspidoceras* и *Peresphinctes* из мергельно-известняковой толщи в районе хребта Иографа и Гурзуфского седла. Остальные же моллюски поражают своим обилием и разнообразием. Совместно с ними встречаются многочисленные морские ежи, изученные Г. Ф. Вебер (1934), и плеченогие, описанные А. С. Мопсеевым (1934) и в последнее время Н. П. Кянсеп (1960). Изучение этой фауны позволяет в настоящее время наметить расчленение никитской и яйлинской свит на

отложения роракского и секванского подъярусов, а также выделить нижний кимеридж.

Наибольшего богатства и разнообразия фауна достигает в роракское время, вступая в пределы Крымского моря с началом лузитанской трансгрессии, залившей Западную Европу с Южной Англией, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, Среднюю Азию и проникшей еще далее на восток. С этой идущей с запада на восток трансгрессией в Крым вступила фауна близко родственная южноевропейской и альпийской и получила здесь свое дальнейшее развитие. Можно с полной уверенностью утверждать, что исчезаемая первыми сотнями видов лузитанская фауна Крыма далеко превосходит по своему богатству и обилию соответствующие фауны Альп, Западной Европы и тем более Кавказа и Средней Азии.

Хотя общий путь трансгрессии с запада на восток нам известен, так же как и общий путь миграции фауны в Крымский геосинклинальный краевой прогиб с юго-западной стороны, тем не менее развитие путей трансгрессии нельзя еще считать достаточно выясненным.

Главным препятствием является то, что фауна юго-западной оконечности Горного Крыма изучена еще недостаточно, а самый западный ее участок опущен по сбросу Мраморной балки под уровень моря. Мощность лузитана и нижнего кимериджа быстро убывает по направлению от Алушты к мысу Айя. У с. Оползьевого она не превышает 450 м, увеличиваясь на Бабуган-Яйле до 3000 м (по М. В. Муратову, 1960). Нам, однако, последняя цифра представляется преувеличенной. На Ай-Петринской Яйле, Гурзуфском седле и на Бабуган-Яйле Н. П. Кяпсеп описано несколько послонных разрезов никитской свиты.

На Гурзуфском седле, согласно исследованию Н. П. Кяпсеп (1960), рорак представлен главным образом песчанками, глинами, глинистыми сланцами, конгломератами и известняками. Причем конгломераты здесь отличаются небольшой мощностью. В этой толще весьма обильны кораллы, встречаются устрицы, даже целые устричные банки. Весьма многочисленны раковины крупных и мелких брюхоногих из рода *Aplocus* sp., *Nerinea* sp., *Pseudonerinea* sp. и др.

К юго-западу мощность отложений рорака быстро уменьшается, и они изменяются фашиально. В основании ущелья Уч-Кош выше с. Васильевского подъярус представлен плотными глинистыми известняками с линзовидными прослоями песчаников. Несколько восточнее хребта Иограф в основании известняков верхнеюрской толщи залегают конгломераты. По руслу р. Учан-Су в основании известняков встречены песчаники зеленовато-серого цвета, разнозернистые с мелкими раковинами *Aplocus* sp., которые, как указано выше, найдены также в песчаниках по р. Авунде. Еще западнее у Гаспра и Ай-Тодор отложения рорака выражены плотными кремво-серыми толстоплитчатыми известняками и мергелистыми глинами и песчаниками. Далее на запад нижний подъярус лузитана еще более убывает в мощности и представлен карбонатной фашией мелководных псевдооолитовых известняков яйлинской свиты с большим количеством устриц.

Выше по разрезу ущелья р. Авунды залегают секванские отложения, начинающиеся песчанистыми плотными серыми и кремво-серыми известняками, часто имеющими комковатое сложение. В этих известняках встречаются крупные раковины *Cryptoplocus gursufensis* Pchel.

Отложения нижнего кимериджа, хорошо охарактеризованные палеонтологическими данными, наблюдаются в ущелье Уч-Кош и на хребте Иограф, откуда Н. К. Овечкиным (1956) описаны характерные для нижнего кимериджа аммониты.

Общая мощность отложений нижнего кимериджа в разрезе от верховьев ущелья Уч-Кош к горе Кемаль-Эгерек равна ориентировочно 500 м.

В восточном Крыму отложения роракса представлены на горе Южная Демерджи толщей конгломератов с редкими прослоями и линзами известняков мощностью до 2000 м (по Муратову, 1960).

В сложной Судакской ложбине отложения яйлинской и никитской свиты постепенно замещаются судакской. В юго-западной ее оконечности на плато Демерджи—Долгоруковская Яйла—Теркей—Караби-Яйла расчлененной эрозией на отдельные участки, еще сохраняется в значительной степени карбонатный характер осадконакопления. Наиболее изученным является участок Караби-Яйлы. Здесь, по данным З. В. Крячковой, отложения верхней юры начинаются толщей конгломератов мощностью около 120 м; эти конгломераты несогласно налегают на фаунистически охарактеризованные сланцы и песчаники средней юры. Конгломераты содержат валуны и гальки темно-серых известняков, песчаников изверженных пород и значительное количество окатанных галек кварца. На конгломераты налегают сланцеватые глины с прослоями сферосидеритов; глины окрашены в темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. Зеленый цвет усиливается при выветривании этих глин и становится интенсивным в их делювиц; по этому признаку они легко отличаются от сланцев среднеюрской толщи, сходных с ними в некоторых других отношениях. В частности, их сближает друг с другом присутствие многочисленных конкреций сферосидеритов и флишевый характер осадконакопления. Однако можно отметить, что в верхней части толщи конкреции принимают вид раздробленного пласта и каждая из них теряет сферическое очертание, приобретая плитчатый характер. Надо думать, что имеется различие в их химическом составе, хотя это еще не проверено соответствующими аналитическими методами.

Над сланцеватыми глинами залегает толща известняковых песчаников и песчаных известняков мощностью около 60 м. Эта толща содержит много численную фауну роракского возраста. На нее налегает карбонатная толща верхнего подъяруса лузитана и нижней части кимериджа. Эта известняковая толща лежит согласно на подлежащих роракских отложениях. Утверждение некоторых авторов о несогласии между ними основано на наблюдениях в краевой части массива Караби-Яйлы с характерными для нее отклонениями отдельных массивов. Эти известняки носят название «пятнистых», по появлению участков, окрашенных в розоватый цвет солями железа, а может быть и марганца, и соответствуют части яйлинской свиты юго-западного Крыма. Встречающаяся фауна содержит секванские и нижнекимериджские формы. На Караби-Яйле также с полной определенностью устанавливается отсутствие верхнего кимериджа.

Таким образом, отложения лузитана и нижнего кимериджа в верхней своей части сложены яйлинской, а в нижней, более мелководной, песчаниково-конгломератовой судакской серией. В этом отношении и по фауне и по литологии лузитан Караби-Яйлы очень сходен с отложениями этого возраста горы Чучель на северном склоне Бабуган-Яйлы. Далее к северу и востоку в пределах Туакского поднятия весь лузитан и нижний кимеридж в основном слагаются мелководной песчаниково-конгломератовой серией несогласно налегающей на размытую поверхность подстилающих слоев.

Обычно в основании серии залегают толщи конгломератов, состоящих из галек пластов таврической свиты. Над ней залегает мощная толща мелких и грубозернистых слоистых песчаников. Еще выше располагаются слоистые и массивные кораллогенные известняки. Мощность лузитана и нижнего кимериджа на Туакском поднятии достигает 600—1000 м.

По направлению на юго-восток отложения этого возраста представлены другими фациями. На Меганомском мысу, по М. В. Муратову (1960) оксфордские отложения непосредственно переходят в роракские без следов перерыва между ними.

По указанию этого автора оксфорд и лузитан слагаются здесь серыми глинами с прослоями известняков и алевролитов с отдельными небольшими массивами кораллогенных известняков и алевролитов, местами с небольшими линзами и пластами песчаников и конгломератов. Для верхней части этой толщи характерно присутствие светло-серых, зеленоватых глин с тонкими выдержанными прослоями бурых сидеритов и мелкозернистых песчаников. По характеру напластования она напоминает флиш.

Весьма вероятно, что эти серовато-зеленые глины аналогичны таковым в разрезе на Караби-Яйле, где они залегают над толщей конгломератов. В окрестностях Судака появляются массивные серые известняки с большим количеством кораллов. Они образуют также крупные массивы, как Крепостной, Сокол, Алчак, Караул-Оба. Между кораллогенными известняками распространены своеобразные отложения, названные Д. В. Соколовым судакской фаццей, а по мнению М. В. Муратова (1960) могут быть названы судакской свитой. В состав этой свиты входят буроватые или серые сланцеватые глины, местами переходящие в сланцы, часто несколько известковистые и чередующиеся с песчаниками и даже прослоями конгломератов, что было установлено еще К. К. Фохтом на горе Перчем (Vogdt, 1897). Очень характерным для них в районе Судака является наличие непосредственно внутри глинистой толщи колоннальных и одиночных кораллов. Одиночные кораллы рода *Montlivaultia* очень часто встречаются в отдельных пропластках песчано-сланцевых пород, где они иногда образуют целые скопления. Колоннальные кораллы также иногда встречаются наряду с одиночными, но в большинстве случаев образуют крупные скопления и даже отдельные мощные массивы. По периферии эти массивы часто переходят в глинистые сланцы. Накоплениями колоннальных кораллов образуются слоистые известняки, переходящие в серые, плотные, массивные.

Обращает на себя внимание близкое сходство зеленовато-серых глин, пропластками сидеритов Меганомского мыса, Нового Света и Караби-Яйлы. Это приводит к заключению, что сложная Судакская ложбина продолжается до Караби-Яйлы, а возможно до северных склонов Бабуган-Яйлы.

Вывод о принадлежности лузитанских отложений Караби-Яйлы к Судакскому антиклинорию подтверждается также присутствием отложений верхнего байоса западнее с. Рыбачьего.

За исключением юго-западной части от горы Демерджи до северо-восточного края Караби-Яйлы отложения лузитана и нижнего кимериджа в восточном Крыму бедны остатками фауны. Животные сообщества количественно и качественно обедняются.

Из состава этих сообществ почти полностью выпадают представители только широко распространенных в юго-западном Крыму надсемейств, как *Verineacea*, *Tubiferacea* и *Itieracea*. Отсутствуют также диператы. Возможно, что это связано с уменьшением числа и недоразвитостью коралловых поселений. Тем не менее господство в фауне принадлежит все же одиночным и колоннальным кораллам, а также морским ежам. Небольшое количество роговых и пластинчатожабренных встречено в роракских отложениях Нового Света (Пчелинцев, 1927б). Определение возраста судакской свиты основывается прежде всего на определении кораллов, произведенных Соломко (Solomko, 1887), А. Миссуной (Missuna, 1904) и М. Е. Миринк (1937).

По данным этих авторов, кораллы указывают не только на лузитанский, но и на нижнекимериджский возраст этой свиты. По устному сообщению В. И. Бодылевского, из верхней части этой свиты им определено хорошо сохранившийся *Aulacostephanus pseudomutabilis*, характерный оригинальный указатель для нижнего кимериджа, поэтому мы склонны воз-

раст судакской свиты М. В. Муратова (1960) принимать в объеме от рорак до нижнего кимериджа включительно.

При рассмотрении лузитанской фауны Яйлинской и Судакской ложбин наше внимание обращается на мощное развитие коралловых образований и их линейную вытянутость по линии сооружения Горного Крыма. Несомненно, условия для роста и развития кораллов при контрастности происходивших движений на границе устойчивых и погружающихся участков были особо благоприятны. Кораллы селились на вершинах и склонах продолжающих свой рост брахантиклиналей среднеюрского возраста, поэтому наиболее распространенной формой коралловых поселений являлись коралловые луга или коралловый дерн. В несколько большем отдалении от платформы в пределах Яйлинской ложбины появляются более сложные формы коралловых поселений, не доходящих, однако, до стадии образования коралловых атоллов (рис. 8). Цепь таких коралловых поселений, протягивающаяся вдоль главной гряды Горного Крыма, лишь в очень отдаленной степени напоминает береговой риф, не являясь таковым по существу. Гипотеза В. Е. Ханна о связи подобного рода линейного расположения коралловых поселений с линиями глубинных разломов чрезвычайно подходит Горному Крыму и всецело разделяется нами.

Сплошная масса кораллогенных известняков протягивается по краю подвижной платформы, параллельно линии главного глубинного разлома. Что касается выбора нового стратотипа для лузитанского яруса и его подразделений, то для этой цели наиболее подходящими являются накопления лузитанских осадков в осевых частях наиболее глубоких ложбин между киммерийскими брахантиклиналями. Такими могут быть Ялтинская, Никитская и Бабуган-Яйлинская брахисинклинали. Однако необходимо дальнейшее изучение этих разрезов с целью нахождения маркирующих горизонтов.

Миграция фауны из Крымского моря на Кавказ происходит преимущественно из Яйлинской ложбины по Северо-Армянскому прогибу в Армению и далее на восток. Из Судакской ложбины на Кубань и Северный Кавказ попадают и испытывают дальнейшее развитие своеобразные виды *Ptygmatis Sharpe* и ограниченное число других элементов фауны.

Титон. Отложения этого возраста всюду в Крыму со стратиграфическим перерывом ложатся на размытую поверхность нижнего кимериджа и лузитана. Размыв иногда бывает очень глубоким. Например, на перевале Эски-Богаз размыв не только весь нижний кимеридж, но и почти весь севан. В мергельно-известняковой толще Ялтинского района несогласие между титоном и нижним кимериджем, сложенным одной и той же формацией, устанавливается лишь по палеонтологическим находкам. Иногда в основании титона залегают конгломераты. В верхней своей части титон непосредственно переходит в нижний валанжин только в области более глубоких прогибов. На всем остальном протяжении Горного Крыма он также отделен поверхностью иногда глубокого размыва. Отложения еще довольно широко распространены в Горном Крыму, перекрывая осадки лузитан-нижнего кимериджа. Они присутствуют в Батилимапско-Сухореченском, Яйлинском и Судакском антиклинориях и в предгорных прогибах юго-западного и восточного Крыма. На Туакском антиклинорипе в центральной высокогорной части Горного Крыма они отсутствуют. В пределах новообразующегося Восточно-Крымского предгорного прогиба титонские отложения трансгрессивно переходят на среднюю юру и таврическую свиту, уменьшаясь в мощности и переходя в песчаники и конгломераты. Таким образом, площадь распространения титонских отложений по сравнению с лузитан-нижнекимериджской уменьшается, и трансгрессивное распространение титона на север-северо-запад связано с поднятием



Рис. 8.

Коралловые известняки Ай-Петринской Яйлы.

Горного Крыма в верхнем кимеридже, сопровождаемого углублением предгорного прогиба.

В юго-западном Крыму титон представлен тремя фаціальными комплексами: флишевым, известняковым и мергельно-известняковым.

Большая часть плато Ай-Петринской Яйлы занята отложениями мергельно-известняковой толщи, представляющей чередование мергелей с кремовыми, иногда песчанистыми, известняками.

Мергельно-известняковая толща на данном участке слагает всю верхнюю юру, начиная с рорака до нижнего титона включительно. Для нее И. В. Архиповым предложено название «Ялтинской формации». Для части этой толщи, соответствующей лужитан-нижнему кимериджу, выше нами предложено наименование «никитской свиты». Соответственно, за верхней частью этой толщи можно сохранить наименование «ялтинской свиты». В этой свите встречается богатая фауна ветвистых кораллов, брюхоногих, пластинчатожаберных и аммонитов. Из числа последних Н. К. Овечкиным описаны *Phylloceras serum* Opp., *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Lithacoceras cf. ulmensis* Opp., *Virgatosphinctes transitionalis* Opp., *V. saheraensis* Spath, *V. cf. senex* Opp., *Liboceras liebegi* Opp., *Aulacosphinctes occultifurcatus* Waag, *Kossmatia aff. richteri* Opp.

В Ялтинском районе отложения этой свиты образуют широкий залив, ограниченный с востока хребтом Иограф, с юга краем Яйлы и с запада Лемпешской брахиантиклиналью. Далее на запад ялтинская свита сменяется карадагской свитой. Эта свита состоит из толщи розоватых известняков с мергелями и песчаниками. Отложения карадагской свиты в широких синклиналиях андийского возраста подходят к краю Яйлы, отступая вглубь ее на антиклинальных поднятиях. Она слагает борта Карадагской долины и обнажается на восточном склоне Байдарского прогиба. С восточной стороны отложения ялтинской свиты без следов видимого несогласия ложатся на нижнекимериджские отложения хребта Иограф, сложенные мергельно-известняковой никитской свитой. Однако граница между ними может быть проведена без особых трудностей и отмечается нахождением в нижнем кимеридже таких типичных, описанных Н. К. Овечкиным форм как *Streblites oxy-pictus* Quenst., *Perisphinctes breviscipes* Quenst., *P. ernst* Quenst., *P. cf. crussoliensis* Font., *Lithacoceras pseudobauegi* Spath, *L. cf. spongiphillum* Moesch., *Simoceras agrigentinum* Gemm.

Сопутствующая фауна этих разновозрастных свит также весьма различна. Из карадагской свиты И. Е. Худяевым (Пчелинцев, 1931) была определена следующая фауна: *Haploceras erato* d'Orb., *Perisphinctes* sp. *P. ex gr. lautensis* Sier., *P. cf. satineane* Opp., *P. aff. cotigaus* Zitt. и *P. cf. elisabethae* Riez. Вместе с ними встречаются многочисленные крупные корненожки *Spirocyclina choffati* Mun.-Chalm. (*Dicyclina lusitanica* Cheff). Вопреки мнению А. С. Моисеева (1926в), основанному на уклончивом заключении И. Е. Худяева, весь комплекс фаун является несомненно ниже титонским. Таким образом, одновременность свит ялтинской и карадагской можно считать доказанной. В северном направлении на карадагскую свиту, имеющую мощность порядка 400 м, налегает толща красноцветных брекчиевидных известняков мощностью 250—300 м, для которой Г. А. Лычагиним и предложено наименование «свиты кизил-кая». Выше по разрезу на брекчиевидные известняки налегает толща песчаников с прослоями глины и известняков, общей мощностью около 300 м, которая тем же автором названа «свита эли». Красноцветные брекчиевидные известняки относятся к среднему, а свита эли к верхнему титону. По простиранию, в направлении на восток красноцветные известняки свиты кизил-кая сменяются толще серых и кремовых известняков, слагающих гору Беденекыр. Налегаящая на ялтинскую известняки беднекирской свиты также относятся к сред-

нему титону. В Ялтинском районе верхний титон представлен толщей переслаивания, в которую переходит по простиранию свита эли.

На свиту эли на перевале между Байдарской и Коккозской долинами налегает свита бечку мощностью около 100 м, сложенная песчаниками с глинистыми прослоями. Она содержит богатую фауну, остающуюся пока не изученной. Эта свита, очевидно, уже относится к нпзам валаджипа. В Байтилиманском и Сухореченском антиклинории титон представлен карадагской свитой, в состав которой входят розоватые глинистые известняки. Эта свита несогласно, со следами размыва ложится на известняки секвана и мергельно-известняковую толщу никитской свиты нижнего кимериджа. Байдарская, Варнаутская и сопряженная с ними долина Хайту выполнены флишевыми образованиями, нижняя часть которых относится к титону. По направлению на северо-восток в Байдарской долине распространение флиша титона ограничивается красноватыми известняками, отделяясь от них грубообломочной брекчией из обломков этих же известняков. По данным И. В. Архипова (1959), флиш Байдарской долины представляет ритмичное чередование глин, песчаников и мелкообломочных известняков. Реже в переслаивании принимают участие глинистые пелитоморфные известняки, глинистые спидериты, алевролиты, мелкогалечные конгломераты. В ритмах участвуют не более двух-трех пород. Чаще всего флишевой ритм начинается мелкообломочными известняками и песчаниками. Средняя мощность пластов известняков и песчаников составляет 8—15 см. Горизонты глин обычно имеют несколько большую мощность, благодаря чему в разрезе преобладает глинистый компонент. Нижняя поверхность пластов обломочных пород часто несет хорошо выраженные флишевые знаки, а также следы размыва. Для горизонтов песчаников характерна тонкополосчатая внутренняя слоистость, отчетливо различимая лишь на выветрелой поверхности. Они содержат немногочисленную фауну, среди которой следует упомянуть *Punctptychus punctatus* Voltz, *Aptychus latus* Park., *Perisphinctes lothari* Opp. Кверху титонский флиш согласно переходит во флишевое образование нижнего валаджипа. На западе в долине Хайту титонский флиш трансгрессивно с конгломератом в основании налегает на мергельно-известняковую никитскую свиту. В последней А. А. Борисяк встретил характерные для нижнего кимериджа *Oppelia nereus* Dont., *Perisphinctes victor* Font., *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb.

Титонские отложения Восточно-Крымского предгорного прогиба представлены теми же фациальными комплексами. Однако флишевая фация развита более широко, выполняя срединную часть прогиба почти на всем его протяжении. На плато Караби-Яйлы, согласно исследованиям З. В. Крячковой, на размытую поверхность нижнего кимериджа несогласно налегает мергельно-глинисто-известняковая серия (сопоставимая с карадагской свитой) с фауной нижнего титона. Кверху она постепенно переходит в желтовато-кремовые водорослевые и красноватые известняки беднекырской свиты. Отложения верхнего титона размыты. По направлению на восток в бассейне р. Танас карбонатные породы Караби-Яйлы быстро переходят во флишевые отложения. В основании флишевых накоплений залегают толщи конгломератов, колеблющиеся от 100 до 800 м мощности и прослеживаемые до мыса Киик-Атлама. Внутри Восточно-Крымской флишевой толщи встречаются линзы кораллогепных известняков. Кверху титонский флиш незаметным переходом сливается с нижним валаджипом, представленным в той же флишевой формации. Общая мощность флишевых накоплений титона и валаджипа колеблется в пределах от 1500 до 3000 м.

В Судакской ложбине, по М. В. Муратову (1960), титон сложен в основании свитой глин и алевролитов с прослоями известняковых брекчий и известняковых конгломератов мощностью 600 м. Над ними залегают кон-

гломераты из разнообразной, хорошо окатанной гальки, переслаивающиеся с пачками песчаников. Конгломераты достигают 200—300 м мощности; сверху они замещаются толщей глинистого флиша, который состоит из чередования глин с ритмично залегающими прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность этих слоев невелика (100—150 м), так как кровля их размыта.

В направлении к северу флишевая толща также замещается известняками, которые выступают в виде отдельных массивов в северном крыле Восточно-Крымского предгорного прогиба. Это массивы горы Агармыш и района Белогорска.

М. В. Муратов (1960) считает, что вскрытые буровыми скважинами между Симферополем, Зуей и у Евпатории красные и пестрые алевролиты также принадлежат к титону, представляя их континентальную фацию.

Флиш беден остатками фауны, по все найденные формы с несомненностью указывают на его верхнетитонский и валажнинский возраст. Это противоречит утверждению И. В. Архипова (1959), что флиш по простиранию замещает красноцветные известняки среднего титона. Остальные фации содержат богатую разнообразную фауну, позволяющую заметить расчленение титона на нижний, средний и верхний подъярусы. Однако при современном состоянии изученности титонской фауны Крыма мы принуждены воздержаться от подразделения титона на три подъяруса, столь четко прослеживаемого по литологическому их составу. Поэтому к нижнему титону нами условно относятся карадагская и кпзил-каинская свиты, а к верхнему свита эли.

В составе титонской фауны полностью отсутствуют кимериджские виды и приравнивание ее многими авторами по возрасту к верхнему кимериджу и титону основано на недоразумении. В свое время А. С. Моисеев (1934) ошибочно принимал нижнетитонские отложения Кельгейма за верхнекимериджские. Вследствие этого в фауне титонских известняков Горного Крыма он для некоторой части нижнетитонских отложений указал кимериджский возраст, поэтому и вся толща титона Крыма относилась им к нерасчлененным титон-кимериджу.

Несмотря на кратковременность перерыва, титонская фауна Крыма резко отличима от лузитанской. Эти два сообщества почти не связаны преемственностью. Господство по-прежнему принадлежит моллюскам, представленным, однако, не только другими видами, но и иными родами и семействами. Кораллы становятся менее многочисленными и не образуют, как в лузитане, почти непрерывной полосы кораллогенных образований. Во флише весьма многочисленны аммониты.

Ниже приводится стратиграфическая схема подразделений верхнего триаса и юры.

Нижний мел

Нижнемеловые отложения вытягиваются почти сплошной полосой вдоль северо-западного склона Главной гряды, занимаая предгорный Восточно-Крымский и Балаклавский прогибы. Присутствие их отмечено также на северных склонах Яйлы и в основании внутренней Предгорной гряды. Кроме того, они занимают площадь Байдарского поперечного прогиба и котловину Узунджи на плато юго-западной Яйлы.

На участках флишевых накоплений титона валанжин согласно и без всяких следов перерыва сменяет верхнеюрские отложения. В сводных работах Н. И. Каракаша (1907) и М. С. Эристави (1955) приводится общая схема расчленения нижнемеловых осадков на ярусы и подъярусы. Значительные уточнения предложенных этими авторами схем мы встречаем в работах В. В. Друщица и Б. Т. Янина (1958) и В. М. Цейслера (1959),

Стратиграфическая схема подразделений верхнего
триаса и юры

Отдел	Ярус	Подъярус	Юго-западный Крым	Северо-восточный Крым	
Верхняя юра.	Титон.	Верхний.	Песчаники, глины, известняки свиты эли. Красноцветные, брекчиевидные известняки свиты Кирил-Кая; сероватые, кремновые известняки беденекурской свиты.	Нижняя часть флиша предгорного прогиба с молассовыми конгломератами в основании, чередование известняков, песчаников с линзами конгломератов на Карая-Яйле, Демерджи и Долгоруковской (карадагская и беденекурская свиты).	
		Нижний.	Чередование глинистых известняков, мергелей и розоватых известняков (карадагская свита). Чередование известняков и мергелей (ялтинская свита).		
	Кимеридж.	Верхний.	Перерыв.		
		Нижний.	Пелитоморфные брекчиевидные псевдооолитовые известняки (яйлинская свита), чередование известняков и мергелей (никитская свита).	Глины с кораллами, рифовыми массивами, прослоями песчаников, известняков, конгломератов (судакская свита).	
	Лузитан.	Секван.			
			Рорак.		
		Н. оксфорд.		Перерыв.	
	Келловей.	Верхний.		Перерыв.	Зеленовато-серые и темно-серые глины с прослоями мергелистых оолитовых известняков, песчаников, сферосидеритов и конгломератов, верхний келловей частично размыт.
		Средний.		Перерыв.	
		Нижний.		Верхняя часть сланцево-песчаниковой серии восточного Крыма и Сухореченской антиклинали.	
Средняя юра.	Бат.	Верхний.	Сланцевые глины с прослоями песчаников и сферосидеритов (нижняя часть свиты).		
		Нижний.	Флишеподобные накопления архипелагового типа.		

Отдел	Ярус	Подъярус	Юго-западный Крым	Северо-восточный Крым
Средняя юра.	Байос.	Верхний.	На большей части антиклинорий Туакского и Качинско-Курцовского и на Сухореченской антиклинали байос отсутствует.	Вулканогенная серия Карадагской системы складок.
		Нижний.	Перерыв.	
	Аален.	Перерыв.		
Нижняя юра.	Тоарский.		Верхняя часть таврической свиты, ритмичное чередование аргиллитов с алевролитами, конгломератами. Криноидные известняки, кварцевые песчаники фацес размыта так называемого эскирданского горизонта. Нижние части геттангского и тоарского ярусов отсутствуют.	
	Домерский.			
	Плипсбахский.			
	Лотарингский.			
	Сяпемюрский.			
	Геттангский.			
Верхний триас.	Рэтский.		Нижняя часть таврической свиты, ритмичное флишевое чередование темно-серых, коричневатых и черных аргиллитов с алевролитами и пластами песчаника, иногда аспидные и блестящие сланцы. Вулканогенная серия Качинско-Курцовского антиклинория. Присутствие рета в Крыму палеонтологически недостаточно доказано.	
	Норийский.			
	Карнийский.			

а также в последней работе М. В. Муратова (1960). Развитие Горного Крыма в нижнемеловое время детально изучено Г. А. Лычагиным. Его выводы основаны на многолетних работах и приняты нами за основу при составлении этой главы.

В работах указанных авторов находится детальное описание стратиграфии нижнемеловых отложений, обоснованное многочисленными палеонтологическими данными, что позволяет нам отметить лишь наиболее характерные черты этого отрезка времени. Нижний мел представлен всеми ярусами. Тем не менее осадконакопление не было непрерывным, и число перерывов иногда достигает четырех.

Наиболее крупный перерыв отмечается отсутствием среднего, а иногда и нижнего альба и предшествует крупной верхнеальбской трансгрессии.

В восточном Крыму осадки валанжина залегают в осевой части Восточно-Крымского предгорного прогиба. Здесь в пределах от Феодосии до Старого

Крыма валанжин сложен той же флишевой толщей, как и подстилающие их титонские слои. Это ритмическое переслаивание глин, мергелей и мелкобрекчневидных обломочных известняков. Наряду с ними присутствуют слои конгломератов и слои светло-серых плитчатых мергелей, откуда собрана богатая фауна аммонитов берриасового возраста. Над ними залегают толща зеленых известковистых глин с редкой фауной аммонитов среднего и верхнего валанжина. В районе Старого Крыма полоса отложенный валанжина прерывается толщей конгломератов готеривского возраста. Далее от Старого Крыма до района южнее Белогорска вновь появляется валанжин, сложенный теми же флишевыми накоплениями берриаса. Выше залегают слои мощностью 5—8 м, на котором лежат известковистые светло-серые глины с тонкими прослоями песчаников и обломочных известняков. Они содержат фауну среднего и верхнего валанжина. К северу валанжин в Восточно-Крымском прогибе быстро уменьшается в мощности и дальнейшее его распространение ограничивается выходами титонских известняков. Далее на запад на северных склонах Караби-Яйлы и Долгоруковской Яйлы в бассейне рр. Зуи, Бурульчи и Бештерека валанжин представлен в нижней своей части песчанистыми известняками берриаса, а в верхней — белыми брекчневидными или поздраватыми и оолитовыми известняками среднего и верхнего валанжина. Полоса нижнемеловых осадков прерывается в области Центрального Симферопольского поднятия. В юго-западном Крыму в районе от Балаклавы до Байдарской долины валанжин лежит на размытой поверхности верхней юры и согласно сменяет верхнетитонские отложения Байдарской, Варнаутской и других более мелких долин и котловин. В нижней своей части он сложен флишем весьма сходным с Феодосийским и содержит фауну нижнего валанжина. Верхняя часть соответствует среднему и верхнему валанжину и слагается желтовато-серыми и зеленоватыми глинами с прослойками песчаников и известняков, которые имеют флишеподобный характер и представляют переслаивание известняков с глинами. В Варнаутской и Хайтинских долинах и котловине Узунджи мощность толщи достигает 200—300 м. Характерной особенностью является отсутствие в основании валанжина конгломератов или других базальных образований. Таким образом, валанжин в предгорных прогибах подразделяется на две части, нижняя из которых соответствует берриасу, а верхняя — нерасчлененным среднему и верхнему валанжину.

Готеривские отложения покрывают площадь распространения валанжина и, переходя на платформу, распространяются почти по всему Равнинному Крыму.

Во вновь образованном Балаклавском прогибе готеривские отложения в последнее время изучены В. В. Друщицем (Друщиз, Янин, 1958) и группой его сотрудников. Готерив начинается с конгломератов, лежащих на размытой поверхности валанжина. Выше конгломерат перекрывается буровато-желтым, сильно известковистым, грубозернистым песчаником мощностью 8—10 м, содержащим гальку кварца. Песчаники перекрываются темно-серыми, местами синевато-серыми, тонкими пластичными глинами. В районе Мазанки, восточнее г. Симферополя, в пределах Белогорского прогиба, готерив слагается мощной толщей желтых мелкозернистых песков с прослоями песчаников. Эти пески и песчаники, названные Г. А. Лычагиным (1957) мазанской свитой, вскрыты буровыми скважинами под покровом более молодых напластований на платформе Равнинного Крыма вплоть до г. Евпатория и дер. Новоселовки.

В основании готерива на платформе Равнинного Крыма присутствует равнинный конгломерат. На северном склоне Караби-Яйлы и Долгоруковской Яйлы готерив непосредственно продолжает отложения валанжина. Он сложен здесь мелководными песчаниками и известняками, такими же, как и подстилающие валанжинские отложения.

Барремский век является эпохой значительных поднятий в области Главной гряды и соответствующего углубления Белогорского и Балаклавского прогибов. В последних наряду с мелководными начинают отлагаться глубоководные осадки; вместе с тем сильно сокращается область их распространения, и море покидает платформу Равнинного Крыма. На основании фаунистических данных барремский ярус на некоторых участках может быть подразделен в Крыму на два подъяруса. При отсутствии фауны подразделение барремского яруса часто оказывается невозможным. Породы нижнего подъяруса баррема близко сходны с подлежащими готеривскими отложениями. Сходство глубоководного верхнего баррема с аптом иногда бывает настолько значительным, что они могут быть отделены друг от друга только по фауне.

В барремский век край платформы Равнинного Крыма испытывал поднятие и подвергался размыву, в результате которого происходило накопление значительных по мощности линз и пачек конгломератов. Размыв и вынос обломочного матерпала сопровождал еще более значительные поднятия центральной части Горного Крыма. На некоторых его участках в верхнем барреме наблюдаются следы глубокого размыва с образованием узких эрозионных долин. Само расположение глубоководных и мелководных фаун указывает на то, что именно эта часть Горного Крыма была наиболее приподнятой.

Аптские отложения откладывались в условиях, близко сходных с таковыми в барремский век. Однако поднятие центральной части Горного Крыма, по-видимому, сменяется опусканием, и море ингридирует в долины предаптского размыва. В опускании была вовлечена и часть платформы Равнинного Крыма. Накопление конгломератов сосредоточивается только на ограниченных участках происходившей трансгрессии. По-видимому, платформенная часть Равнинного Крыма не была залита аптским морем.

Среди аптских отложений господствующей фацией являются серые, зеленые, коричневатые или красноватые глины с ярко-красными или бурыми сферосидеритами и, иногда, с небольшими прослоями песчаников. Фауна представлена главным образом головоногими. М. С. Эристави (1955) приводит отсюда *Puzosia emerici* Reis., *Aconoceras nisum* d'Orb. В. В. Друциц указывает на присутствие и других аптских аммонитов: *Deshayesites dashayesi* Sow., *Euphyllloceras apticus* Sayan. Более частыми являются находки ростров белемнитов. Для нижней части глин характерны *Neohibolites clava* Stol. и *N. ewalsissimilis* Stol. и некоторые *Mesohibolites*, а для верхней — *Neohibolites semicanaliculatus* Blainv., *N. aptiensis* Kil., *Puzosia amirici* Rasp., *Mesohibolites inflextus* Stol.

Эти глины слагают аптские отложения на всем протяжении Белогорского прогиба от Феодосии до Старого Крыма и образуют прерывистую полосу в Балаклавском прогибе от Симферополя до Балаклавы. В долине р. Салгира аптское море проникало в пределы Салгирского грабена, подвергшегося в предаптское время глубокому размыву. О масштабе этого размыва можно судить по глубокой узкой долине между горами Чатырдагом и Демерджи, где таврическая серия прорыта до глубины 400—600 м ниже подошвы верхнеюрских известняков Чатырдага. Дно котловины и впадающих в нее долин древней гидрографической сети выполнено аптскими глинами с конгломератами в основании. Следы подобного же размыва мы встречаем и в Байдарском поперечном прогибе, в который также ингрессивно вливалось аптское море. Аптские глины ложатся здесь трансгрессивно на сохранившиеся участки барремских отложений и пласты более древнего возраста, вплоть до нижнетитонских отложений.

Нижнеальбские отложения распространены на меньшей площади, чем аптские. Присутствие их установлено в Байдарском и Салгирском, Балаклавском и Белогорском прогибах, где они составляют верхнюю часть толщи глин, сложенной аптскими отложениями. Вопреки мнению М. В. Муратова (1960), мы продолжаем считать часть толщи балаклавских песчаников по возрасту соответствующих нижнему альбу. Отсюда нами была описана достаточно богатая фауна клансейского горизонта, который, по нашему мнению, также относится к нижнему альбу, но не к верхам апта. Фауна обнаруживает большое сходство с находками в сентариевых глинах Мапгышлака. Вместе с тем нами отмечалось присутствие двух видов верхнего альба. Позднее Г. Я. Крымгольцем и В. М. Цейслером были также определены некоторые виды верхнеальбских аммонитов. Это дает основание предполагать, что в окрестностях Балаклавы осадконакопление происходило в течение всего альба или было прервано неуставленным еще перерывом в среднем альбе.

В течение верхнеальбского времени Горный Крым испытывал новые поднятия. При этом он становится областью сноса продуктов разрушения горных пород на прилегающую с северо-запада платформу. Отложения альба лежат в основании чисто платформенных образований верхнего мела и уже не участвуют в сложении горного сооружения. Глубоководные фации альба, представленные темно-серыми и черными тонкослоистыми глинами, отлагались лишь в Белогорском прогибе между Феодосией и Старым Крымом. В окрестностях Балаклавы В. В. Аршиновым (1905—1906) под именем вулканических туфов были описаны туфогенные песчаники, являющиеся продуктами размыва среднеюрских изверженных пород. Эти песчаники включают глыбы гранита, банатита, гранодиорита и другие, описанные А. Е. Лагорно (Lagorio, 1894—1897) под именем эратических валунов.

Эти глыбы принесены с той части Горного Крыма, которая погружена ныне под уровнем моря.

Нижнемеловыми отложениями заканчивается разрез образований, слагающих Горный Крым. Пласты более позднего времени уже не принимают участия в его строении и не подлежат, следовательно, нашему рассмотрению.

ТЕКТОНИКА И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГОРНОГО КРЫМА

Исследователи Крыма отдали много времени и сил для расшифровки сложного тектонического строения Горного Крыма. Один из первых исследователей Крыма, академик П.-С. Паллас (Pallas, 1795) указывал на то, что значительная часть Горного Крыма погружена под уровень Черного моря. К этому мнению присоединился впоследствии К. К. Фохт (1910) и многие другие ученые. Французские путешественники И. И. Гю (Huot, 1840—1843), М. Вернейль (Verneyl, 1837) и Дюбуа де Монпер (Dubois de Montpereux, 1837) были плутонистами и объясняли образование Крымских гор внедрением магматических масс. Из числа последующих авторов отметим лишь тех, кто имел влияние на дальнейшее развитие тектонических взглядов; к числу их мы относим Ю. А. Листова (1889), впервые высказавшего мысль о существовании перекрещивающейся складчатости, и В. Д. Соколова (1895), установившего в юго-западном Крыму присутствие дизъюнктивных нарушений большого протяжения. Начало систематического изучения тектоники Горного Крыма положил К. К. Фохтом (1910) и А. А. Борисяком (1909). Многолетними трудами этих исследователей охвачен весь Горный Крым. Примечательно, что представления этих авторов в некоторых отношениях прямо противоположны. К. К. Фохт все свое внимание уделял изучению складчатых форм, которым приписывал главное участие в строении Горного Крыма. Дизъюнктивные движения он считал побочными, сопутствующими складчатости. Этому ученому мы обязаны многими ценными сведениями о складчатости Мезозоя Крыма.

В частности, им установлено на северном склоне Яйлы, южнее Симферополя, присутствие антиклинальной складки, которой он дал название Мезотаврического кряжа, впоследствии переименованного М. В. Муратовым (1949) в Курцовское поднятие. А. А. Борисяк придавал особое значение дизъюнктивным нарушениям, сбросам и сбросам-сдвигам, разбившим своеобразное поднятие Горного Крыма на отдельные глыбы, иногда перемещенные относительно друг друга. Складчатым же формам он уделял значительно меньше и даже недостаточное внимание. Дискуссии и попытки согласовать взгляды между этими авторами не дали результата, и долгое время они производили свои исследования параллельно, независимо друг от друга. Отметим, кстати, что каждый из них, а также перечисленные выше ученые, были правы в каком-нибудь отношении, и в своих выводах оказались односторонними, так как не учитывали сложности геологического строения Горного Крыма.

В дальнейшем изучение тектоники Горного Крыма идет в направлениях, намеченных К. К. Фохтом и А. А. Борисяком. Быть может, непроизвольно А. С. Моисеев отдает предпочтение А. А. Борисяку, а М. В. Муратов ближе в своих воззрениях к К. К. Фохту. А. С. Моисеев (1933) первый публикует работы, специально посвященные тектонике Горного Крыма. Этот неутомимый исследователь, влюбленный в свой ро-

ной Крым, не вел планомерной геологической съемки. Тем не менее он исколесил весь Горный Крым — как северные, так и южные его склоны и область предгорий. Преждевременная смерть застала его в расцвете творческих сил, и, несомненно, он мог бы дать еще очень много для геологической науки. В некоторых своих взглядах А. С. Моисеев близко подходит к современным воззрениям, и его труды до сих пор не потеряли своего значения. Следуя за А. А. Борисяком, он несколько преувеличивает значение дизъюнктивных движений. Подчиняясь же временно моде, он преувеличивает также значение чешуйчатых надвигов и больших перемещений по наклонным плоскостям типа шарьяжей, вместе с тем отдавая должное процессам складчатости. Одну из своих работ (Моисеев, 1937б) он посвящает описанию киммерийской складчатости, считая ее основной для горного сооружения Крыма. Сопряжение с расколами и передвижение отдельных глыб, образующие надвиги небольшого масштаба, были подтверждены более поздними исследованиями. Взгляды А. С. Моисеева во многих отношениях нуждаются в дальнейшей разработке, уточнении и корректировке. Значительная часть его взглядов получила все же общее признание и легла в основу дальнейших исследований. В частности, далеко недоработанное описание процесса складчатости юрского времени послужило отправным этапом для наших работ.

Однако наибольшее значение для понимания тектоники Горного Крыма имеют труды М. В. Муратова (1949, 1960). Главное его внимание сосредоточено на изучении складчатых движений, хотя он не отрицает ни роли дизъюнктивных движений, ни перемещения отдельных блоков типа надвигов. М. В. Муратов впервые дает синтез различного рода движений в их исторической последовательности и различной степени значимости для созидания структуры Горного Крыма. Им создана стройная, подтверждаемая огромным фактическим материалом картина исторического развития горного сооружения Крыма. Он характеризует Горный Крым как часть большого антиклинория, в большей степени погруженного под уровень моря. Для этого антиклинория он воскрешает термин мегантиклиналь, предложенный Н. И. Андрусовым. Особенно блестящими страницами его трудов являются те, которые посвящены новейшим тектоническим движениям Горного Крыма. Несмотря на естественное расхождение во взглядах по некоторым вопросам, большинство высказанных автором положений полностью принимаются нами, а часть других получает дальнейшее развитие, а иногда и иное освещение. В конечном результате все же между нашими взглядами и представлениями М. В. Муратова и А. С. Моисеева выявляются значительные различия. Остановимся прежде всего на вопросе о времени образования Черноморской впадины.

Как нам уже приходилось говорить (Пчелинцев, 1959), мы считаем впадину Черного моря очень древним образованием. Во всяком случае она уже существовала после герцинского этапа складчатости. Можно, однако, думать, что впадина заложилась еще в более древние времена вместе с образованием самой Средиземноморской геосинклинальной области, а именно на границе арха и протерозоя. Первоначально она имела вид срединной неглубокой ложбины, разделявшей крайние бассейны северного и южного берегов Тетиса. Поперечные поднятия расчленили первоначальную ложбину на ряд отдельных впадин, вытянутых по оси геосинклинальной области. Дальнейшее развитие каждой из впадин выражалось в ее постепенном углублении и расширении. Углубление впадин теснейшим образом связано с компенсирующими поднятиями окружающих горных сооружений.

М. В. Муратов (1955а) считает впадины западной и восточной половин Черного моря гетерогенными образованиями и приписывает первой из

них герцинский, а второй — олигоценовый возраст. Указанный автор детально прослеживает развитие восточной впадины начиная с олигоцена до современности. Углубление впадины, сопровождавшееся ее расширением, он сопоставляет с поднятиями Крыма и Кавказа, с одной стороны и Понто-Тавра — с другой. Механически происходящие противоположные движения он объясняет как следствие оттока пластичных глубинных подкорковых масс от впадины к основанию окружающих ее горных сооружений, в которых они образуют внутренние магматические ядра. При этом он основывается на данных по изучению землетрясений Крыма опубликованных в статье Г. П. Горшкова и А. Я. Левицкой (1947). Согласно этим авторам, глубина эпицентров возрастает от границ впадины к берегам Крыма, достигая наибольшей величины в прибрежной полосе. Южнее и юго-восточнее Крыма глубина эпицентров равна 20—30 км. Воображаемое продолжение линии глубин эпицентров в восточном направлении, по указаниям М. В. Муратова, должно совпасть с основанием континентального склона. По данным Г. П. Горшкова и А. Я. Левицкой указанная линия лежит на поверхности надвига, по которой горное сооружение движется к впадине, испытывающей погружение и пододвигание под горный хребет. Отметим попутно, что кроме зон северо-восточного простирания, А. Я. Левицкая обращает наше внимание на то, что эпицентры группируются по линиям, пересекающим горный хребет в поперечном направлении. Такое объяснение механизма современных сейсмических явлений не только принимается М. В. Муратовым, но распространяется этим автором и на предыдущую историю впадины начиная с олигоценового времени. При этом он подчеркивает продолжительность существования зоны разлома, по которой происходит надвиг. Правильность предложенной М. В. Муратовым схемы подтверждается новыми работами Ю. П. Непрочнова.

Этот автор (Непрочнов, 1960) проводил сейсмические наблюдения в центральной части Черного моря для изучения глубинного строения земной коры. Исследованиями была охвачена глубоководная впадина восточной половины Черного моря и континентальный склон к юго-востоку от Крыма. Параллельно производилась эхометрическая съемка дна моря. Материковый склон вдоль побережья Крыма от Севастополя до Феодосии по характеру рельефа четко подразделяется на два участка. Граница между ними проходит в районе гг. Ялта—Гурзуф. Материковый склон восточного участка крутой, расчленен многочисленными, но короткими долинами, по-видимому тектонического происхождения, и расположен близко к берегу. Средний уклон его до глубин 1700—1900 м варьирует в пределах 6—10°, а в отдельных местах крутизна достигает 20 и даже 30°. Переход к ложу котловины здесь плавный, постепенный. К западу от Ялты склон менее раздроблен и единым уступом падает до глубины порядка 2000 м (угол падения склона в среднем равен 10°) с резким переходом к очень ровной, почти горизонтальной поверхности глубоководной котловины моря. В то же время этот участок склона значительно отодвинут от береговой линии. Зона перехода между двумя описанными участками характеризуется наиболее сложным для данного района подводным рельефом. Материковый склон к югу от Керченского пролива, напротив, отличается спокойными, сглаженными формами рельефа и небольшим общим наклоном поверхности дна (1—3°). Сейсмические разрезы по профилям, пересекающим глубоководную впадину в широтном направлении под слоем воды в 2150 м, указывают на присутствие слоев песчано-глинистого комплекса. Мощность этого комплекса в западном направлении увеличивается до 8—12 км. На глубине 1 км ниже дна моря внутри песчано-глинистого комплекса встречен выдержанный слой предположительно песчаника. Этот комплекс подстилается базальтовым слоем мощ-

ностью 15—20 км. Под базальтовым слоем располагается поверхность Мохоровичича. На профилях через впадину гранитный слой не обнаружен, и мощность коры здесь равна 28—30 км, включая водный слой. На профилях, проведенных в северо-западном направлении, от глубоководной впадины к берегам Крыма, на участках континентального склона, обнаружен гранитный слой, постепенно выклинивающийся к югу. Поверхность базальтового слоя от глубоководной впадины к северу погружается до глубин порядка 20 км. Мощность гранитного слоя на материковом склоне определена не совсем уверенно и равняется приблизительно 4—6 км. Поверхность Мохоровичича по меридиональному профилю южнее Керченского пролива в области глубоководной впадины залегает на глубине 36 км. По профилю, проходящему в северо-западном направлении через континентальный склон Крымского полуострова, поверхность базальтового слоя испытывает постепенное поднятие на север, залегая вблизи берегов Крыма на глубине 10 км. Область основания материкового склона отмечается ступенеобразным перегибом поверхности базальтового слоя. Гранитный слой выклинивается с севера на юг на расстоянии около 100 км от береговой линии. На континентальном склоне берегов Крыма в двух местах отмечаются скачки географов, которые предположительно можно связать с нарушениями в напластованиях верхней части земной коры. Это предположение подтверждается батиметрическими данными.

К юго-западу от Крыма, впе области континентального склона, строение земной коры сходно с глубоководной впадиной, по мощность базальтового слоя уменьшается. Положительные аномалии силы тяжести в редукции Буге под Горным Крымом, по-видимому, в значительной степени связаны с подъемом поверхности этого слоя. Отметим еще один интересный факт ступенчатого перегиба базальтового слоя и две линии нарушений на континентальном склоне. Нельзя сказать, чтобы резкое повышение поверхности Мохоровичича было совсем неожиданным. Залегание базальтового слоя на глубине 10 км прекрасно объясняет аномалии силы тяжести и периодические землетрясения.

Возвращаясь к вопросу о продолжительности противоположных движений по линии разлома, коснемся имевших место в Горном Крыму проявлений магматической деятельности. Как уже отмечалось, непрерывный процесс этой деятельности как в эффузивной, так и в интрузивной фазах наблюдается в Крыму от верхнего триаса до келловоя включительно. В течение верхней юры и во все последующие эпохи происходят лишь периодические поднятия всего горного сооружения, в целом тождественные с таковыми в современности. Следовательно, и механизм этих поднятий также связан с оттоком пластических масс из области впадины к основанию хребта. Весьма интересным является то, что трещины, по которым происходили излияния, в средней юре проходили по тем же разломам и на тех же участках, как и в верхнем триасе. Эти, по-видимому, полуглубинные разломы располагались на крыльях воздымающихся поднятий на границе их с прогибами, т. е. на участках, испытывавших растяжение. Более того, как мы видели, А. Я. Левицкая указывает, что эпицентры землетрясений вытягиваются по линиям, поперечным по отношению к основному разлому, по которому происходит надвиг. Чрезвычайно интересна в этом отношении работа В. И. Бабака (1959), указывающего на то, что при современном поднятии Горного Крыма образуются пологие синклинали и антиклинали. При этом линии границ между противоположными движениями не только протягиваются в поперечном направлении, но и совпадают с линиями древних разломов, наметившихся в верхнем триасе и вполне оформившихся в средней юре. Как мы увидим ниже, приподнимающиеся участки современной Яйлы соответствуют древним,

устойчивым поднятиям, равно как и современные опускания соответствуют древним прогибам. Мало того, поднятия горного хребта Яйлы третичного времени и современности продолжают поднятия верхней юры и мела. Даже отмеченное В. И. Бабаком постепенное перемещение оси наибольшей приподнятости на север наметилось еще в титонский век. Все эти соображения приводят нас к следующему общему выводу.

Глубинный разлом в основании континентального склона, наблюдаемый в современности, представляет древнее образование. Этот разлом, вытянутый в северо-восточном направлении, сопровождался целой сетью более мелких продольных и поперечных полуглубинных разломов, разбивших на глыбы кристаллический фундамент и открывших выход расплавленным магматическим породам.

Такое раздробление произошло на участке флексурного или, как выражается Ю. П. Непрочнов (1960), ступенчатого изгиба базальтового слоя. Система движений по этим трещинам происходила с большей или меньшей отчетливостью в течение всей геологической истории Горного Крыма. В начале по трещинам поступала жидкая магма и магматизм проявлялся в эффузивной фазе. Закупоривание трещин, связанное с перекристаллизацией магматических масс, вызвало переход только к интрузивным формам. Общее устойчивое сводообразное поднятие Горного Крыма, ясно определенное уже в верхнеюрское время, обусловливалось все новыми и новыми впадениями пластичных глубинных масс из области впадины. Впадения все далее и далее прошикали на север, обуславливая постепенное расширение горного хребта. Непрерывность магматического процесса, вероятно, подтверждается отмеченными Ю. П. Непрочновым (1960) на континентальном склоне двумя уступами предполагавшихся тектонических парусений. Нам кажется, что трещины современного глубинного разлома, весьма сложного по своему характеру, располагались выше по склону, во всяком случае, — не ниже дна впадины. Придав во внимание постепенное углубление впадины, компенсирующее поднятие горного хребта, можно думать, что поверхность надвига в прежнее время должна была располагаться выше. Намечаются как бы два переломных момента в постоянном поднятии Яйлы и погружении впадины при которых усиливаются эти движения. По нашему мнению, это предтитонская и преолигоценная эпохи. Весьма вероятно, что им соответствуют два уступа, намеченных Ю. П. Непрочновым на современном континентальном склоне Крыма. Таким образом, глубинный разлом, протягивающийся в северо-восточном направлении вдоль берегов Крыма предопределил всю геологическую историю горного сооружения, обусловил образование глубокого нарастающего прогиба по краю древней платформы с накоплением в нем флишевых толщ в сочетании с различного рода магматическими породами. Следовательно, это глубинный разлом в том виде, как его понимал А. В. Пейве (1945). И прогиб по краю платформы является настоящей евгеосинклиналью, по терминологии Кея.

Необходимо, однако, оговориться, что терминология отдельных форм геосинклинальных областей является еще не выработанной. Можно сослаться с А. Д. Архангельским (1929), что глубокая впадина Черного моря является современной геосинклиналью, равно как и цепь других впадин, располагающихся по оси Средиземноморской геосинклинальной области. По обе стороны этой срединной или, как ее называет М. В. Муратов (1955а), узловой геосинклинали, вдоль северных и южных берегов Тетиса располагаются такие же цепочки краевых бассейнов, где собственно и образуются горные структуры, причленяющиеся затем к платформам. Особенностью таких краевых бассейнов является сопряженность их с платформами, что обуславливает все особенности происходящих здесь тектонических движений и процессов осадконакопления. Пликативные дви-

жения развиваются только в краевых бассейнах, где они сочетаются с разломами. В срединной геосинклинали отсутствуют как глубинные разломы, сопровождаемые выходом магматических масс, так и плитчатые движения. Исключением являются лишь глубинные широтные разломы весьма древнего возраста, наметившие границы Средиземноморской геосинклинальной области, а также поперечные линейменты планетарного характера. Каждый из таких бассейнов мы рассматриваем как самостоятельное образование, связанное с соседними бассейнами общими законами геосинклинальной области и развивающееся в основном по одному и тому же плану. Отсюда возникают крупные аналогии между Крымом и Кавказом, Кавказом и Балканами и т. д., но полное тождество между ними отсутствует. Каждый из бассейнов индивидуален в своем развитии.

Следовательно, нет необходимости искать соединения между Крымом и Кавказом, Крымом и Балканами, Балканами и Карпатами и так далее. Нет необходимости вытягивать зоны подвижных платформ, краевых прогибов и т. д. через всю Средиземноморскую область. Конечно, между соседними бассейнами существуют определенные части, связывающие их друг с другом. Таким связующим звеном для Крыма и Кавказа является прежде всего Закавказская геосинклинали или, по М. В. Муратову (1949), Армянская суша, т. е. район межгорья между Большим и Малым Кавказом, огибающий с северной стороны глубоководную впадину Черного моря и подходящий к берегам Крыма.

Наряду с этими связующими присутствуют также и разъединяющие элементы. К числу их принадлежат большого протяжения планетарные разломы, носящие название линейментов. Они, в частности, подразделяют Тетис в поперечном направлении на огромные глыбы. Один из таких линейментов, который мы позволим себе назвать по имени автора линейментом С. А. Ковалевского, расположен в восточной половине Черного моря между Крымом и Кавказом. В ближайшем с ним соседстве располагается, между прочим, прогиб, отмеченный Ю. П. Непрочновым в районе Таманского полуострова. Линеймент С. А. Ковалевского (Ковалевский, 1960) проходит вдоль 38-го меридиана через вулканоиды Азовского моря, Таманского полуострова и погребенные конусовидные вершины в восточной части Черноморской впадины. По мнению С. А. Ковалевского, эти конусовидные вершины являются остатками вулканов, прекративших свою деятельность. Поствулканические фумаролы, как это допускал и В. И. Вернадский, способствовали сероводородному заражению бассейна Черного моря. Намеченную им линию вулканов и вулканоидов С. А. Ковалевский связывает с Петрово-Гнутовской зоной на севере и к югу до разлома у города Мараш в Турции. По мнению С. А. Ковалевского, эта линия является продолжением срединной ветви Африкано-Аравийского разлома, который тянется на север до Петрово-Гнутовской зоны. Упомянем, кстати, что С. А. Ковалевский указывает на вторую линию широтного направления, параллельную северо-анатолийскому сбросу, также отмечаемую рядом конусовидных вершин до 800 м высотой.

Рассматривая Крымский бассейн в качестве самостоятельного члена цепи краевых бассейнов северных берегов Тетиса, мы считаем его более сложным, чем это представляется при рассмотрении сохранившейся небольшой части горного сооружения. Структура этого сооружения в общих чертах аналогична Большому Кавказу. Для верхнеюрского времени Большой Кавказ мы рассматриваем как систему отдельных геосинклинальных ложбин, на которые расчленился прогиб, расположенный по краю Ставропольской платформы. Закавказскую геосинклинали (Армянскую сушу, по М. В. Муратову) мы рассматриваем как межгорье, по северному склону которого также закладывался прогиб. Такой же, но еще мало изученный прогиб располагался на юго-западном склоне

Закавказской геоантиклиналь. Он аналогичен прогибу, ограничивающему геоантиклиналь с противоположной стороны. Мы согласны с мнением М. В. Муратова (1949) и других, что Закавказская геоантиклиналь продолжается в область Черного моря. При этом, по нашему мнению, она ограничивает с севера глубоководную впадину в восточной половине Черного моря, а затем образует плавный изгиб, изменяя у берегов Крыма северо-западные простирания на северо-восточные. С северной стороны эта геоантиклиналь сопровождается Новороссийским прогибом, а с южной — Северо-Армянским. Доказательство этому мы находим в ближайшем сходстве фаун Крыма, Туансе и Сухуми, с одной стороны, и установленной Э. В. Крячковой тождественностью верхнеюрской фауны юго-западного Крыма и Северной Армении — с другой. Это дает основание считать, что подошедшая к берегам Крыма Закавказская геоантиклиналь ограничивает с юго-востока Крымский прогиб, подразделяющийся впоследствии на такие же геосинклиальные ложбины, как и на Большом Кавказе. Уже в настоящее время с полной уверенностью можно сказать, что число этих ложбин в Крыму больше, чем указывалось предыдущими исследователями.

Рассматривая глубоководную впадину Черного моря как древнее образование и признавая за глубинным разломом у берегов Крыма такую же большую древность и продолжительность действия, мы тем самым отрицаем существующую гипотезу большого сброса, погружившего значительную часть Горного Крыма и выкроившего впадину современного Черного моря. На профилях, указанных Ю. П. Непрочным, мы не видим никаких следов этой погруженной под уровень моря части и никаких пород, кроме чередования илов и песчаников. На континентальном же шельфе могли сохраниться лишь корри горной структуры. Существование большого сброса противоречит постоянству глубинного разлома и современному расположению эпицентров землетрясений. Г. А. Лычагиным была высказана интересная мысль, что происхождение континентального шельфа связано не со сбросом, а с абрадирующей деятельностью моря, базис которой постоянно понижался. Такое предположение нам кажется не только возможным, но, пожалуй, единственным вероятным. Этим, однако, мы не отрицаем существования на континентальном склоне Горного Крыма продольных сбросов, подобных указанным А. Д. Архангельским (1929).

Пликативные движения в Горном Крыму издавна привлекали к себе внимание многих исследователей. Они тщательно изучались К. К. Фотом, а затем А. С. Моисеевым. Особый интерес для нас представляют труды последнего автора, которые мы стремимся продолжить, дополнить и на этой основе перейти к определению элементов структуры Горного Крыма. Мы не будем возвращаться к рассмотрению стратиграфического разреза, который является основой предложенных нами тектонических построений. Остановимся лишь на перерывах, нарушающих процесс осадочного накопления. Первый из них устанавливается на границе верхнего триаса и нижней юры. По времени он захватывает часть или весь рэтский ярус, присутствие которого в Крыму недостаточно подтверждено палеонтологическими данными; отсутствует также нижний отдел геттангского яруса. Таким образом, перерыв был достаточно значительным, в течение всей толща накопившихся триасовых осадков была собрана в короткой складки различных направлений. Недостаточная уплотненность осадков приводила к развитию гравитационных движений различного порядка. Большие подводные оползни на крутых склонах краевого прогиба срывали целые пакеты неуплотненных пород, которые сминались, образуя типичные оползневые структуры; на нижней поверхности пластов образовывались различные механоглифы, а на верхней биоглифы. При передв

жении отдельных пропластков друг по другу образовывались мельчайшая рябь и пльчатость. Эти явления сильно осложняют изучение складчатости этого возраста. По крайней мере с некоторыми из крупных складок связаны сопутствующие проявления магматической деятельности верхнетриасового—нижнелайасового возраста. Фаунстически слабо доказано также присутствие домерского яруса, и ничем не доказано присутствие нижнего тоара. По нашему мнению, нижнетоарский век является перерывом, который отличается мощным размывом участков поднятий и накоплений грубообломочных фаций (названных А. С. Моисеевым (1930б) скиординским горизонтом) и сносом мелкообломочного материала в соседние ложбины. Ааленский п, очевидно, нижний байос соответствуют большому общему поднятию, размыву подлежащих пород и накоплению

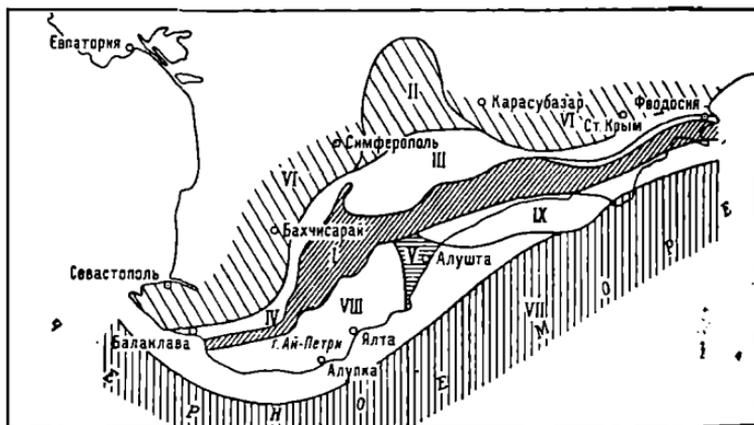


Рис. 9. Схематическая карта расположения структурных элементов мегаantikлинория Горного Крыма на древнекеммерийском этапе складчатости.

I — Мезотаврический край; II — Центральное Симферопольское поднятие; III — Феодосийский прогиб; IV — Бахчисарайский прогиб; V — Алуштинская антиклиналь; VI — платформа Равнинного Крыма; VII — древнекеммерийское Черное море; VIII — Ялтинская ложбина; IX — Судакская ложбина.

крупнообломочного материала, в том числе и древних пород. Именно в это предбайосское время перед верхним тоаром или в аалене заложилась основа горного сооружения Крыма, предопределившие все его дальнейшее развитие.

Нам кажется, что отсутствие нижнего тоара на Качинско-Курцовском поднятии и соответствующий этому времени разрыв, наблюдаемый в Ялтинском районе, подтверждают вероятность складкообразовательных движений именно в нижнетоарское время.

В верхнем триасе и лйасе краевой прогиб платформы Равнинного Крыма представлял сравнительно широкую ложбину, зажатую между приподнятой платформой Равнинного Крыма и Закавказской геантиклиналью (рис. 9). Подобно современному хребту ложбина была изогнута, повторяя очертания края Крымской платформы и в более отдаленной степени — края Русской платформы, как он представляется после исследований Л. А. Субботина.

В этой ложбине осаждалась однообразная серия флишевых накоплений, а на всем ее протяжении мы не улавливаем существенных различий между юго-западным и восточным Крымом. Эти различия резко проявляются по окончании первого — таврического — этапа развития Горного Крыма. Наиболее характерной чертой строения платформы Равнинного Крыма

является присутствие центрального поднятия в районе Симферополя Зуд, которое П. А. Двойченко назвал Симферопольской антеклизой. В этом поднятии кристаллический фундамент платформы и нижнепалеозойские и докембрийские отложения в коренном залегании находятся в глубине 215 м от поверхности. От Симферопольского поднятия кристаллический фундамент полого опускается на запад и более круто на восток отчетливо подразделяя Крымский полуостров на две части. Перед среднеюрским временем, при заложении осев горного сооружения подобное же расчленение имеет место и в краевом прогибе. Он расчленяется Алуштинской антиклиналью, Салгирским грабеном и Байдарским поперечным прогибом на северо-восточную, центральную и крайнюю юго-западную части.

В результате складчатости в течение лейаса краевой геосинклинальной прогиб расчленился на участки положительных структур — преимущественных поднятий, представляющих более или менее сложные антиклинории, и отрицательных — с тенденцией к опусканиям, которые являются геосинклинальными ложбинами, в которых в дальнейшем сосредотачивается осадконакопление. Для крайней западной части Горного Крыма М. В. Муратов (1949) указывает на присутствие Сухореченской антиклинали, для центральной — Качинско-Курцовского антиклинория и для северо-восточной — Туакского антиклинория, которые М. В. Муратов называет поднятиями. Эти положительные элементы структуры были слиты, по нашему мнению, в единую кордильеру Мезотаврического кряжа. С юго-восточной стороны прогиб ограничивался Закавказской геосинклиналью. В юго-западном Крыму, между Мезотаврическим кряжем Закавказской геосинклиналью, располагается Яйлинская ложбина, северо-востоке — Судакская и на крайнем юго-западе — Батлимасская. С северо-западной стороны Мезотаврического кряжа между южным краем платформы Равнинного Крыма располагались узкие Феодосийская и Бахчисарайская ложбины, отделенные друг от друга Симферопольским поднятием.

Отметим попутно, что различие между северо-восточным и юго-западным Крымом выявляется при этом очень отчетливо, и в дальнейшей истории развития каждый из этих участков подразделившегося краевого прогиба приобретает свои индивидуальные черты. Складчатость на эоценекембрийском этапе выразилась в образовании системы коротких, меняющегося направления брахантиклиналей, все же в общем вытянутых по оси ложбин. Соответственно расположению краевого прогиба в ранней стадии этих складок является почти широтным в Батлиманской, северо-восточным в Яйлинской и снова почти широтным в Судакской ложбине. Заканчивается складчатость общим поднятием по оси, параллельным Симферопольскому поднятию по близкому к меридиональному направлению. Наиболее приподнятой является Алуштинская антиклиналь; чернее и Симферопольское поднятие проходит ось общего воздымания. Последнее сопровождалось образованием разломов, которые намечают разделение складчатой системы на крупные блоки.

Мы думаем, что Закавказская геосинклиналь являлась на докембрийском этапе складчатости сплошной сушей, окаймляющей с юго-восточной стороны Крымский краевой прогиб на всем его протяжении. Незначительная мощность конгломератов, заключенных в таврическую серию Яйлинской ложбины, указывает, однако, на ограниченность этого участка сноса терригенного материала. Последнее может быть объяснено тем, что разломы, пересекавшие складчатость краевого прогиба, продолжались и на вошедшую с нею в соединение Закавказскую геосинклиналь; при этом произошло расчленение ее на отдельные глины испытывавшие движения различных знаков. Можно думать, что уча-

этой геоантиклинали, расположенный между крупными разломами и соответствующий по положению Яйлинской ложбине, приобрел тенденцию к большому относительному опусканию по сравнению с участками, которые соответствуют выступам платформы Равнинного Крыма. Промежуток времени, в течение которого происходило отложение осадков таврической свиты, представляет чрезвычайно важный этап в истории развития Горного Крыма, называемый нами Таврическим этапом.

Среднеюрская трансгрессия вступила уже в сложный рельеф частично размытых складок, образование которых началось в верхнем триасе и продолжалось в нижнем тоаре или аалене. Грубообломочный материал послужил для образования фаунистически охарактеризованных конгломератов верхнего байоса и нижнего бата и венчающих их песчаниково-сланцевой толщей верхнего бата, а также сланцеватых глин бат-келловоа. В течение этого времени происходило складкообразование первой предкелловейской фазы новокиммерийской складчатости Горного Крыма. Как это ни странно, но она не обратила на себя должного внимания ни А. С. Моисеева, ни других исследователей.

Впервые среднеюрская складчатость, получившая наименование северо-восточной, была установлена нами в совместной с С. Н. Михайловским работе (1932) в районе селений Оползневое и Голубой залив. Одна из среднеюрских складок была описана под именем Леменской брахiantиклинали. Эта брахiantиклинали вытянута в северо-восточном направлении и имеет асимметричное строение. Она находится к западу от Лемени (ныне дер. Голубой залив) и простирается от мыса Троицы через горы Хыр—Пиляки, восточную часть Абитовой поляны (на высоте 1142 м) Яйлинского хребта и далее до горы Домус-Чарыш.

В этой складке оказались изогнутыми сланцы триаса, туфы изверженных пород, слои средней юры и известняки верхней юры. Оба крыла складки, от ядра триасовых сланцев с галобиями, повторяют ту же последовательность пород с налеганием на триас туфов изверженных пород с прослоями сланцев средней юры. На туфы отложений средней юры налегают известняки верхней юры. Юго-восточному крылу складки соответствуют сланцы средней юры с налегающими на них известняками гребня горы Кошки и других промежуточных скал, уцелевших от разрушения в вытянутой в северо-восточном направлении синклинали и залегающих на сланцах. Ось складки имеет общее погружение в сторону Черного моря. Юго-восточная оконечность Леменской складки обмята и очерчена дугою отвесных слоев сланцев верхнего триаса—лейаса, за которой далее к югу следуют сланцы средней юры и верхнеюрские известняки мыса Троицы. К северо-востоку складка затухает, и переклиналиное замыкание массивных известняков яйлинской свиты у горы Домус-Чарыш отмечает видимое ее окончание. Таким образом, Леменская складка является брахiantиклиналию, вытянутой в северо-восточном направлении. Северо-западное крыло ее выше и более пологое по сравнению с крутопадающим юго-восточным крылом, что придает брахiantиклинали асимметричный вид. С восточной стороны складка ограничивается синклиналию сланцево-песчаниковой толщи, в которой участвуют и известняки верхней юры, образующие широкий синклиналиный изгиб в стенке Яйлы над Симеизом. С запада ее ограничивает не менее широкая, подразделенная небольшими антиклиналиными поднятиями, Кучуккойская синклинали с расположенным на ее площади Кучуккойским и Кикенезским оползнями.

В следующей работе (Пчелинцев, Погребов, 1936) мы отметили наличие таких же брахiantиклиналией на всем протяжении юго-западного Крыма. Эти брахiantиклинали расчленили полосу Южного берега на ряд отдельных гидрогеологических и оползневых районов. Эти районы

отделены друг от друга антиклинальными складками, сохранившим в этой части Крыма общее северо-восточное направление. Среди крупных складок, каковыми являются Ласпийская, Леменская, Гурзуфская присутствуют и более мелкие, подразделяющие синклинали между антиклинальными складками на синклинали второго порядка. Амплитуды складок увеличиваются по направлению с запада на восток и наиболее крупной из них является Алуштинская складка. В строении этих складок принимают участие слои не только средней юры и таврической свиты но также слои лузитана и нижнего кимериджа. Строение складок осложняется интрузиями магматических пород, но проявления эруптивно-деятельности свойственны лишь Леменской складке и группе складок лежащих на протяжении Туакского антиклинория. Алуштинская складка сложена лишь слоями таврической свиты. Она отделена расколом от соседней Бабугапской синклинали. Разлом, сопровождаемый крупными интрузиями магматических пород, в общем имеет то же направление. В синклинальных изгибах между складками северо-восточного направления скопляются продукты разрушения горных пород и концентрируются подземные воды, в том числе некоторая часть карстовых во прилегающей части Яйлы. Все складки имеют брахантиклинальный характер, и горизонтальное протяжение их ограничено. За редким исключением они лишь частично простираются под известняками Яйлы, выходя на северный ее склон.

Крымская экспедиция Геологического музея АН СССР продолжала изучение этой складчатости. Прежде всего сотрудникам этой экспедиции была околтурена северо-восточная оконечность крупной Гурзуфской складки, носящей название Гурзуфского седла. Юго-восточная оконечность ее осталась не околтуренной, но намечается по сохранившимся остаткам известнякового покрова. Глыбы кератофир в обрыве Яйлы указывают на значительные проявления магматизма. По-видимому, интрузии присутствовали не только в центральной, но и в северной оконечности этой складки. Работами 1958—1959 гг. в восточном Крыму было установлено, что для него характерны такие же складки средней юры, как и для юго-западной части. К ним относятся Карадагские складки, направление которых приближается к широтному. Образование этих складок сопровождалось сравнительно мощной эруптивной деятельностью. Они хорошо изучены предыдущими исследователями и не являлись объектом нашего исследования, и мы ограничились лишь беглым их осмотром. Здесь, согласно данным, приведенным в работе М. В. Муратова (1949), присутствуют четыре главных складки, в строении которых принимают участие слои таврической свиты, средней юры и лузитана. Складки погружаются в восток-северо-восточном направлении. При исследовании на плато Караби-Яйлы нами было установлено присутствие двух складок северо-восточного направления; одна из них — Алачукская — захватывает лишь край Караби-Яйлы. Она сложена слоями таврической свиты, средней юры, конгломератами и песчаниками рорак и известняками секвана и нижнего кимериджа. Присутствие этой складки обуславливает выход лузитана и нижнего кимериджа на значительной части плато Караби-Яйлы. Далее к западу расположена вторая — Картауская складка, пересекающая центральную часть Караби-Яйлинского массива. В строении этой складки принимают участие слои того же возраста.

Таким образом, на всем протяжении Горного Крыма как в юго-западной, так и в восточной его частях, мы прослеживаем одну и ту же складчатость различных румбов северо-восточного направления.

Высказанные нами представления о значении этой складчатости для ограничения полусамостоятельных районов Яйлы и прилегающей части

Южного берега Крыма продолжали развиваться в работах последующих исследователей. В некоторых работах (в статье И. М. Цыпниной), кроме основных, намеченных нами районов, выделяются более мелкие, характеризующиеся различиями в инженерно-геологических условиях.

В основном наши представления принимаются и И. Г. Глуховым. Однако в его опубликованной работе (Глухов, 1957) эта складчатость получила наименование северо-западной. Нетрудно, однако, убедиться в том, что предложенное им изменение наименования является чистым недоразумением. На приложенной к статье карте оси всех антиклиналей имеют северо-восточное простирание, за исключением наиболее восточной из них, имеющей простирание, приближающееся к меридиональному.

Предлагая свою, несколько отличную от нашей схему районирования И. Г. Глухов предполагает, что брахантиклинали северо-восточного направления имеют значительное горизонтальное протяжение и переходят через всю Яйлинскую ложбину. Это предположение ничем не доказывается и нам представляется маловероятным; в некоторых случаях оно противоречит наблюдаемым фактам. Так, например, Леменская брахантиклиналь заканчивается у горы Домус-Чарыш и соединение ее со складкой Коккозской долины является совершенно произвольным. В данном случае две совершенно самостоятельных брахантиклиналей, совпадающие по простиранию, соединены друг с другом совершенно неправильно.

Большой интерес имеют работы Б. Н. Иванова, производившего исследование на Ай-Петринской Яйле. Этот автор при изучении карстового процесса не мог не столкнуться со сложным внутренним строением Яйлинского хребта. Свообразие крымского карста и многие закономерности его развития всецело зависят от внутренней структуры карстующихся известняков. Особое значение при этом, кроме складчатости известняковой толщи, имеют поверхности размывов внутри известняковой толщи и рельеф подстилающей ее сланцево-песчаниковой толщи. Для изучения этого рельефа совместно с Б. Н. Ивановым работала крупная, хорошо оснащенная геофизическая партия МГУ под руководством А. А. Огильви.

Полученные данные глубокого электротондирования, интерпретированные Б. Н. Ивановым, позволили установить присутствие на данном участке Яйлы двух складок северо-восточного простирания. Более крупная из них, названная автором Васильевской, располагается в северо-восточной части, а параллельная ей Иографская — в центральной части. Наличие этих складок подтверждается и геологическими наблюдениями. Кроме того, устанавливается присутствие широкой эрозивной ложбины, верховья которой находятся на Васильевской складке. Этот широкий размыв, следуя общему падению пластов в северо-западном направлении, проходит на северные склоны Яйлы в район Большого Каньона у с. Соколиное. Встречая здесь следующую складку северо-восточного направления, эрозивная ложбина отклоняется к западу. По пути эрозивная долина почти разрушает Иографскую складку.

Таким образом, как и следовало ожидать, при длительном перерыве в Центральном Крыму от верхнего бата до рорака, в течение которого сланцевая толща являлась сухой, рельеф, обусловленный тектоникой, подвергся значительной переработке эрозией. Тем не менее основные брахантиклинали северо-восточной складчатости наблюдаются с полной отчетливостью. Не менее ясно они наблюдаются на прибрежной части юго-западного Крыма, где эта складчатость почти перпендикулярна по отношению к Яйлинскому хребту и береговой линии. Вследствие этого эрозивные и оползневые процессы сосредоточиваются в синклиналях; антиклинальные же поднятия разрушаются в гораздо меньшей степени. Этим обуславливается извилистость береговой линии, широкие бухты

которой соответствуют синклиналям, а выдающиеся мысы — антиклиналям. В восточном Крыму, при изменившемся направлении горного хребта, складки сланцево-песчаниковой толщи в той или иной степени перегораживают поверхностный сток и поэтому подвергаются размыву и расчленению. Однако и здесь они могут быть прослежены на всем своем протяжении, и конечные их части образуют мысы, ограничивающие широкие бухты.

Складчатость северо-восточного направления все же отмечалась предыдущими исследователями.

В частности, А. С. Моисеев (1930б) указывает, что на северном склоне Яйлы антиклиналь сланцево-песчаниковой толщи сменяет синклиналь. Однако он ограничивается только этой констатацией. Данный автор придерживался неправильной концепции о синклинальном строении хребта Яйлы. Эта идея легла в основу составленной им геологической карты Крыма. На этой карте известняковый массив Яйлы со всех сторон окружен сплошными выходами средней юры. Представление о синклинальном внутреннем строении Яйлы базировалось на утверждении, что лузитанские отложения слагают как южный, так и северный края плато Яйлы. Срединная же часть, от Ай-Петринской Яйлы до западного окончания хребта, сложена кимеридж-титонскими образованиями. Такое же строение, по его мнению, имеет и хребт восточного Крыма. Представление о синклинальном внутреннем строении Яйлы сохраняется и в последующих работах других исследователей.

При производстве полевых работ этому вопросу мы также уделили внимание. А. С. Моисеев и другие исследователи основывались на том, что находящиеся на северном склоне Ай-Петринской Яйлы гора Седан-Кая, отделившаяся от нее гора Сьюрю-Кая и северный край Крымского каньона, полностью или частично сложены лузитанскими отложениями. Обильная и разнообразная фауна, собранная на горе Седан-Кая и горе Сьюрю-Кая, не позволяет сомневаться, что они сложены титоном в верхней и лузитаном в нижней части. Эти возвышенности находятся на западном борту Коккозской ложбины, на восточном борту которой перпендикулярно к ней расположена расщелина большого каньона. Наиболее северной и наиболее возвышенной частью отрезанного каньоном участка Ай-Петринской Яйлы является гора Бойка. Так же как на горах Седан-Кая и Сьюрю-Кая здесь встречена немногочисленная фауна, которая представляет смесь лузитанских и титонских форм. Это как бы подтверждало мнение о титонском возрасте южной и лузитанского — северных бортов каньона. Следовательно, как бы можно было считать доказанным синклинальное строение Ай-Петринской Яйлы на данном участке.

Произведенное студентом Б. И. Лашковым обследование района Крымского каньона позволило прежде всего установить отсутствие каких-либо следов сброса, проходящего по оси каньона. Как явствует из составленных профилей (рис. 10), мы находим правильное залегание ниже него титона на нижнем кимеридже и лузитане. Один из этих профилей проходит через Коккозскую ложбину от горы Сьюрю-Кая до горы Бойка. Этот профиль почти совпадает с простирающим пород и естественно, что гора Бойка сложена теми же титонскими и лузитанскими породами, что и гора Сьюрю-Кая.

Совершенно другой характер имеет разрез по линии горы Сьюрю-Кая и каньона (рис. 11), проходящий под некоторым углом к линиям простиранья. На нем мы видим правильное, причем не нарушенное залегание титона и нижнего валанжина на лузитане и нижнем кимеридже.

Таким образом, Крымский каньон прорезывает в основном слои лузитанского и нижнекимериджского возраста. Это отнюдь не может слу-

жить основанием для признания синклинального строения Ай-Петринской Яйлы.

При общем северо-западном падении пород весь участок Ай-Петринской Яйлы до хребта Иограф с поверхности сложен титонскими образованиями. Хребет Иограф уже сложен отложениями нижнего кимериджа. Этот возраст обоснован находками аммонита. Далее на северо-восток по направлению к горе Демпр-Капу, Никитской Яйле и Гурзуфскому

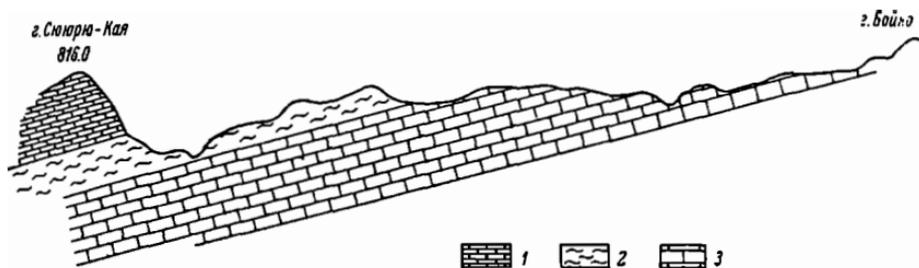


Рис. 10. Схематический геологический профиль через Сьюрю-Кая и гору Бойка.

1 — титон; 2 — мергелистая толща; 3 — известняки лужитана.

седлу на поверхности Яйлы выступают последовательно отложения севана, рорака и средней юры.

Следовательно, выход лужитанских отложений в районе каньона связан исключительно с северо-восточной складчатостью и, в частности, с крушой складкой Гурзуфского седла.

Выход среднеюрских пород вблизи от устья каньона также не может служить доказательством синклинального строения Яйлы. Он представ-



Рис. 11. Схематический геологический профиль через Сьюрю-Кая и Большой Крымский каньон.

Обозначения те же, что и на рис. 10.

ляет такую же брахантиклиналь северо-восточного направления, какие прослеживаются на всем протяжении Яйлинского хребта.

Брахантиклинали северо-восточной складчатости прослежены в известняках Яйлы М. В. Муратовым (1960), а затем группой руководимых им аспирантов.

Кроме указанного выше Судакско-Карадагского района, Муратовым отмечается линейная складчатость на сохранившейся части Туакского, а также Качинско-Курцовского поднятий.

В результате общего воздымания предкелловийской фазы складчатости Горный Крым на большей части своего протяжения освобождается от морского покрова и наступает перерыв в осадконакоплении. На-

более приподнятой и отличающейся наибольшей продолжительностью перерыва является центральная часть. Северо-восточная и юго-западная оконечности при этом испытывают замедленный подъем и ясно обособляются от центральной части. Прежде всего это выражается в том, что в Судакской ложбине и на Сухореченской антиклинали морские условия сохранялись в течение келловей. По мнению М. В. Муратова (1949) морской бассейн сохранялся в Судакской ложбине и в течение оксфордского века. Это мнение, однако, не подтверждается палеонтологическими данными. Предкелловейская складчатость сопровождалась сравнительно бурным проявлением магматической деятельности, иногда эффузивного характера. Лавовые потоки и вулканические туфы характеризуют Лемненскую брахиантиклиналь Яйлинской ложбины и Карадагские складки восточного Крыма. Кроме того, цепочки крупных лакколлитов сопровождают Гурузфускую и Алуштинскую складки.

Складки первой предкелловейской фазы новокиммерийского орогена представляют дальнейшее развитие складок древнекиммерийского этапа. Дальнейшее развитие получают также и некоторые разломы частично унаследованные от древнекиммерийского этапа, а частично образующиеся вновь. Эти разломы сопровождают наиболее крупные из образовавшихся складок, каковыми являются Леменская, Гурузфуская и Карадагские складки, и располагаются по бортам Качинско-Курцовского антиклинория. Складкообразование заканчивается общим подъемом Центрального Горного Крыма и опусканием юго-западной и северо-восточной оконечностей. Воздыманием захватываются также Алуштинская антиклиналь, Качинско-Курцовский антиклинорий и Симферопольское поднятие. Главная ось поднятия Горного Крыма по-прежнему соответствует среднему поднятию Крымского полуострова, по обе стороны от которого складки уменьшаются по мощности.

Среднеюрская эпоха, в течение которой происходило складкообразование первой предкелловейской фазы новокиммерийского этапа, сопровождается яркими проявлениями вулканической деятельности, соответствует особому этапу развития Горного Крыма. Этот этап, который мы называем Леменским, является концом развития краевого геосинклинального прогиба Крыма. Остаточные ложбины древнекиммерийского этапа складчатости заполнились осадками, испытали складкообразование, превратились в антиклинории и спаялись с антиклиналями и антиклинориями предыдущего этапа в единый крупный мегантиклинорий. Консолидации горного сооружения много способствовало внедрение магматических тел. Характерные черты нового этапа развития отражаются и на изменившемся характере осадконакопления. Типичны флишевые накопления краевого прогиба таврического этапа сменяются флишеподобным осадкообразованием архипелагового типа. В нем сочетаются и сохранившиеся участки отложений типичного флиша, и участки с фациями мангровых зарослей, а также проливов, открытых и закрытых бухт. Фауна становится более богатой и разнообразной. На отдельных участках эта фауна указывает на открытый нормально-морской бассейн. Очень часто, однако, встречается лишь распростертые по поверхности напластования *Posidonia*. От раковин последних сохраняется только толстый поверхностный слой кутикулы. Таким образом, еще преобладали неблагоприятные для сохранения остатков органического мира условия.

В келловейский век сохранилось в общих чертах положение, установившееся в конце среднеюрского времени: центральная часть Горного Крыма продолжает воздымание, а юго-западные и северо-восточные оконечности его плавно опускаются. О последнем можно судить по продолжающемуся залитию Сухореченского поднятия и по трансгрессивному

налеганию келловей на Туакскую сушу. Опускание оконечностей мегантиклинория, по-видимому, оканчивается в среднем келловее. На это указывают признаки обмеления осадков среднего келловей в восточной части и отсутствие среднего и верхнего келловей в западной части. Возможно, что среднекелловейское время соответствовало и остановке поднятия Центрального Крыма. В нижнем келловее прекращаются также последние проявления магматической деятельности.

В начале лузитанского века весь Горный Крым испытывает общее погружение и перекрывается морем лузитанской трансгрессии. Флишевый и флишеподобный характер осадконакопления сменяется карбонатным. До некоторой степени флишеподобное ритмичное переслаивание известняков с песчаниками и песчанистыми глинами сохраняют судакская свита в восточном Крыму и мергельно-известняковая никитская свита в юго-западной его части. Конгломераты присутствуют в основании лузитанской трансгрессии, в восточном Крыму и Батилиманском антиклинории, а также в северо-восточной части Яйлипского антиклинория. Особо значительные накопления конгломератов, до 2000 м мощностью, слагают гора Южная Демерджи у Алушты и толща меньшей мощности, присутствующая в западной части Батилиманского антиклинория. Мы объясняем столь крупное накопление конгломератов сносом накопившегося в течение длительного периода перерыва продуктов разрушения приподнятых частей Закавказской геоантиклинали, имевшей у берегов Крыма сложные очертания. Возможно, что именно у берегов Алушты на Закавказской геоантиклинали был полуразрушенный горный хребет, предгорный прогиб которого заполнен глыбовым навалом молассовых накоплений. Такому предположению не противоречит состав гальки конгломератов горы Демерджи. Возможно также, что подобным образом происходило накопление конгломератов урочища Мегало-Яло на Сухо-реченской антиклинали.

Таким образом, мы полагаем, что лузитанские конгломераты являются молассовыми отложениями, представляя накопление обломочного материала у подножья воздымающихся участков горного сооружения. Такое же происхождение имеют конгломераты таврической свиты и средней юры.

Море лузитанской трансгрессии встретило сильно усложнившуюся обстановку по сравнению с той, в условиях которой происходила трансгрессия среднеюрского времени. Остаточные геосинклинальные ложбины не только заполнились осадками, но и подверглись энергичным складкообразовательным процессам, сопровождаемым интрузивной и эффузивно-магматической деятельностью. Одновременно оживились ранее существовавшие разломы и образовался ряд новых.

Кроме того, в течение длительного предлузитанского перерыва складки подвергались значительному размыву. Одним из следствий предкелловейской складчатости киммерийского орогепеза явилось то, что участок Закавказской геоантиклинали, прилегающей с юго-востока к Крымскому краевому прогибу, тесно припаялся и окончательно вошел в состав Крымского мегантиклинория. Отсутствие конгломератов в Центральной части Крыма мы объясняем тем, что к этому времени намечавшееся расчленение Закавказской геоантиклинали закончилось опусканием глыбы, расположенной между Форосом и Алуштой. К этому выводу нас приводит то, что предыдущая история не прошла бесследно для Закавказской геоантиклинали и целостность ее оказалась нарушенной.

В результате расчленения Закавказская геоантиклиналь превратилась в два крупных или две группы более мелких островов, из которых северо-восточный, или Алуштинско-Феодосийский, вытянутый в широтном направлении, отличался своей величиной. Мы полагаем, что Алуш-

тпнская антиклиналь входила в состав северо-восточной группы или северо-восточного острова, ограничивая Судакский антиклинорий. По сравнению с ним юго-западный, или Форосский, остров был узким и изогнутым.

Качинско-Курцовский антиклинорий в конце средней юры также испытывал опускание, отличающееся тем, что осадки батского моря распространились вплоть до Сакского озера. Яйлинский антиклинорий отделлся почти широтным разломом от опущенной глыбы Закавказской геоантиклиналь. Разлом отмечается рядом интрузий, расположенных по линии, проходящей через скалы Фороса, Ифигения, небольшой разрушенный морем лакколит у сан. Жуковка и Алушкинский хаос (рис. 5). Глубокий залив континентального склона между Ялтой и Алуштой, впоследствии еще более расширившийся, заложился именно в это время и является древним образованием.

Надо думать, что с этим расчленением тесно связана также различная подвижность отдельных частей мегантиклинория. Наиболее устойчивой является северо-восточная часть, спаявшаяся с крупным Алуштинско-Феодосийским островом. Центральная часть была наиболее подвижной, а юго-западная, с вошедшим в ее состав Форосским островом, — в этом отношении занимала промежуточное положение. Воздыманием в предкелловейское время центральной части была захвачена также большая часть Качинского поднятия, вошедшего в состав мегантиклинория, вследствие чего край платформы принял иное положение.

Возникший мегантиклинорий представлял еще подвижной участок нарастающей платформы. Отложения лузитана и нижнего кембриджа на опустившемся участке распространялись применительно к новым очертаниям платформы.

Очевидно, что само поднятие Центрального Крыма обусловлено тем же оттоком подкоровых масс из области Черноморской глубоководной впадины, каким обуславливается подъем Горного Крыма в олигоцене и в современное время. Процесс движения подкоровых масс, столь убедительно обрисованный М. В. Муратовым (1955), несомненно начался уже в верхнем триасе и сопровождается воздымание Горного Крыма до современной эпохи.

Внедрение магматических масс происходило по линиям поперечных разломов и вдоль границ поднятий и опусканий отдельных массивов. Главный поперечный разлом с западной стороны Алуштинской антиклинали, продолжавшей свое развитие, отмечается цепочкой крупных интрузивов Чамны-Бурун, Урага-Кастель. Этот разлом, а также срединные поднятия Крымского полуострова еще более резко, чем на Леменском этапе, отделяют восточный Крым от юго-западного. С другой стороны, сама Алуштинская антиклиналь расчленяется проломом, соединяющим к северу от Чатырдага лузитанское море юго-западного и восточного Крыма.

Как видно из предыдущего, каждый антиклинорий имел индивидуальные особенности своего развития, отражающиеся на масштабе и характере происходивших сдвигов. Батилманско-Сухореченский антиклинорий был наиболее приподнят на западе и опускался к Байдарскому поперечному прогибу. К этому же прогибу опускался и Яйлинский антиклинорий, наибольшая высота поднятия которого была связана с продолжающей воздымание Алуштинской антиклиналью. Судакский антиклинорий погружался в восточном направлении.

Очевидно, в результате предкелловейского складкообразования развился ряд поперечных сбросов восточного Крыма в бассейне р. Танас у сел. Морского и т. д., по которым эта часть мегантиклинория была разбита на широкие ступени опускания от Алуштинского поднятия до мыса

Клик-Атлама. В результате в конце среднеюрского времени Судакский антиклинорий был приподнят сравнительно в незначительной степени, и, по мнению многих авторов, осадконакопление в южной части полуострова Меганом было даже непрерывным. Поднятию Батилиманско-Сухореченского антиклинория было задержано до среднего келловея. Наиболее ярко поднятия обозначились в области Центрального Крыма, однако и здесь северо-западная приближенная к платформе часть воздымающейся глыбы была менее подвижной, будучи стесненной с трех сторон



Рис. 12.

Отчлененная скала Форос у Байдарских ворот.

Устойчивыми, платформенными участками. Параллельно с поднятиями участков, закончивших геосинклинальный тип развития, происходило образование прогибов между главными элементами структуры. С этим временем связано образование Байдарского прогиба между Яйлинским и Батилиманским антиклинориями и меридионального прогиба Чатырдага и Салгирского грабена между Яйлинским и Судакским антиклинориями. По сбросу широтного направления развивается Варнаутский межгорный прогиб, сопряженный с Байдарским.

В верхнем кимеридже происходит повое поднятие мегантиклинория, испытывающее последнюю заключительную фазу новокиммерийского этапа складчатости. Эта заключительная андийская фаза выразилась не только общим подъемом, но и дальнейшим воздыманьем складок пре-

дыдущей фазы. В складкообразование были вовлечены вновь отложившиеся осадки лузитана и нижнего кимериджа. Вместе с тем воздымание горного сооружения имело сводообразный характер с осью, вытянутой в северо-восточном направлении, соответственно общему направлению горного хребта.

Вместе со складчатостью оживился и древние поперечные разломы предыдущих этапов, разбившие мегантиклинорий на отдельные глыбы. Из их числа упомянем древний Байдарский разлом, раздвинувший Ялтинский и Батилпманский антиклинорции, и ряд поперечных разломов в восточном Крыму.

Попутно отметим, что Байдарский сброс не является сбросо-сдвигом, как это полагал А. А. Борпсяк (1903), ошибочно принявший отчлененную скалу Форос за выдвинутый к морю участок Яйльнского антиклинория (рис. 12).

Слои лузитанской трапгрессии осаждалась на тектонически-эрозионном рельефе слабцево-песчаниковой толщи, образованном в конце среднеюрского времени. Поэтому они приобрели сложное соотношение фаций.

Общее воздымание Горного Крыма в течение верхнего кимериджа также сопровождалось размывом ранее отложившихся слоев. Осадконакопление происходило главным образом на пониженных участках рельефа, каковыми являлись синклиналильные изгибы предкелловейской складчатости, где оно принимало, отчасти, флишоподный характер. К верхним частям брахантиклиналей приурочивались коралловые поселения со сложными животными сообществами. В дальнейшем, однако, осадконакопление теряет черты обволакивания древних структур и принимает более спокойный характер. В верхнем кимеридже протекает последняя алдйская фаза новокиммерийского орогенеза. В ней принимают участие все осадки мезозойского времени. Складкообразование выразилось в дальнейшем воздымании и расширении складок предкелловейской фазы. При этом воздымание сосредоточилось на главных складках и для карбонатной толщи лузитана—нижнего кимериджа выразилось в образовании широких, пологих, несколько асимметричных складок. Одновременно образовались новые поперечные и продольные разломы, разбившие мегантиклинорий на крупные блоки. Складкообразование закончилось новым подъемом и энергичным размывом образовавшейся суши. Особенно энергичным был размыв на оконечностях Горного Крыма и относительно слабым — в центральной части.

Плавное опускание сохранившего подвижность участка платформы уже не имело характера прогиба. Северная граница опускающегося участка проходила по краю платформы Равнинного Крыма. Однако, как мы видели выше, северо-западная часть срединной глыбы, соответствующая Качинско-Курцовскому антиклинорию Центрального Крыма, приобрела неподвижность и, в сущности, вошла в состав платформы. Вдоль южной границы этого причленившегося к платформе участка и располагался северо-западный берег лузитанского моря.

Таким образом, в Центральном Крыму мы видим начало перестройки структурного плана. Простирание лузитанских и нижнекимериджских пластов сечет в косом направлении простирания складок предыдущих орогенических фаз. От глубокого залива внутрь платформы Равнинного Крыма в очертаниях лузитанского моря сохраняется лишь неглубокая впадина, отмечаемая коленообразными изгибами Горного Крыма, четко вырисовывающимися на его геологической карте. Осадконакопление является карбонатным и флишеобразования не происходит. Этот век является вместе с тем эпохой бурного развития кораллов, образующих сплошную ленту коралловых поселений для всего Горного Крыма.

Таковы характерные черты эпохи отложения осадков лузитана и нижнего кимериджа. Она представляет самостоятельный этап развития Горного Крыма. Мы придаем этому этапу наименование Яйлинского. Заканчивается этот этап заключительной андийской фазой новокиммерийского этапа складчатости. На этом отрезке времени горное сооружение испытывает движение как единое целое, и ранее существовавшие ложбины преобразовались в антиклинории, в состав которых вошли и лузитанские отложения. Таким образом, известняки лузитана и нижнего кимериджа лишь пассивно участвуют в складкообразовании андийской фазы.

Последней характерной чертой этого этапа является то, что отложившиеся осадки не выходят за пределы площади закончившего свое развитие краевого прогиба. Придерживаясь существующей терминологии, можно назвать этот этап параэоантиклинальным, переходным к отложениям следующего этапа: От предыдущего этапа, как мы видим, его отделяет достаточно резкая грань.

В результате андийской фазы снова образовался сложный скульптурный тектонический рельеф. При новом опускании титонские отложения ложатся на размытую поверхность нижнего кимериджа и лузитана, иногда с конгломератовой толщей в основании.

Медленному поднятию киммерийской структуры сопутствовало столь же медленное образование предгорного прогиба. Образование его началось, очевидно, еще в среднеюрскую эпоху вместе с первыми воздыманиями мегантиклинория. Вполне отчетливо обрисовался предгорный прогиб в верхнем кимеридже.

Море титонской трансгрессии вступило в ложбины между антиклинальными поднятиями андийских складок, не покрывая их вершин. В течение титонского века его осадки как бы сползают с горного сооружения, перемещаясь в предгорный прогиб. Вдоль южного края Яйлы распространены осадки нижнего титона, а вдоль северного края — среднего. Верхнетитонские слои отлагались лишь в предгорном прогибе и поперечном Байдарском прогибе. Титон присутствует на большей части известнякового плато, расположенного на Алуштинском поднятии. Впоследствии в верхнебарремский век это плато было расщеплено на отдельные части, каковыми являются Долгоруковская Яйла, Теркей, Караби-Яйла, Чатырдаг и Демерджи-Яйла. Воздымание окончательно сложившегося в кимеридже мегантиклинория, состоящего из плотно спаявшихся друг с другом структурных элементов, продолжалось и после отложения титонских пластов. На это указывают наши наблюдения над характером приращения нижнего титона к размытой поверхности лузитана и нижнего кимериджа на Караби-Яйле. Подходя к приподнятым возвышенностям, сложенным лузитан-нижекиммериджскими пластами, нижний титон, представленный карадагской свитой, как бы всплескивается вверх, приобретая крутые углы падения. Далее по направлению на северо-запад пласты быстро выполаживаются и имеют пологое залегание. Следовательно, продолжающееся воздымание известняки лузитана и нижнего кимериджа увлекают за собою уже отложившиеся осадки нижнего титона.

Занимая в Горном Крыму значительно меньшую площадь, чем лузитан-нижекиммериджские, титонские отложения на северном склоне трансгрессивно переходят на более древние образования, увеличивая на этом участке площадь своего распространения. Таким образом, ясно обрисовывается образование северо-западной стороны предгорного прогиба, в котором начинает концентрироваться осадконакопление, а мегантиклинорий Горного Крыма начинает освобождаться от морского покрова.

Симферопольское поднятие подразделяет предгорный прогиб на северо-восточный и юго-западный отрезки, которые мы называем Восточно-Крымским и Балаклавским предгорными прогибами.

Этот этап, который мы склонны назвать Байдарским, характеризуется развитием и заполнением предгорных прогибов, которые впоследствии будут увлечены общим поднятием и войдут в состав горного сооружения. Процесс заполнения осадками предгорного прогиба происходит в течение титона, валанжина и нижнего готерива.

Образовавшиеся предгорные прогибы являются уже в сущности платформенными элементами структуры. Они развились за счет дальнейшего расширения Феодосийской и Битакской ложбин предыдущего этапа. В особенности широким является Восточно-Крымский предгорный прогиб (или Восточно-Крымский синклиниорий, по М. В. Муратову, 1949) границей которого на северо-западе является известняковый массив Агармыша. Осадкообразование внутри Восточно-Крымского и Балаклавского прогибов приобретает чрезвычайно интересный характер. Это так называемые флишевые отложения типтон-валанжина Крыма, детально изученные И. В. Архиповым (Муратов, Архипов, Успенская, 1960). Указанный автор отмечает ряд особенностей, не свойственных глубоководным флишевым образованиям. К числу их относится присутствие слеритов, а также мощных толщ (до 800 м) конгломератов, которые лежат в основании флишевой толщи. Нам кажется, что эти накопления конгломератов не являются базальными, а скорее всего представляют собой типичные моласы. Выше мы указывали на своеобразие флишевых накоплений таврической свиты, которые, по нашему мнению, являются типичными флишевыми отложениями краевого геосинклипального прогиба. Флишеподобные отложения средней юры, по нашему мнению являются отложениями архипелагового мелководья. Глубоководный же флиш, интерпретируя результаты работ Ю. П. Непрочнова (1960), за полняет впадину Черного моря, образуя толщу мощностью в 10 км. Из этих, различных по происхождению типов флишевых накоплений наиболее распространенным является флиш платформенных предгорных прогибов.

Из перечисленных выше перерывов не все соответствуют складкообразованию с последующим поднятием. При неуклонном возрастании положительных и углублении отрицательных форм некоторые геологические века обнаруживают усиленную орогеническую деятельность и соответствуют отдельным фазам горообразования. Такие фазы отмечаются и на границе верхнего триаса и нижней юры, в предверхнеюрское или аалекское время, в предкелловейское и в верхнекимериджское время. Они близко соответствуют фазам киммерийского этапа складчатости.

А. С. Моисеев (19376) предлагает для них новое наименование — Херсонесское горообразование, отмечая, что наряду с киммерийской складчатостью существует киммерийский ярус. Кроме того, он основывается на том, что киммерийский орогенез разновозрастен на различных участках средиземноморской и тихоокеанской геосинклинальных областей. В Западной Европе он начинается в триаса весьма слабыми движениями. В Добрудже смяты в крутые складки слои грестенской фации лейаса. В Восточной Азии киммерийский орогенез заканчивается в валанжин. Особую мощность и значение киммерийский орогенез приобретает в Кольдьярах и Андах, образованных в результате этой складчатости. Предложенное А. С. Моисеевым наименование не удержалось в практике и в настоящее время основательно забыто.

Киммерийский орогенез характерен для всей Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклинальных областей. Время наступления складчатых движений и их масштаб представляют индивидуальные особенности каждого отдельного региона, входящего в состав этой огромной области. Поэтому весьма важно отметить, что киммерийский этап в Крыму и на Кавказе соответствует всему юрскому периоду, не выходя за его пределы.

В этом состоит одна из особенностей геологического развития краевого геосинклинального бассейна Крыма. В результате этой складчатости образуются общие черты строения большого участка Средиземноморской геосинклинальной области. Киммерийский этап складчатости действительно имел решающее значение при сложении мегантиклинория Горного Крыма. Киммерийский орогенез Крыма отличается своеобразием магматизма и металлогении, еще не достаточно изученных. Таким образом, развитие Крыма отнюдь не оторвано от развития Средиземноморской геосинклинальной области в целом. Вместе с этим сохраняются индивидуальные особенности и местный характер его геологической истории.

В Крыму киммерийский орогенез выражен как древнекиммерийскими, так и новокиммерийскими движениями. Нам представляется, что основными орогеническими фазами являются предлейсовая или, по предложенному А. С. Моисеевым наименованию, Салгирская; предверхне-тоарская или ааленская и предкелловейская.

Последняя фаза заканчивается общим подъемом древнекиммерийского горного сооружения, начавшегося уже в нижнем келловее, на что указывает отсутствие соответствующих осадков на наиболее возвышенной центральной части Горного Крыма. Вслед за ней в среднем келловее осушается юго-западная оконечность и обмелевает северо-восточная, где появляются прибрежные оолитовые образования. В эпоху нижнего оксфорда все горное сооружение было приподнято над уровнем моря.

Заключительной последней фазой мы считаем андийскую в верхне-киммериджский век. Заложившуюся в верхнемеловое время собственно Армянскую геосинклиналь мы уже считаем входящей в систему краевых бассейнов южных берегов Тетиса. Межгорье, отделяющее Армянскую геосинклиналь от горных сооружений Понта-Тавра, мы склонны также продолжить на запад, окоптуривая глубоководную впадину восточной половины Черного моря с южной стороны. По-видимому, южнее берегов Крыма северное межгорье, или Закавказская геоантиклиналь, и южное входили в состав перемычки, соединявшей Крымский полуостров с Анатолией (так называемая Понтида, в понимании Н. И. Андрусова (1926)). Существование такой перемычки, разъединяющей глубоководные впадины восточной и западной частей Черного моря, вполне вероятно по многим геологическим предпосылкам. Вместе с тем подобного рода Понтида вполне подтверждает данные зоологов и ботаников, настойчиво отмечающих сходство фауны и флоры современного Крыма с Балканским полуостровом и Малой Азией. Предположение Н. И. Андрусова подтверждается также характерным сближением хребтов Крыма и Анатолии, подразделяющим овал Черного моря на полуовалы.

Возвратимся, однако, к рассмотрению тектоники Горного Крыма. Как мы видели, титонское море уже не заливало всей площади образовавшегося мегантиклинория и в значительной части переместилось в предгорный прогиб, расположенный к северо-западу. Площадь распространения валанжина на подывшемся горном хребте еще более сокращается. Море сохраняется в тех тектонически-эрозионных долинах, в которых накапливались толщи титонского флиша. Кроме того, море проникает в котловины и в ложбины тех участков хребта, которые вначале валанжина оказались опущенными. Вся же центральная, наиболее возвышенная часть хребта, была сухой. Основная часть валанжинского морского бассейна располагалась в области предгорного прогиба, где она занимала большую площадь по сравнению с титонским морем.

Среднеготеривский век, как совершенно правильно считает Г. А. Лычагин (1957), является переломным в истории не только Горного Крыма, но и всего Крымского полуострова. Мегантиклинорий мезозойского возраста, продолжающий поднятие, полностью соединяется с платформой

Равнинного Крыма, испытывающей опускания и последовательно за-
ливаемой платформенными морями. На платформе образуются свои,
постепенно развивающиеся структуры; зачатком некоторых из них яв-
ляются те предгорные прогибы, которые образовались у основания при-
поднявшихся киммерид, увлекших за собою предгорный прогиб титон-
валанджипа. Это Белогорский прогиб восточного Крыма, характерно
окружающий будущую Индольскую впадину, и Гераклийский прогиб,
намечающий будущую Альмпскую впадину. Эти прогибы выполняются
молассами разрушающегося горного сооружения и прибрежными образова-
ниями. Этот этап в развитии структур Крыма мы позволяем себе назвать
Белогорским. По продолжительности он занимает период от среднего
готерива до верхнего альба. Начиная с последнего завершается переход
к платформенному развитию Равнинного Крыма с приключенным к нему
Горным Крымом образующими одно целое.

Во всей дальнейшей истории Горного Крыма мы встречаем лишь
смену поднятий и опусканий. Большинство из них являются общими
с такими же движениями платформ и имеют, следовательно, региональный
характер. Относительное же положение хребта остается постоянным. На-
ряду с этим мы встречаем поднятия горного хребта, независимые от плат-
формы. Они связаны с подтоком глубинных масс из области глубоко-
водной впадины, о котором мы говорили выше. Несмотря на беспереыв-
ность этого процесса, в нем также присутствуют свои периоды ускорения
и замедлений. Периодичность зависит, очевидно, от свойств глубинных
масс, законов их кристаллизации, нарастания напряжений, необходимых
для преодоления встреченных препятствий, и т. д. В силу этого в не-
которые геологические века, а именно в олигоцене и миоцене, поднятия
становятся более мощными, захватывающими прилегающую часть плат-
формы, падение пластов на которой становится более крутым.

Этот беглый очерк истории движения Горного Крыма в течение мело-
вого периода и кайнозоя имеет целью показать, что весь Крым в целом
являлся настоящей платформой с расположенным по ее окраине горным
сооружением юрского времени.

В нижнем мелу осадконакопление было сосредоточено в предгорной
впадине. Горный хребт оставался в основном приподнятым и испытывал
небольшие движения совместно с предгорной ложбиной. Начиная с верх-
него альба осадконакопление полностью сосредоточивается на площади
Равнинного Крыма и является чисто платформенным. Мощность осадков
уменьшается и залегание их становится спокойным. К концу неогена
начинают отлагаться континентальные толщи, областью сноса для ко-
торых является Горный Крым. Для морей, распространявшихся по плат-
форме, Горный Крым являлся берегом, ограничивающим их распро-
странение на восток. Поэтому все осадки этих морей при приближении к гор-
ному хребту становятся более мелководными и, наконец, прибрежными.
При наиболее крупных трансгрессиях мелового и третичного времени
море высоко поднимается на хребет, абрадируя его поверхность и склоны.
Однако ни одно из этих морей не перекрывает всего хребта и не отлагает
на нем осадков.

Отметим главнейшие особенности тектонических движений, наблю-
даемые в Горном Крыму. Это прежде всего наличие глубинного разлома,
проходящего вдоль юго-восточных берегов Крыма. Заложение его на
флексурном изгибе базальтового слоя и продолжающееся до современности
развитие, подтверждаемое огромным фактическим материалом, не может
вызывать сомнения. Кроме глубинного, основного разлома, наблюдается
целая сеть полуглубинных и просто глубоких разломов, которые изучены
сейчас недостаточно полно. Некоторые из них пересекают пласты лишь
одного возраста и связаны со складчатостью одной фазы, другие возобно-

входятся при последующих фазах, пересекают разновозрастные слои и являются более длительными. Все же ни один из этих разломов, ни по протяженности, ни по длительности мы не можем приравнивать к глубинному.

Древние поперечные разломы, пересекающие Яйлу, заложены уже на первом этапе.

Образование разлома между горным хребтом и внутренней предгорной грядой происходит не ранее заложения предгорной впадины, т. е. начала титонского времени. Значительная часть разломов заканчивает существование перед верхним альбомом, при переходе Крыма к платформенному развитию. Часть разломов горного сооружения сохраняется до настоящего времени, хотя видимого движения по ним мы не наблюдаем. Необходимо отметить, что разломы сопутствуют развитию складчатости и являются неотъемлемой частью горообразовательного процесса. В кайнозое и в современности они сопровождают надвиг, проходящий по глубинному разлому, и флексуобразные изгибы пластов. Следовательно, они могут развиваться и без участия складчатых форм, как бы приходя им на смену при переходе к платформенному развитию.

Разломы разбивают создающиеся структурные формы на ряд крупных глыб, способных перемещаться относительно друг друга, испытывать движения противоположных знаков. Это придает складчатым формам мозаичный характер, отмеченный для среднеюрских структур В. М. Цейслером (1959) и М. В. Муратовым (1960), и значение которых было преувеличено А. С. Моисеевым.

Последнее, на что нам хотелось бы обратить внимание — это непрерывная связь друг с другом отдельных элементов структуры Горного Крыма и последовательная преемственность их развития. Каждая отдельная структура предопределена существованием предыдущих. Часть из них, как например ложбины среднеюрского времени, представляют по отношению к краевому прогибу предыдущего этапа остаточные формы; другие — изменяют свое положение в соответствии с изменившейся обстановкой. Так, например, узкая Феодосийская ложбина на следующем этапе распространяется на северо-запад, образуя Восточно-Крымский предгорный прогиб. Этот прогиб на следующем этапе преобразуется в Белогорский прогиб, последний же — в глубокую Индольскую впадину. Часть прогибов являются новообразованиями, характерными для того или другого этапа. Так, например, в андийскую фазу складчатости Батлиман-Сухореченское поднятие подразделяется Варнаутским межгорным прогибом.

Следовательно, всю историю геологического развития Горного Крыма мы можем разбить на следующие этапы: первым из них является таврический этап, в течение которого заложены основы структуры Горного Крыма, составляющие главные ее элементы. Эти структуры образовались на древнекиммерийском этапе; второй, или леменский, этап первой новокиммерийской фазы завершает геосинклинальный режим; переходный третий парагеосинклинальный этап характеризуется господством карбонатных кораллогенных фаций; на четвертом, Байдарском, этапе происходит развитие и заполнение предгорных прогибов; пятый, Белогорский, этап мы можем охарактеризовать как начальный этап заложения платформенных структур. После этого вся площадь Крымского полуострова представляет одно целое и имеет чисто платформенный режим.

Последовательным развитием движений перечисленных этапов был создан мегантиклинорий Горного Крыма, в котором мы можем различить два структурных этапа. Первый из них — или собственно киммериды Крыма — соответствует сланцево-песчаниковой толще верхнего триаса,

нижней и средней юры. Второй — карбонатный соответствует отложениям от лузитана до нижнего готерива включительно.

В течение кайнозоя образуются альпиды Керченского полуострова, которые уже не подлежат нашему рассмотрению. Нам остается сказать, что киммериды Крыма не только не изуродованы до неузнаваемости альпийским орогенезом, как это утверждал А. С. Моисеев (1935), но даже не перечеканены им. Наоборот, поражает та сохранность общих черт мезозойской структуры, которые лишь подчеркиваются последующими движениями кайнозоя и современности.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ ГОРНОГО КРЫМА И АТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В предыдущей главе мы рассмотрели общий ход истории создания мегантиклинория Горного Крыма. Рассмотрим отдельные элементы, из которых создана эта сложная структура. Среди мелких складок, в которые были собраны слои верхнего триаса в так называемую А. С. Моисеевым Салгирскую фазу, в предверхнеюрское или ааленское время сложились более сложные антиклинории, входящие определенным элементом в горное сооружение Крыма. Таковыми антиклинориями являются: Сухореченское, Качинское, Курцовское и Туакское. Они располагаются по оси краевого прогиба, проходящего вдоль края платформы Равнинного Крыма, принаравливаясь к ее очертаниям. В последней работе М. В. Муратов (1960) уже не упоминает Курцовский антиклинорий в качестве самостоятельного члена этой цепи. Вместе с тем он отмечает соединение большого Качинского антиклинория с Туакским, которое продолжалось до начала верхней юры, когда он подразделился поперечным прогибом. Сухореченская антиклиналь находится на прямом продолжении Качинского антиклинория, и, по нашему мнению, она отделяется от последнего таким же поперечным Байдарским прогибом, образовавшимся также перед верхнеюрским временем. Это позволяет прийти к заключению, что в конце древнекиммерийского этапа складчатости внутри довольно широкого Крымского краевого прогиба поднялась единая кордильера.

Мы считаем, что эта кордильера наметилась еще в Салгирскую фазу на том основании, что первый разрыв и образование отложений нижней части местной эскиординской фации, очевидно, произошли в это время. В предверхнеюрский век происходило дальнейшее воздымание и разрыв верхних частей антиклиналей. Таким образом, тенденция к воздыманию антиклинорий была устойчивой. Кроме того, на наиболее крупном Качинском антиклинории уже на первом этапе складчатости проявляется вулканическая деятельность в эффузивной и интрузивной формах. Устойчивость воздыманий кордильера отличается от устойчивых опусканий ложбин, расположенных по ее сторонам.

К. К. Фохт (1901) первый обнаружил присутствие этой кордильеры на небольшом участке около с. Курцы, которую он назвал Мезотаврическим кряжем. Он неправильно истолковал разрез через Курцовское поднятие, приняв принесенные с платформы Равнинного Крыма глыбы за коренные выходы пермских пород. Это послужило основанием М. В. Муратову (1949) для переименования этого участка в Курцовский антиклинорий. Нам представляется возможным, отдавая дань уважения выдающемуся ученому К. К. Фохту, сохранить имя Мезотаврического кряжа за всей кордильерой в целом. Однако практически удобнее пользоваться наименованиями его отдельных частей, на которые впоследствии расчленился Мезотаврический кряж. Названия этих частей были предложены М. В. Муратовым и прочно укрепились в практике.

Намеченная гипотетически М. В. Муратовым Форосская суша является, по нашему мнению, частью подошедшей к берегам Крыма Закавказской геоантиклинали, ограничивающей Крымский краевой прогиб с юго-восточной стороны. С северо-запада к Мезотаврическому кряжу прилежит Бахчисарайская ложбина. На прямом продолжении Бахчисарайской, отделяясь от нее Симферопольским поднятием, располагается узкая ложбина, преобразующаяся впоследствии в Восточно-Крымский предгорный прогиб.

С юго-восточной стороны кордильеры Мезотаврического кряжа в восточном Крыму заложилась сложная Судакская ложбина. В юго-западном Крыму соответствующей ложбиной является Яйлинская. Несомненно, что Судакская ложбина с юго-восточной стороны, так же как и Яйлинская, ограничивалась Закавказской геоантиклиналью.

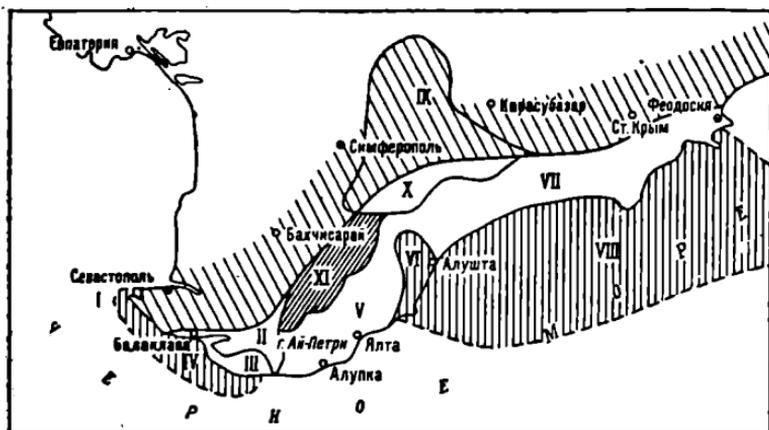


Рис. 13. Схематическая карта расположения структурных элементов мегантиклинория Горного Крыма на первой фазе киммерийского этапа складчатости.

I — Сухореченская антиклиналь, II — Байдарский поперечный прогиб, III — Батилиманский антиклинорий; IV — Форосский остров; V — Яйлинский антиклинорий; VI — Алуштинская антиклиналь; VII — Судакский антиклинорий; VIII — Алуштинско-Феодосийский остров; IX — Центральное Симферопольское поднятие; X — Туакский антиклинорий; XI — Курдовско-Качинский антиклинорий.

Схема расположения этих основных структурных элементов горного сооружения Крыма, возникших на Таврическом этапе его развития в результате древнекиммерийского этапа складчатости, изображена на рис. 13.

Среднеюрская трансгрессия, последовавшая за древнекиммерийским орогенезом, сменившаяся последовательным погружением, подчеркнула действительное существование Мезотаврического кряжа. На Качинском антиклинории байос выражен угленосной формацией; на Туакском антиклинории и Сухореченской антиклинали байос отсутствует, и на таврическую свиту трансгрессивно ложится бат.

Основные структурные элементы, сформировавшиеся на предыдущем этапе, продолжают свое развитие, и к ним присоединяются новые элементы второго Леманского этапа, которым заканчивается развитие краевого прогиба.

К числу этих новых элементов надо отнести отчленение от большой Яйлинской ложбины поперечным Байдарским прогибом Батилиманской ложбины. Отложившиеся в Яйлинской ложбине осадки, собранные в складки, образовали Яйлинский антиклинорий. Такой же антиклинорий,

осложненный Варнаутским межгорным прогибом, образовался на месте Батилиманской ложбины на предшествующем этапе не отчленившейся от Яйлинской ложбины. Бахчисарайская ложбина предшествующего этапа преобразовалась в Битакский прогиб, принимающий характер предгорного по отношению к Яйлинскому и Батилиманскому антиклинориям. На этом этапе Битакский прогиб заполняется мощной толщей конгломератов типа молассовых накоплений. Феодосийская ложбина также преобразовывается в Предгорный прогиб. Любопытно отметить, что здесь у сел. Гончарова буровыми скважинами обнаружена толща конгломератов возможно среднеюрского времени. Таким образом, Феодосийский прогиб также будет являться предгорным по отношению к воздымающейся системе Туакско-Карадагского антиклинория. Схематическая карта элемен-

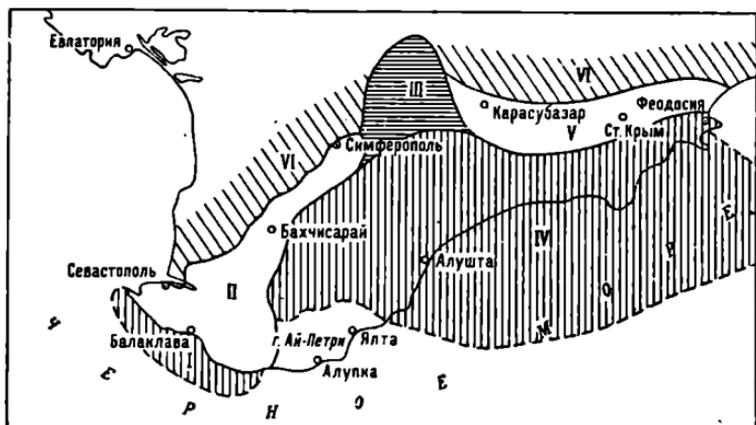


Рис. 14. Схематическая карта расположения структурных элементов мегантиклинория Горного Крыма к концу новокиммерийского этапа складчатости.

I — Форосский остров; II — Балаклавский предгорный прогиб; III — Центральное Симферопольское поднятие; IV — Алуштинско-Феодосийский остров; V — Восточно-Крымский предгорный прогиб; VI — платформа Равнинного Крыма.

тов структуры, сложившихся на первой фазе новокиммерийского этапа складчатости, изображена на рис. 14.

При общем поднятии, начавшемся в конце средней юры и завершившемся в верхнем киммеридже целой системой глубоких разломов, наиболее поднятая часть Центрального Горного Крыма, соответствующая Яйлинскому антиклинорию, обособилась от северо-восточной и юго-западной оконечностей. Граница между восточным Крымом и центральной частью проходит по меридиональной Алуштинской антиклинали. Параллельно располагается Салгирский грабен, окомтуренный системой небольших сбросов. Граница между центральной частью и юго-западной оконечностью проходит по Байдарской долине, также представляющей собою поперечный прогиб, разделивший различные элементы общей структуры горного сооружения. Восточный борт Байдарского прогиба сложен падающими на северо-запад красноцветными брекчиевидными известняками среднего титона и подстилающими их глинисто-мергелистыми слоями карадагской свиты нижнего титона, песчано-глинистыми ложающимися на размытую поверхность лузитана и нижнего киммериджа. Весь борт разбит короткими продольными сбросами, образующими ряд гребней, протягивающихся перпендикулярно по отношению к Байдарской долине; наиболее крупным из них является разлом, проходящий по оси Карадагской долины. Запад-

ный, более пологий борт прогиба сложен темно-серыми известняками лузитана, мергельно-известняковой никитской свитой нижнего кимериджа, карадагской свитой нижнего титона, титонским и валанжинским флишем. Начиная от Леменской брахиантиклинали Яйлинский антиклинорий по направлению к Байдарскому прогибу испытывает явное погружение. Оно выражается в том, что в Беш-Текне на поверхность Яйлы выходят среднеюрские сланцы и песчаники. В обрыве Яйлы они сменяются дилевратовым горизонтом рорака, с налегающим на них плотными серыми пелитоморфными известняками секвана, затем розоватыми и глинистыми известняками карадагской свиты нижнего титона. В ядре Сухореченской антиклинали обнажаются слои таврической свиты, перекрытые нерасчлененными глинами бат-келловей. На последней залегает 200-метровая толща лузитанских конгломератов. Далее в восточном направлении Сухореченское поднятие переключается верхнеюрскими и нижнемеловыми породами.

Наблюдаемые небольшие антиклинальные складки погружаются под флишевые накопления Байдарского прогиба. Таким образом, намечается явное воздымание оси структуры от Байдарского прогиба к юго-западу. Оно несколько затушевывается позднейшими движениями, при которых известняки мыса Айя своим основанием погружены в море. Добавим, что резко изменяется общее простирание горного сооружения в целом, и северо-восточное направление Яйлинского антиклинория сменяется на почти шпротное. На основании этих соображений мы приходим к заключению, что Яйлинский антиклинорий заканчивается у Байдарского прогиба. За последним, отделяясь от Яйлинского антиклинория сбросом и поперечным Байдарским прогибом, располагается другой антиклинорий, для которого мы предлагаем наименование Батилиманского.

В общем плане строения между северо-восточной и юго-восточной оконечностями Горного Крыма можно установить целый ряд общих черт. Прежде всего эти оконечности опущены по сравнению с возвышенной центральной частью. На площади каждой из них происходила келловейская трансгрессия, не проникшая в область центральной части. Во-вторых, значительным сходством, находящимся в прямой связи с большей опущенностью этих частей горного сооружения, является развитие участков, расположенных между кордильерой Мезотаврического кряжа и краем платформы Равнинного Крыма. В восточном Крыму находится узкий Феодосийский прогиб. В титонское время он испытывает дальнейшее углубление и расширение, преобразуясь в Восточно-Крымский предгорный прогиб, а затем в Белогорский предгорный прогиб готеривского века и, наконец, в Индольскую впадину верхов мезозоя и кайнозоя.

В юго-западном Крыму Бахчисарайский прогиб в среднеюрское время преобразуется в Битакский прогиб, а в титоне в Балаклавский предгорный прогиб, в готериве Гераклийский и затем в Альминскую глубоководную впадину верхов мезозоя и кайнозоя.

Батилиманский антиклинорий обнаруживает очень большое сходство с Яйлинским. Для него столь же характерны брахиантиклинали Леменского этапа. В качестве примера мы можем привести Ласпийскую брахиантиклиналь, почти параллельную Сухореченской антиклинали.

Нам кажется, что подобно северо-восточной оконечности Закавказская геоантиклиналь приближена к Батилиманскому антиклинорию, постепенно суживая Крымский краевой прогиб. Выше нами было высказано предположение о том, что накопление мощной конгломератовой толщи Сухореченской антиклинали и горы Демерджи, которые представляют типичные молассы, образовалось путем сноса со стороны Закавказской геоантиклинали. На последней скопились глыбовые нагромождения разрушающихся хребтов. Накопление конгломератов горы Демерджи и Сухореченской антиклинали имеет морфологические черты огромных ко-

рой, параллельный ему сброс, проходит по северному краю горного сооружения на всем протяжении Яйлинского антиклинория. Такой же сброс проходит по северному краю Туакского антиклинория. Неглубокие сбросы, ограничивающие Салгирский грабен, возможно, также заложены в андийскую фазу складчатости и в титоне продолжали свое развитие. Во всяком случае сбросы этого грабена не затрагивают нижнемеловых отложений.

Титонские отложения уже не покрывают всей площади горного сооружения и в редких случаях подходят к южному краю Яйлинского антиклинория. Вместе с тем они покрывают всю область предгорного прогиба. Здесь происходит накопление молассов и мелководных флишевых отложений верхнего титона, валацкина и нижнего готерива.

Расположение элементов структуры Горного Крыма, сложившихся к концу новокиммерийского этапа складчатости, изображено на рис. 15.

Дальнейшая нижнемеловая история Горного Крыма характеризуется тем, что море все реже и реже вторгается в его пределы. Вторжения происходят в узкие прогибы, а именно в Байдарский, Варнаутский и Балаклавский и в Салгирский грабен. Они проникают также в узкие ложбины размыта Караби-Яйлы и опущенной юго-западной оконечности Яйлинского антиклинория. Вторжение полностью отсутствует в центральной приподнятой части Крыма. Это, наряду с образованием флишевых толщ, указывает на то, что при общих поднятиях воздымается преимущественно центральная часть, крылья же продолжают относительное опускание. В центральной части мы не можем с уверенностью установить наличие сбросов и разломов на Байдарском этапе развития горного сооружения. Однако в предгорных прогибах и на опущенных оконечностях горного сооружения некоторыми исследователями, в частности М. В. Муратовым (1949) и Г. А. Лычагиным (1957), указываются значительные протяжения сбросы доверхнеальбского времени.

Мы не будем останавливаться на изложении истории последнего платформенного периода развития Горного Крыма. В течение его происходит планомерное ритмичное поднятие горного сооружения, продолжающееся до настоящего времени. Оно связано с периодическим передвижением глубинных подкорковых масс из области глубоководной впадины по основанию Крымских гор. Центральная часть сооружения поднимается наиболее быстро; можно даже сказать, что оно сосредоточено на этом участке. Опущенные оконечности продолжают вместе с тем погружение, что наглядно выявляется вторжениями моря в узкие Балаклавскую и Севастопольскую бухты.

Вся история Крымского краевого прогиба и образование на его месте мегантиклинория показывает, что этот процесс чрезвычайно продолжителен. Он разбивается на ряд последовательных этапов, на которых происходят дальнейшие осложнения заложенных на начальном этапе структур. Вместе с тем он обладает своей периодичностью и более мелкими ритмами, развивается в одном направлении, унаследовав и продолжая движения предыдущего ритма. Унаследованность, конечно, нельзя понимать как тождественность. Глубинный разлом, наличие которого мы отмечали еще на Таврическом этапе развития Горного Крыма, существует и до настоящего времени. Однако он несомненно также испытывал осложнения и на каждом этапе мог изменять свое положение и протяженность. В частности, на леменском этапе он, очевидно, закрылся на участке Судакского антиклинория. Подтверждением этого служит то, что в дальнейшей геологической истории горного сооружения этот участок становится стабильным и не испытывает дальнейшего подъема. Более сложна история глубинного разлома, соответствующего по положению Батилиманскому антиклинорию, на котором тенденция к замедленным относительно поднятиям в кайнозой



Рис. 16.

1 — оползневые срывы сланцево-песчаниковой толщи на Южном берегу; 2 — нос, образованный после ливня около устья озера в Южном берегу.

сменяется тенденцией к опусканию. Непрерывную деятельность глубинного разлома мы можем установить лишь для участка, соответствующего Яйлинскому антиклинорию. При этом наиболее приподнятой его частью является северо-восточный участок Бабуган-Яйлы и плато Чатырдага-Демерджи и Караби-Яйлы. Это прямо указывает на изменившееся на данном участке положение глубинного разлома и отчленение от него отрезка у Балаклавы.

Беспрерывно менялись контуры морских бассейнов. Постоянным оставался лишь общий план развития небольшого краевого прогиба, как мы видим, достаточно вместе с тем сложного (рис. 16, 1, 2).

По нашему мнению, этот план присущ в общих чертах всем вообще геосинклинальным краевым бассейнам Средиземноморской геосинклинальной области.

Остаемся кратко на некоторых атектонических процессах, сопровождавших образование Горного Крыма. Мы не будем говорить о таких явлениях, как перемещение отчлененных массивов, образование обвалов и осыпей типа Массандровских слоев. Эти явления мы рассматривали в одной из наших предыдущих работ (Пчелинцев, Погребов, 1936). Здесь мы прежде всего рассмотрим вопрос о присутствии в Крыму надвигов и шарьяжей. Надвиги и перемещения глыб по отношению друг к другу несомненно существуют. Они подробно описаны М. В. Муратовым (1949) в восточном Крыму, на северо-восточном окончании горного сооружения. Они присутствуют на юго-западной оконечности и представлены здесь параллельными грядами титонских известняков, несколько надвинутых на нижнемеловые отложения. Эти надвиги изучены Г. А. Лычагиным (1957). Однако мы не видим больших шарьяжных покровов, перемещенных на значительные расстояния.

Некоторые авторы преувеличивали значение надвигов и приписывали им чуть ли не решающую роль в образовании Горного Крыма. В частности, А. С. Моисеев (1935) находил, что весь яйлинский массив передвинут по сланцевой песчаниковой постели средней юры. Небольшие передвижения отдельных участков известнякового массива нельзя связывать с орогеническим процессом. Наблюдая в основании обрыва Яйлы контакт известняков с глинистыми сланцами средней юры, мы всюду видим, что известняки как бы погружены в сланцево-песчаниковую толщу. Действительный контакт находится глубже видимого. Сланцы и раздробленные песчаники в верхней части являются несомненным валом выпучивания из-под огромной тяжести налегающих известняков. Огромное давление известняковой толщи резко уменьшается у естественных обрывов. Этим перепадом давлений обуславливается перемещение достаточно пластичных пород в сторону обрыва и образования вала выпучивания. Следовательно, не известняки перемещаются по сланцам, а сланцы в верхней своей части уходят из-под известняков. Чрезвычайно интересное явление наблюдал Г. А. Лычагин на крутом склоне Южного берега, на участке между Форосом и мысом Айя. Здесь он отмечает присутствие двух поверхностей шарьяжа. По одной из них верхний северный отдел среднеюрских отложений надвинут на нижний южный, причем стратиграфическая последовательность слоев сохраняется. По второй поверхности известняки Яйлы надвинуты на среднюю юру. Нам представляется, что в данном случае происходит выжимание из-под Яйлы крупного клина среднеюрских отложений, в верхней своей части сложенных сланцеватыми глинами с прослоями песчаников. Подобными явлениями перепада давлений могут быть объяснены многие случаи кажущихся надвигов.

В последнее время неоднократно приходилось слышать мнение, что вся складчатость Горного Крыма имеет своеобразное сложение, напоминающее диапировые структуры. В качестве доказательства приводят силь-

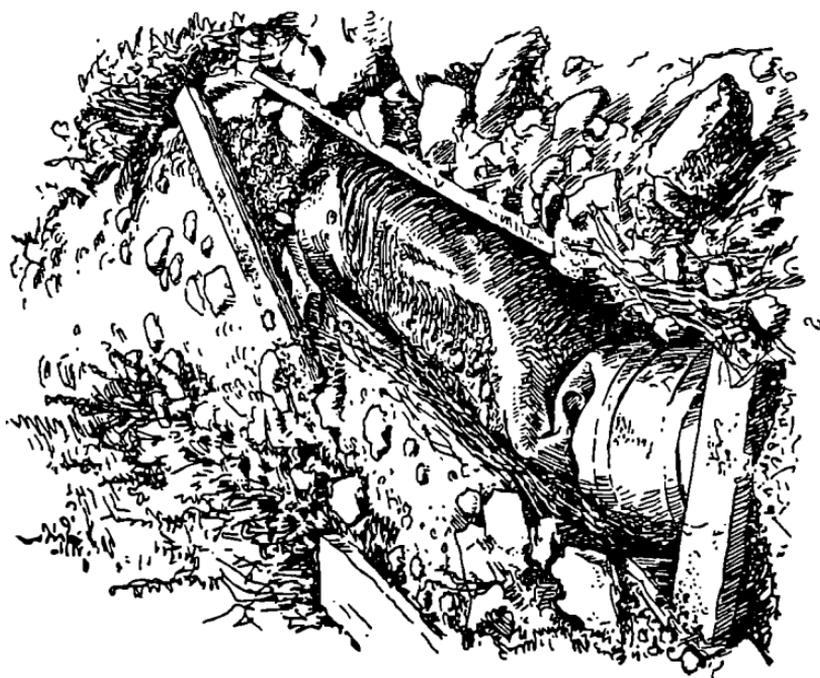


Рис. 17.

1 — разрушенный оплывшими срывами водоотводящий лоток; 2 — смятая оползевым срывом дренажная труба.

ную перемятость таврических отложений в ядрах антиклиналей, характерную вообще для отложений этой серии. О. М. Филатов (1961) объясняет происхождение складок судаковского антиклинория нагнетанием пластических масс Таврической серии, происходящим при давлении на них углублений синклипалей. Это своеобразное объяснение противоречит прямым геологическим наблюдениям и законам механики грунтов. Согласно последним, подобного рода выдавливание могут испытывать лишь породы, способные к пластическому истечению.

А. С. Моисеев (1935) большое внимание уделил изучению явлений дисгармоничной складчатости при совместных движениях известняковой и сланцево-песчаниковой толщ. Для Горного Крыма, по его мнению, характерен германотипный тип складчатости. В этом есть некоторый элемент преувеличения, но и значительная доля истины.

Уже на самых первых фазах древнекимерийской складчатости чередующиеся слои песчаника, известняка и аргиллитов разламываются на глыбы, перемещающиеся вниз по склону.

В предкелловейскую фазу песчаники бата на Качинском поднятии, по В. М. Цейслеру (1959), были разбиты на отдельные глыбы, перемещенные относительно друг друга. Известняки лужитая и нижнего кимериджа лишь в андийскую фазу испытывали складкообразовательные движения совместно с подстилающей их сланцево-песчаниковой толщей. При этом они образовали ряд пологих складок. Вместе с тем оживились древние, длительно существовавшие разломы, расчленившие горное сооружение на крупные блоки. Внутри крупные блоки разбиты сетью трещин на отдельные глыбы. Это имеет место особенно у крупных разломов и на погружениях отдельных структурных элементов. Подавляющее большинство этих трещин и трещин в покрывающих известняках титона и нижнего мела связаны не со складчатостью, а с вертикальными движениями горного сооружения. При поднятии часть глыб отстает от общего движения, образуя бессточные котловины, столь характерные для некоторых участков Горного Крыма. Такие котловины встречаются на всем протяжении известняковых яйл и происхождение их обычно связывают с карстовым процессом. На поверхности плато Яйлы к востоку от Байдарской долины хорошо наблюдается генезис подобных котловин. Параллельно разлому, проходящему по Карадагской долине на каньон р. Черной, располагаются две большие, вытянутые в том же направлении котловины Большого и Малого Бабугана. На этом участке в вертикальном обрыве Яйлы виден естественный разрез котловины Шайтан-Мердвения, представляющей собою как бы грабен, ограниченный с обеих сторон поверхностями сбросов.

Большая котловина Узунджи расположена на разломе северо-восточного направления, секущим широтный разлом Карадага. Дно котловины Узунджи выстлано флишем валавжина, а борта сложены брекчиевидными красноватыми известняками среднего титона. Валавжинское море ингрессировало по узкой долине по линии разлома с северной стороны. Этим точно фиксируется время образования разлома и движения глыб, соответствующее верхнему титону. В недавнее время, по-видимому в четвертичную эпоху, котловина Узунджи узким каньоном получила сообщение с Карадагской долиной и в современную эпоху происходит ее энергичный размыв.

Особый интерес представляют широко развитые гравитационные явления, происходящие в современную эпоху в породах, складывающихся по лосу Южного берега. С. Н. Михайловский (1925) при изучении сланцево-песчаниковой толщи средней юры у дер. Бекетовки установил присутствие мелкой широтной складчатости, осложняющей более крупные складки северо-восточного простирания. Такая концепция была впоследствии принята и нами (Михайловский, Пчелинцев, 1932). Последующие наблюдения, однако, убедили нас в том, что мы имеем дело с обычными срывами, ана-

огпчнымп отчленению отдельных массивов известняковой толщи. Эти рывы разрушают лотки для улавливания поверхностного стока и сминают рубы подземного дренажа (рис. 17, 1, 2). При перемещении сорванных рывами пакетов происходит характерное запрокидывание верхней поверхности отчлененного пакета. Подобные срывы, широко развитые на Южном берегу, сильно затрудняют измерения азимута падения слоев часто приводят к ошибочным выводам. Хотя складки леменского этапа хорошо прослеживаются и представляют собою антиклинали с пологим северо-западным и крутым юго-восточным крыльями, тем не менее южные умбы падения наблюдаются очень редко. Это вполне понятно, если принять во внимание, что при срывах по шарообразной поверхности пласты юго-восточного направления принимают северо-восточный уклон. Поэтому не приходится удивляться, что некоторые авторы, характеризуя апластования сланцево-песчанниковой толщи, указывают лишь северо-западные и северо-восточные падения слоев.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горный Крым в изученной нами части беден рудными полезными ископаемыми и этим резко отличается от Керченского полуострова с его железными рудами всесоюзного значения и Равнинного Крыма с крупными запасами солей. Необходимо, однако, привлечь во внимание недостаточную глубину эрозийного среза. Несмотря на многовековую размытую сланцевопесчанниковой толщи, эрозия лишь вскрыла и отпрепарировала заключенные в ней тела интрузий. В качестве возможности вскрытия некоторых видов полезных ископаемых можно указать на производившиеся в последние годы поиски киновари. При шлиховых опробованиях зерна киновари были встречены в аллювии многих речных долин. Дальнейшие поиски и разведка обнаружили скудное ртутное оруденение в коренном залегании. На Качинском поднятии киноварь связана с эффузивно-осадочной толщей верхнего триаса и лейаса, а на Туакском антиклинории с одной из линий разлома.

Богат Горный Крым лишь нерудными полезными ископаемыми. Наиболее прочный бутовый камень и брусчатка для мостовых добываются карьерами на интрузиях изверженных пород. Давней известностью пользуются каменоломни у с. Фрунзе на берегу моря. Небольшой лакколит слагается здесь среднезернистым диоритом, трещиноватость которого допускает добычу довольно крупных плит. При полировке камень имеет красивый зеленоватый цвет и употребляется как облицовочный материал. Такие плиты были использованы при сооружении канала Москва—Волга. Пользующийся широкой известностью Воронцовский дворец в Алушке построен из удивительно красивого зеленовато-серого трахита из глыб Алушкинского хаоса (рис. 5). Большинство же выходов изверженных пород отличается густой сетью трещин, ограничивающих возможность получения стенового материала.

Еще большей известностью пользуются мраморовидные известняки Батилиманского антиклинория. Они используются для разнообразных надобностей: как стеновой и облицовочный материал, как флюсы для обжига. В качестве флюсовых известняков используются среднетитонские красноватые известняки окрестностей г. Балаклавы. Они отличаются почти полным отсутствием вредных примесей, что делает их пригодными для металлургической промышленности. Для нужд последней они вывозятся за пределы Крыма. Сильная трещиноватость среднетитонских красноватых и кремневых известняков ограничивает выход плитного материала, поэтому большая часть добываемого карьерами известняка используется в качестве щебня и бута. Полированные плиты этих известняков имеют очень приятный тон и красивый рисунок и широко используются в качестве облицовочного материала. Ими облицованы некоторые станции Московского метро. Красоте рисунка способствуют причудливые очертания разрезов через раковины брюхоногих, пластинчатожаберных и кораллов.

Сильной трещиноватостью отличаются мраморовидные известняки лузитана.

Среди месторождений, в которых разрабатываются эти известняки, выделяется Гаспринское. Оно сложено толстослойными известняками, чередующимися с мергелистыми глинами. Такое сложение облегчает добычу стенового материала. К сожалению, серые и блеклые тона исключают возможность использования этих плит в качестве облицовочного материала.

Из других каменных материалов Горного Крыма следует упомянуть трассы Карадага, обладающие гидравлическими свойствами, которые разрабатывались до Великой Отечественной войны и транспортировались в Новороссийск, где использовались в качестве добавки при изготовлении портланд-цемента.

Некоторый интерес представляют также яшмы, агаты, сердолики и другие полудрагоценные камни из группы изверженных пород Карадага. Запасы их невелики, камни небольшой величины и могут быть использованы лишь для кустарной промышленности. Карадагские опалы, агаты и яшмы по красоте своего рисунка не уступают лучшим образцам других месторождений Советского Союза. Изготовление из них ювелирных изделий удовлетворило бы спрос массы отдыхающих и туристов (в том числе и иностранных туристов), желающих иметь на память вещь, изготовленную в Крыму и из крымских материалов.

Среди галек пляжа с. Планерское был случайно обнаружен один кристалл алмаза, очевидно происходящий из одной из трубок взрывов, сопровождавших трещинные излияния Карадага.

Мы не будем останавливаться на небольшом Бешуйском месторождении каменного угля, ни по запасам, ни по качеству далеко не удовлетворяющим даже местные нужды. Не представляют интереса также небольшие проявления газоносности слоев Таврической серии. Не будем также останавливаться на вопросе о наиболее ценном для Крыма полезном ископаемом, а именно на подземных водах. Гидрогеологии и инженерной геологии Крыма, в частности Южного его берега, мы предполагаем посвятить одну из наших следующих работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кажущаяся хорошая изученность Крыма во многих отношениях является обманчивой. Предстоит еще очень большая работа, прежде чем можно будет сказать, что мы удовлетворены достигнутыми результатами. Чтобы не быть голословными, перечислим вкратце проблемы, возникающие после чтения каждой из глав.

Конечно, стратиграфия верхней юры и нижнего мела изучена не хуже, чем в любом другом регионе Средиземноморской геосинклипальной области. Однако этого совершенно недостаточно. Наличие прекрасных разрезов и обилие в них разнообразной хорошо сохранившейся фауны налагает на крымских геологов большие обязанности. Остается лишь пожалеть, что за последние годы они забывают о необходимости сборов фауны для обоснования возраста выделяемых ими свит. Не следует искать оправдания в том, что сильно замедлены обработка и особенно публикация результатов палеонтологических исследований. С кораллами мы знакомы только по очень старым работам. Строить же стратиграфию кораллогенных образований без знания самих кораллов, представляющих основной фон, просто немисливо.

Конечно, это не должно ослаблять внимания к другим группам животных и особенно к аммонитам. Быстрейшее опубликование результатов обработки последних крайне желательно.

В дальнейшем следует производить сбор палеонтологических материалов попутно с разносторонним послойным изучением разрезов. В этом отношении по своей полноте особый интерес представляют отложения наиболее глубоких синклинальных изгибов андийской складчатости. Такого внимания несомненно заслуживают Никитский и Ялтинский синклиналильные изгибы. Они выполнены мергельно-известняковой серией никитской свиты лузитан—нижнего кимериджа, на которую со стратиграфическим перерывом налегают слои той же формации ялтинской свиты нижнего титона. Изучение разрезов можно продолжить и выше, распространив исследования на вышележащие отложения среднего и верхнего титона, на свиты беденекры и эли.

Действительно, совершенно недостаточно изученными являются слои так называемой таврической свиты и средней юры. Здесь потребуется большая кропотливая работа, которую следует начинать с Качинско-Курцовского антиклинория и разреза сланцево-песчанниковой толщи у дер. Бекетовка.

Изучение магматических пород Крыма также еще ожидает своего энтузиаста-исследователя. Благодаря трудам А. Е. Лагорио (Lagorio, 1894—1897), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (Левинсон-Лессинг, Дьякопова-Савельева, 1933), В. И. Лучицкого (1939) и других исследователей, мы достаточно знакомы с петрографией этих пород. Проблема заключается в изучении последовательности развития магматического процесса, продолжавшегося от верхнего триаса до келловая включительно. Установление определенных этапов этого развития несомненно окажет существенную помощь при решении некоторых спорных вопросов стратиграфии средней юры.

Нам уже неоднократно приходилось встречать фразу, что стратиграфия в Крыму изучена плохо, а тектоника — хорошо. Впервые пустивший в обращение эту фразу упустил из виду, что хорошей тектоники при плохой стратиграфии не может быть. Конечно, мы достигли больших успехов в изучении тектоники Крыма. В особенности ценными являются работы М. В. Муратова (1949 и 1960). Этот автор дал общую схему тектонического развития Крыма и наметил главнейшие элементы структуры, составляющие Горный Крым. Схема М. В. Муратова была принята за основу

последующими исследователями, в том числе и нами. Вместе с тем она требует дальнейшей разработки, ряд дополнений и изменений. Не следует, однако, забывать, что и у предыдущих исследователей Крыма мы находим ряд интересных, но недоработанных и недоказанных ими положений. В частности, мы возвращаемся с некоторыми дополнениями и уточнениями к представлениям К. К. Фохта и А. С. Моисеева о мезозойском возрасте Горного Крыма, конечно, без Керченского полуострова.

Отрицая участие в строении Горного Крыма верхов мезозоя и кайнозоя, мы отходим немного в сторону от схемы М. В. Муратова.

Хотя только что закончено составление Атласа мелкомасштабных карт, включающего геологическую, гидрогеологическую, палеогеографическую и другие карты Крымского полуострова, нам кажется необходимым поставить вопрос о новой более крупномасштабной съемке. К этому побуждают те большие задачи, которые возникают и при дальнейшем использовании всех берегов Крыма для курортного строительства. Только на крупномасштабных картах можно отразить сложное внутреннее строение мегантиклинория Горного Крыма, без познания которого невозможно разрешение столь же сложных вопросов строительства крупных санаториев и домов отдыха. Еще более сложным является вопрос обеспечения достаточным количеством питьевых и других вод сотен тысяч людей, приезжающих в Крым в летнее время для лечения и отдыха. Удовлетворение этих нужд возможно лишь за счет подземных вод. Пути циркуляции этих вод очень сложны, но точно отражают даже небольшие особенности тектонического строения района. Крупномасштабные карты, на которых должно быть обращено внимание на отдельные структурные элементы, являются той основой, которую с нетерпением ожидают строители Большого курортного Крыма, включающего не только западные и восточные берега Крымского полуострова, но и побережье Азовского моря. Ноне в этом, однако, состоит главная проблема. Нам кажется, что при современной изученности Крыма и Кавказа можно поставить более широкие теоретические задачи по изучению развития краевых геосинклинальных бассейнов. Нам представляется весьма своевременным выяснение вопроса о том, какие черты развития Северного Кавказа, Армении и Крыма представляют собой индивидуальные особенности этих районов, а какие отражают общие закономерности развития краевых геосинклинальных бассейнов. Открывшиеся возможности вполне позволяют произвести сравнительное изучение краевых бассейнов и далее на восток через Среднюю Азию до Вьетнама и Новой Зеландии. Одновременно мы наталкиваемся на вторую большую проблему, также ожидающую решения. Это вопрос о сочленении широтной Средиземноморской и меридиональной Восточно-Азиатской геосинклинальных областей. Крым многие называют «игрушечным». В нем все является миниатюрным. Это верно и в отношении полезных ископаемых, хранящихся в недрах Горного Крыма. Однако Крым обладает одной чудесной особенностью, отмеченной при геофизических работах. Здесь поверхность Мохоровичича приподнята на такую высоту, что становится практически достижимой для глубоких буровых скважин.

Напомним, что для достижения этой поверхности американцами проектируется бурение со дна одной из впадин Тихого океана. Возможно, что в Крыму эта огромная по теоретическому и практическому значению проблема уже в ближайшем будущем встанет во весь рост.

Мы заканчиваем заключительную главу тем же утверждением, которым ее начали. Велики успехи, достигнутые при изучении геологии Крыма, но они ничтожно малы по сравнению с тем, что еще предстоит сделать.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. 1926. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнепалеоценовую, понтическую, чаудинскую эпохи и в эпоху евклинского озера. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 3, 4.
- Архангельский А. Д. 1929. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. 7 (1—2).
- Архипов И. В. 1958. Кимеридж-тигонский флиш Горного Крыма. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 6.
- Архипов И. В. 1959. Роль тектонических движений в формировании флиша кимеридж-тигонских отложений Горного Крыма. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минералог. наук. Моск. геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе.
- Архипов И. В., Е. А. Успенская, В. М. Цейснер. 1958. О взаимоотношениях верхнеюрских и нижнемеловых отложений в юго-восточном Крыму. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 3.
- Аршинов В. В. 1905—1906. О вулканических туфах между Балаклавой и Севастопольским шоссе в Крыму. Год. отч. МОИП.
- Бабак В. И. 1959. Очерк неотектоники Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 4.
- Бархатов Б. П. 1955. О соотношении между таврической и эскпордической свитами Горного Крыма. Вестн. ЛГУ, № 7.
- Бобылев В. В. 1960. Стратиграфия среднеюрских отложений и тектоника Южного Крыма Качишского антиклинория (Крым). Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1.
- Бончев Е. С. 1957. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. XXXII (6).
- Борисяк А. А. 1903. Геологические исследования юго-западной части Крымского бассейна р. Черной, Байдарская долина, Хайт. Отч. Геолог. ком. за 1902 г. Изв. Геолог. ком., т. XXII, № 4.
- Борисяк А. А. 1905. Исследования в районе Форос—Симеиз. Отч. Геолог. ком. за 1904 г. Изв. Геолог. ком., т. XXIV.
- Борисяк А. А. 1907. Аэтиклиналь титонских известняков с абрадрированной поверхностью у дер. Шули, р-н рр. Черной и Бельбека, Кикенепз—Алушка. Отч. Геолог. ком. за 1906 г. Изв. Геолог. ком., т. XXVI, № 1.
- Борисяк А. А. 1909. *Pseudomonoliscuscaucasicus* Vitt. крымско-кавказского триаса. Отч. Геолог. ком. за 1909 г. Изв. Геолог. ком., т. XXVIII, № 2.
- Булкин Г. А. 1960. О некоторых генетических особенностях ртутных рудопроявлений Крыма. ДАН СССР, т. 131, № 5.
- Васильева Л. Б. 1936. О стратиграфическом расчленении таврической формации Горного Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., вып. 5.
- Вебер Г. Ф. 1934. Меловые и юрские морские ежи Крыма. Тр. ВГРО, вып. 312.
- Вернадский В. И. 1921 (1923). О задачах геохимического исследования Азовского моря и его бассейна. Изв. АН СССР, т. XV, № 1—18.
- Вульф Е. В. 1944. Историческая география растений. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Глухов И. Г. 1957. О водном балансе и гидрологическом районировании юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вестн. МГУ, № 4.
- Гольдман Б. М., Б. Н. Иванов. 1958. Некоторые данные о селевых паводках в Крыму. Изв. Крымск. отд. географ. общ-ва СССР, вып. 5.
- Горшков Г. П., А. Я. Левинская. 1947. Некоторые данные по сейсмодектонике Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 3.
- Добрынин Б. Ф. 1922. К геоморфологии Крыма. Землеведение, кн. 1—2.
- Друщиз В. В., Б. Т. Янин. 1958. Новое расчленение нижнемеловых отложений по р. Бельбек (Крым). Научн. докл. высш. шк. МГУ, № 1.
- Зуев В. 1790. Выписка из путешественных записок Василия Зуева, касающихся полуострова Крыма. Месяцеслов 1783 г. Собрание месяцеслова, ч. 5.
- Каракаш Н. И. 1907. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. XXXII, вып. 5.

- Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геолог. ин-та АН Груз. ССР, т. III.
- Кахадзе И. Р. 1952. Новые данные по юре Грузии. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР.
- Ковалевский С. А. 1960. Геологические черты лпнеамента 38-го меридиана в районе Черного моря. ДАН СССР, т. 130, № 6.
- Кянсеп Н. П. 1956. Новые данные по стратиграфии верхней юры юго-западного Крыма. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. 2.
- Кянсеп Н. П. 1960. Стратиграфия и брахиоподы Яйлинской свиты юго-западного Крыма. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минералог. наук. Изд. ЛГУ.
- Лебеднский В. И., А. И. Шалимов. 1960. Верхнерпассовый вулканизм в Крыму. ДАН СССР, т. 132, № 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Е. Н. Дьяконова-Савельева. 1933. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Листов Ю. А. 1889. Данные относительно тектоники Крымских гор. Матер. по геологии России, т. XIII.
- Лонгвиненко Н. В. 1954. К вопросу о флишевом характере свиты таврических сланцев. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 6.
- Луцицкий В. И. 1939. Петрография Крыма. Сб. «Петрография СССР», вып. 8, Изд. АН СССР, М.
- Лычагин Г. А. 1957. Геологическое строение и история развития Крымского полуострова. Изд. АН УССР, Инст. минер. ресурсов, вып. 1.
- Лычагин Г. А., Г. В. Сальман, Н. Е. Чуприна. 1956. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцитов восточного Крыма. ДАН УССР, т. 107, № 2.
- Люстих Е. Н. 1955. Тектоника глубоких частей земной коры по гравиметрическим данным. Вопросы внутреннего строения Земли. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26.
- Мпклухо-Маклай А. Д., М. В. Муратов. 1958. О каменноугольных и пермских породах Крыма. Изв. Высп. учебн. завед. Геология и разведка, № 8.
- Мпклухо-Маклай А. Д., Г. С. Поршняков. 1954. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Бодрак. Вестн. ЛГУ, № 4.
- Мирчик М. Е. 1937. Кораллы из юрских отложений окрестностей Коктебеля в Крыму. Бюлл. МОИП, т. XV.
- Михайловский С. Н. 1925. Отчет о состоянии и деятельности Геолог. ком. за 1942 г. Изв. Геолог. ком., т. X, № 4.
- Михайловский С. Н., В. Ф. Пчелинцев. 1932. Гидрогеологические исследования в Кучук-Койском и Кичкенеизском районах Южного берега Крыма. Гидрогеологические исследования в Ленинском районе Южного берега Крыма. Тр. ВГРО, вып. 119.
- Моисеев А. С. 1926а. О *Halobia* из глинистых сланцев Крыма. Петрогр. общ. естествоиспыт. Изв. Геолог. ком., т. XLV, № 7.
- Моисеев А. С. 1926б. О триасовых известняках окрестностей дер. Бешуй в Крыму. Петрогр. общ. естествоисп. Изв. Геолог. ком., т. XV, № 7.
- Моисеев А. С. 1926в. К стратиграфии верхнеюрских отложений юго-западного Крыма. Петрогр. общ. естествоиспыт. Изв. Геолог. ком., т. XLV, № 7.
- Моисеев А. С. 1930а. К вопросу о строении Таврического Кряжа. Зап. Ялт. музея, № 1. Ялта.
- Моисеев А. С. 1930б. К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 189.
- Моисеев А. С. 1932. О фауне и флоре триасовых отложений долины Салгир в Крыму. Тр. ВГРО, вып. 39.
- Моисеев А. С. 1934. Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа. Тр. ВГРО, вып. 203.
- Моисеев А. С. 1935. Основные черты строения Горного Крыма. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., т. XIV, вып. 1.
- Моисеев А. С. 1937а. Очерк стратиграфии северо-восточной части Горного Крыма. Уч. зап. ЛГУ, № 16.
- Моисеев А. С. 1937б. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., т. XVI, вып. 1.
- Муратов М. В. 1946а. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. XXXII (5).
- Муратов М. В. 1946б. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 1.
- Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2.
- Муратов М. В. 1951. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря. Сб. «Памяти А. Д. Архангельского». Изд. АН СССР, М.—Л.

- Муратов М. В. 1955а. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., № 1
- Муратов М. В. 1955б. Тектоническая структура и история равнинных областей отделившихся Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. 30 (1).
- Муратов М. В. 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Гос. научно-техн. изд. лт-ры по геологии и охране недр, М.
- Муратов М. В., И. В. Архипов, Е. А. Успенская. 1960. Стратиграфия, фауны и формации юрских отложений Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. XXXV (1).
- Мухин В. Ч. 1917. Некоторые данные о палеоюрских отложениях Крыма. Зап. Гор. ин-та, т. 6, вып. 2.
- Немков Г. И., Н. Н. Бархатова. 1959. Зоны крупных фораминифер эоценовых отложений Крыма. Вести. ЛГУ, № 12.
- Непрочков Ю. П. 1960. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. (Автореферат доклада, прочитанного 3 XI 1959). Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. XXXV (4).
- Овечкин Н. К. 1956. Стратиграфия и фауна аммонитов верхнеюрских отложений юго-западного Крыма. Вести. ЛГУ, № 6.
- Освальд Ф. Ф. 1915. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Перев. с нем. А. И. Шпшкшиной. Зап. Кавказск. отд. Русск. географ. общ., кн. 29, вып. 2. Тифлис.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР; сер. геолог., № 5.
- Пчелпидцев В. Ф. 1927а. Заметка о фауне туфобрекчии Карадага. ДАН СССР, т. 26, № 16.
- Пчелпидцев В. Ф. 1927б. Брюхоногие лужичанского яруса Судака. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., т. VII, вып. 1.
- Пчелпидцев В. Ф. 1931. Брюхоногие верхней юры и нижнего мела Крыма. Тр. Глав. Геолого-разв. управл.
- Пчелпидцев В. Ф., Н. Ф. Погребов. 1936. Оползневые явления на Южном берегу Крыма. ЦНИГРИ, сб. работ Оползневой станции № 3.
- Пчелпидцев В. Ф. 1937. Брюхоногие и пластинчатожаберные лейасы и пиллегодоггера Тетиса (Крым и Кавказ). ЦНИГРИ. Монография по палеонтологии СССР, т. X.
- Пчелпидцев В. Ф. 1959. Рудисты мезозоя Горного Крыма. Изд. АН СССР, Л.
- Пузанов И. И. 1949. Своеобразие фауны Крыма и ее происхождение. Уч. зап. Горьковского гос. ун-ва., № 14.
- Ремизов И. Н. 1940. Геологический очерк Карадага (в Крыму). Научно-исследовательск. институт геологии Харьковского гос. ун-ва.
- Романовский Г. Р. 1867. Геологический очерк Таврической губернии и обзор Крымского полуострова относительно условий для артезианских колодезей. Горн. журн., ч. III.
- Ружицкий П. Р. 1960. Алмазы Европы. Природа, № 11, 1960.
- Физическое описание Таврической области, по ее местонахождению и по всем трем царствам природы. Напечатано в императорской типографии, 1785.
- Слудский А. Ф. 1911. Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое. Зап. Крымск. общ. естествоиспыт., т. 1.
- Соколов Д. В. 1895. Тектоника юго-западной части Крымского полуострова. Бюлл. общ. естествоиспыт., № 4. Москва.
- Стремоухов Д. П. 1894а. Об ископаемой фауне и геологическом возрасте сланцев Мегало-Яло. Дневн. IX съезда Русск. естествоиспыт., СПб.
- Стремоухов Д. П. 1894б. Сланцы Мегало-Яло близ г. Балаклавы. Бюлл. МОИП, вып. III.
- Стремоухов Д. П. 1911—1912. О юрских сланцах Коктебеля. Зап. геолог. отд. Моск. общ. люб. естеств., антроп. и этнограф., вып. I. Москва.
- Стремоухов Д. П. 1913. О юрских сланцах Коктебеля. Матер. позн. геолог. строен. Российской имп., вып. IV. Москва.
- Стремоухов Д. П. 1916. Об аммонитах горы Эгер-Оба у Коктебеля. Зап. геолог. отд. Моск. общ. люб. естеств., антроп. и этнограф., вып. IV. Москва.
- Стремоухов Д. П. 1919. Об аммонитах горы Эгер-Оба у Коктебеля. Изв. Моск. отд. Геолог. ком., т. 1.
- Стремоухов Д. П. 1922. Гора Эгер-Оба у Коктебеля. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. 31.
- Филатов О. М. 1961. Морфология и условия развития структурных форм в юго-восточном Крыму. Советская геология, № 2.
- Фохт К. К. 1901. О древнейших осадочных образованиях Крыма. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. XXXII, вып. 1.
- Фохт К. К. 1905. Келлопей и титон хребта Бюк-Янытар близ Феодосии, в др. Отч. Геолог. ком. за 1904 г. Изв. Геолог. ком., т. XIX, № 1.

- Ф о х т К. К. 1910. Средняя юра юго-западной части Крыма. Отч. Геолог. ком. за: 1909 г. Изв. Геолог. ком., т. XXIX, № 1.
- Ф о х т К. К. 1911. Батская фауна из Коклуз. Лейасовые известняки у Бодрака. Отч. Геолог. ком. за 1910 г. Изв. Геолог. ком., т. XXX, № 1.
- Х а п я В. Е. 1960. О некоторых крупных чертах истории и структуры западной Евразии. (Автореферат доклада, прочитанного 1 XII 1959). Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. XXXV (1).
- Х а п я В. Е., Л. Н. Ле о н т ь е в. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, Отд. геолог., т. 25 (3—4).
- Ц е й с л е р В. М. 1959. Новые данные по стратиграфии и распространению нижнемеловых отложений в юго-западном Крыму. Геология и разведка, № 3.
- Ц п т о в и ч К. А. 1912а: О некоторых келловейских аммонитах Крыма и Мангышлака. Ежегод. по геолог. и минералог. России, т. XIV.
- Ц п т о в и ч К. А. 1912б. О некоторых меловых аммонитах Крыма. Зап. Киевск. общ. естествоиспыт.
- Ц ы п л и н а И. М. 1957. Инженерно-геологическое районирование Южного берега Крыма. Тр. ВСЕГИНГЕО. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. 15. Госгеолтехиздат., М.
- Ц я н ь С я н - Л и п. 1958. Инженерно-геологическое районирование Горного Крыма. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минералог. наук. Моск. геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе.
- Ч у р и н о в М. В., И. М. Ц ы п л и н а, В. П. Л а з а р е в а. 1957. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия юго-западной части Горного Крыма. Информацион. бюлл. ВСЕГИНГЕО, № 2.
- Ш а л ь м о в А. И. 1960. Новые данные по стратиграфии верхнетрассовых и среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма. ДАН СССР, т. 132, № 6.
- Ш т у к е л ь б е р г А. А. 1873. Геологический очерк Крыма. Матер. для геолог. России, т. V.
- Щ е р б а к о в Д. И. 1914. Материалы по петрографии Крыма. Изв. СПб. политехн. инст., т. XXI.
- Э р п с т а в л М. С. 1951. Нижнемеловые зоны Грузии. Сб. трудов АН Груз. ССР., посвящ. А. И. Джanelидзе.
- Э р п с т а в л М. С. 1955. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. Изд. Геолог. инст. АН Груз. ССР.
- Я п и н Б. Т. 1958. Новые находки рудистов в валажине Крыма. Научн. докл. высш. школы, № 2.
- Я п и н Б. Т. 1959. Двустворчатые моллюски валажиня и готерия Крыма. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минералог. наук. Изд. МГУ.
- B a i l y W. 1858. Description of fossil invertebrata from the Crimea invertebrata from the Crimea. With a note of the geology of the neighbourhood of Sevastopol and Southern coast of the Crimea, by Captain G. T. Coxburn. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, vol. XIV.
- D u b o i s de M o n t p e r e u x. 1837. Lettre a M. Elis de Beaumont sur les principaux phénomènes géologiques du Caucase et de la Crimée. Bull. Soc. géol. France.
- F a v r e E. 1877—1878. Etude stratigraphique de la partie sud-ouest de la Crimée suivie de la description de quelques échinides de cette région par M. P. de Loriol. Mém. de la Soc. Phys. et d'Hist. nat. Geneve, t. XXVI.
- H a u g E. 1908—1911. Traité de Géologie, II Les Périodes géologiques. Paris.
- H o m m a i r e de H e l l X. 1843—1845. Les steppes de la mer Caspienne, le Caucase, la Crimée et la Russie meridionale, v. 1—3. Paris, 1843—1845.
- H u o t J. 1840—1843. Voyage géologique on Crimée et dans la presqu'île de Taman executé en 1837 sous la direction de A. Demidoff. Voyage dans la Russie Méridionale et la Crimée. Paris, v. 1—4.
- L a g o r i o A. E. 1894—1897. Itinéraire géologique par la Kara-Dagh Guide des excursions de VII Congrès Géol. Intern., St. Petersburg.
- M i s s u n a A. 1904. Die Jura-Korallen von Sudagh. Bull. Soc. Natur. de Moscou N2—3.
- N e y m a y e r M. 1871. Jurastudien jahrb. d. K. K. G. R. A., Berlin.
- D' O r b i g n y. 1842. Paléontologie française Terrain jurassique, t. 1, Paris.
- P a l l a s P. 1795. Tableau physique et topographique de la Tauride, voyage en 1794 ann. Nova Acta Acad. Petropolit, t. X.
- S o l o m k o E. 1887. Die Jura-und Kreidekorallen der Krim. Verh. Russ. Miner. Ges., ser. II, XXIV.
- V e r n e y l M. 1837. Extraits des observations faites en Russie et en Crimée. Bull. de la Soc. Géol. de France, t. III.
- V o g d t C. 1897. Le jurassique à Soudak. Guide des excursions du VII Congrès, Géol. Intern. Petersburg.