

РУКОВОДСТВО

ПО УЧЕБНОЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ПРАКТИКЕ
В КРЫМУ



РУКОВОДСТВО ПО УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ В КРЫМУ

55/477

Том II

М. В. Муратов

ГЕОЛОГИЯ
КРЫМСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

830

*Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов
геологических специальностей
вузов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1973



Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. М. В. Муратов. Геология Крымского полуострова. М., «Недра», 1973. 192 с.

Во втором томе дается описание геологического строения и геологической истории Крыма. Приводятся краткая характеристика рельефа и физико-географических условий и основные этапы истории геологического изучения; дается весьма полный обзор стратиграфии, тектоники, истории геологического развития полезных ископаемых Крымского полуострова. Приведены также данные о строении и развитии прилегающей к Крыму части Черноморской впадины. В работе систематизирован и обобщен огромный материал новейших исследований по геологии Крыма. Использована основная литература, опубликованная до середины 1972 г. Прилагается краткий геологический путеводитель для экскурсий по Крыму.

Книга рассчитана на студентов и преподавателей геологических, горных и нефтяных вузов и геологических факультетов университетов, а также на широкий круг геологов, интересующихся геологией Крыма.

Таблиц 5, иллюстраций 72 рис. + 7 прил., список рекомендуемой литературы — 29 назв.

Р 0291—542 3-73
043 (01)-73

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА», 1973

РУКОВОДСТВО ПО УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ В КРЫМУ

Том II

Михаил Владимирович Муратов

Геология Крымского полуострова

Редактор издательства *В. И. Макеев*. Технические редакторы *А. Г. Иванова, Л. В. Дунаева*.
Корректор *П. А. Денисова*. Художник *Ю. М. Сигов*.

Сдано в набор 9/11 1973 г. Подписано в печать 27/VIII 1973 г. Т—13363. Формат 70 × 108^{1/16}.
Бумага № 2. Печ. л. 13,5 с 3 вкладками. Усл. п. л. 18,90. Уч.-изд. л. 18,43. Тираж 3000 экз.
Заказ № 3-390/4828—1. Цена 78 коп.

Издательство «Недра». 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Харьковская книжная фабрика «Коммунист» Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Государственного комитета Совета Министров Украинской ССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. Харьков, ул. Энгельса, 11.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геология Крымского полуострова представляет большой интерес главным образом из-за весьма сложного строения его горной части и перспектив нефтегазоносности равнинной. Она привлекает внимание широкого круга геологов, туристов и экскурсантов, ежегодно посещающих различные уголки полуострова.

Изучая геологию Крыма, легко составить представление о разнообразных геологических явлениях, об особенностях процессов развития рельефа горной страны и о ее геологической истории.

Задача предлагаемого очерка — познакомить всякого приступающего к изучению геологии Крыма с основными чертами его строения и истории развития, как они рисуются на основе исследований последних лет. Необходимость в таком обобщении особенно велика, учитывая большое число студентов-практикантов, ежегодно посещающих район практики в окрестностях Бахчисарая и другие части полуострова.

Поскольку обобщающая работа автора по геологии Крыма, вышедшая в 1960 г., во многом устарела, текст ее, взятый за основу для настоящего издания, полностью переработан с учетом новейших исследований.

Автор выражает искреннюю признательность И. В. Архипову, Е. А. Успенской, В. М. Цейслеру за оказанную помощь в подборе иллюстраций и ценные замечания по ряду разделов и Д. С. Кизевальтеру, взявшему на себя труд редактирования нового текста работы и отнесшегося к этому делу с исключительным вниманием и тщательностью. В соответствии с его замечаниями в текст внесены многие существенные добавления и исправления. Не могу не вспомнить с благодарностью о редакторском труде, который был вложен в первое издание очерка Д. С. Соколовым. Благодарю также Г. И. Немкова, В. А. Густомесова, Е. С. Чернову, И. А. Гречишникову, Е. С. Левицкого, М. Ф. Микунова, Е. Л. Портную за просмотр рукописи и ряд существенных замечаний.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ И ГЕОЛОГИИ КРЫМА

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

Крымский полуостров (прил. 1) по своему рельефу подразделяется на две неравные части: равнинную, или степную, — северную, занимающую $\frac{4}{5}$ его территории, и горную — южную. В административном отношении Крымский полуостров относится к Крымской области УССР. Общая площадь Крыма составляет 25 900 км². Протяженность полуострова с запада на восток 320 км, с севера на юг — 200 км.

Степная часть представляет на севере совершенно плоскую равнину, южнее — слегка всхолмленную с высотами, постепенно поднимающимися по направлению к предгорьям. В ее пределах несколько более приподнятой является пологая возвышенность, начинающаяся невысокой грядой на Тарханкутском полуострове на западе и переходящая к востоку в обширное плато, постепенно сливающееся с окружающей его равниной. Приподняты также многочисленные невысокие и длинные гряды на Керченском полуострове.

С севера равнинный Крым соединяется с материком узким Перекопским перешейком, а на всем остальном протяжении окружен Черным и Азовским морями и заливом Сиваш («Гнилое море»). Последний представляет собою почти изолированный обширный залив Азовского моря с весьма извилистой конфигурацией берегов и многочисленными бухтами, мысами и островами; он разделяется на две части: западную, омывающую северные берега Крыма, и восточную, тянущуюся вдоль северо-восточного его побережья. Обе части разделены Чонгарским полуостровом, через который проходит железная дорога, соединяющая Крым с материком. Эта дорога пересекает затем южнее участок Сиваша по дамбе. Восточный Сиваш соединяется с Азовским морем узким проливом близ Геническа, а на всем остальном протяжении отделен от него узкой и длинной (более 100 км) Арабатской стрелкой.

Крымский хребет вытянут вдоль Южного берега Крыма в виде пологой, протягивающейся почти на 100 км дуги. Западный его конец выходит к морю в районе Балаклавы и мыса Айя, а восточный — между мысом Ильи и мысом Киик-Атлама.

Крымские горы подразделяются на три гряды. Первая из них, Главная гряда — самая южная, имеет высоту до 1200—1500 м (наибольшие вершины Роман-Кош — 1543 м и Чатырдаг — 1525 м). Она состоит из ряда столовых вершин — нагорий, или, как их называют, «яйл», и системы коротких небольших горных хребтов. Вторая, Предгорная, гряда значительно более низкая (до 600—750 м над уровнем моря), протягивается примерно параллельно первой, на некотором расстоянии от нее. Третья, еще более низкая, Внешняя, гряда не всюду хорошо орографически выражена; высота ее до 250 м. Эта гряда вытянута вдоль

Предгорной, разделяя собой равнинный и Горный Крым. Северные склоны этой гряды незаметно сливаются с равнинным Крымом.

Главная гряда возвышается над Южным берегом Крыма почти отвесными известняковыми стенами. Поверхность нагорий представляет собой всхолмленное плато, над которым поднимаются отдельные небольшие вершины. Они, как и вся поверхность крымских нагорий, обычно безлесны и покрыты травяным покровом. Лишь склоны Главной гряды и отдельные прорезающие их ущелья и овраги поросли густым дубовым и буковым лесом; вдоль Южного берега местами имеется прекрасный сосновый бор, а внизу, в некоторых участках — своеобразный лес из древовидных можжевельников.

Главная гряда в юго-западной части Крыма состоит из соединенных между собой плато: Ай-Петринской, Никитской и наиболее высокой Бабуганской яйл. Более восточную часть гряды образует Палат-гора, или Чатырдаг, и далее очень широкие, постепенно понижающиеся к северу, нагорья Демерджи, Долгоруковской и Караби яйл. Самая восточная часть Главной гряды более лесиста и сильнее расчленена. Она состоит из ряда отдельных высоких хребтов и гребней, разделенных глубокими долинами.

У подножия Главной гряды тянется узкая прибрежная полоса Южного берега Крыма, закрытого от действия северных ветров. В своей большей юго-западной части Южный берег славится мягким и влажным климатом, позволяющим существовать субтропической вечнозеленой растительности. Здесь расположены почти все главнейшие курорты и санатории Крыма.

К северу Главную гряду от Предгорной отделяет довольно широкая, сильно всхолмленная полоса, расчлененная густой сетью речек и оврагов. Она отличается нестройным характером рельефа и сравнительно небольшими высотами.

Промежуточную полосу ограничивают крутые, обращенные к югу обрывы Предгорной гряды, противоположные склоны которой полого понижаются к северу. Предгорная гряда по своему строению представляет систему куэст*. Ее южные обрывы образовались вследствие размыва. Пологие северные склоны являются в то же время поверхностями (кровлей) слагающих ее слоев.

Предгорную гряду от Внешней в местах, где последняя хорошо выражена, отделяет асимметричное продольное понижение. В нем, в юго-западной части Крыма, проходит железная дорога в Севастополь.

Наиболее крупные реки Горного Крыма берут начало в склонах Главной гряды и затем пересекают поперек предгорные гряды, выходя в степь. Среди них наиболее длинная р. Салгир, на которой стоит г. Симферополь. Значительны также ее правые притоки — Большая и Малая Карасу, пересекающие Предгорную гряду в районе Белогорска. Река Салгир и протекающие восточнее реки Сухой и Мокрый Индол впадают в Восточный Сиваш. Реки юго-западной части Горного Крыма, прорезающие Предгорную и Внешнюю гряды между Симферополем и Севастополем, — Альма, Кача и Бельбек — впадают в Черное море (Евпаторийский залив). Все реки обычно очень немногочисленны, а их притоки часто пересыхают летом. Реки имеют характер типичных южных горных речек, быстро наполняющихся после дождей и почти пересыхающих в сухие периоды.

Короткие реки южного склона Главной гряды отличаются более крутым уклоном русла и при разливах имеют вид бешеных потоков. Самыми большими реками здесь являются Учансу и Дерекойка,

* Куэсты — это асимметричные гряды, гребни которых сложены крепким, устойчивым против размыва слоем, залегающим наклонно и образующим пологий склон куэсты.

верховья которых образуют Ялтинский амфитеатр, затем Алуштинская речка и Демерджи (у Алушты), Судакская речка и Отузка.

В степном Крыму реки и балки имеют более спокойный характер и обычно совершенно пересыхают летом.

В береговой полосе равнинного Крыма очень многочисленны озера, в большинстве соляные. В летнее время они пересыхают, и соль в виде белого, как снег, покрова садится на дно. Почти все озера располагаются поблизости от берега моря и отделены от него лишь сравнительно неширокой перемычкой — «пересыпью». Близость их к морю не случайна — озера являются залитыми морем устьевыми частями балок и рек, отделившимися затем от него сначала косой, а потом сплошной пересыпью. Образование заливов в устьях балок произошло в результате изменений уровня Черного моря.

Керченский полуостров отделен от Горного Крыма сравнительно узким Акмонайским перешейком и представляет по рельефу всхолмленную степь. Возвышенности здесь образуют чрезвычайно характерные, сравнительно узкие гряды и отдельные гребни. Расположение их и находящихся между ними понижений теснейшим образом связано с тектоникой полуострова. Наиболее выдержанным из этого ряда гребней является Парпацкий, вытянутый сначала широтно, а затем отклоняющийся к юго-востоку, к берегу Черного моря. Он отделяет так называемую Юго-Западную равнину от остальной части полуострова.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Крымский полуостров имеет очень сложное геологическое строение, обусловленное его своеобразным тектоническим положением.

Горная часть Крыма вместе с Керченским полуостровом входит в состав Альпийской геосинклинальной складчатой области, которая в виде широкого пояса протягивается через всю Южную Европу, охватывая берега Средиземного и Черного морей, и продолжается в Южную Азию.

Горный Крым вместе с Керченским полуостровом представляет одно из окраинных больших антиклинальных поднятий — мегантиклинорий, которые вытянуты вдоль границы этой складчатой области и ограничивающей ее с севера платформы. Подобными же антиклинальными поднятиями является Большой Кавказ, Балканский хребет, Восточные Карпаты и др.

Равнинный Крым относится к своеобразной платформенной области, отделяющей альпийские сооружения Горного Крыма от докембрийской Восточно-Европейской платформы, к которой относится материковая часть Украины. Отличием этой области от древней платформы является более молодой (палеозойский) складчатый фундамент. В пределах равнинного Крыма фундамент находится очень глубоко, а покрывающие его меловые и кайнозойские отложения образуют две системы пологих впадин, разделенных Тарханкутским валом и Новоселовским поднятием (рис. 1), вытянутыми широтно. Сходное строение имеет равнинный Северный Кавказ и западное побережье Черного моря, включающее возвышенность Добруджи и Нижнедунайскую низменность. Вместе с равнинным Крымом эти области входят в состав молодой платформы, получившей наименование Скифской плиты. К этой же плите относятся и примыкающие к Крыму мелководные участки дна северо-западной части Черного моря и Азовского моря. Мегантиклинорий Горного Крыма отделен от Скифской плиты системой разломов, расположенных в области предгорий.

Предгорные гряды сложены полого наклоненными в сторону равнины слоями меловых, палеогеновых и неогеновых отложений, которые

образуют северное крыло мегантиклинория. Перед восточной его частью вдоль края Скифской плиты расположен глубокий асимметричный Индоло-Кубанский краевой прогиб, охватывающий площадь бассейна р. Индол, восточного Сиваша, дна южной части Азовского моря и протягивающийся до бассейна низовьев р. Кубани на Кавказе. Этот прогиб заполнен мощной толщей неогеновых отложений.

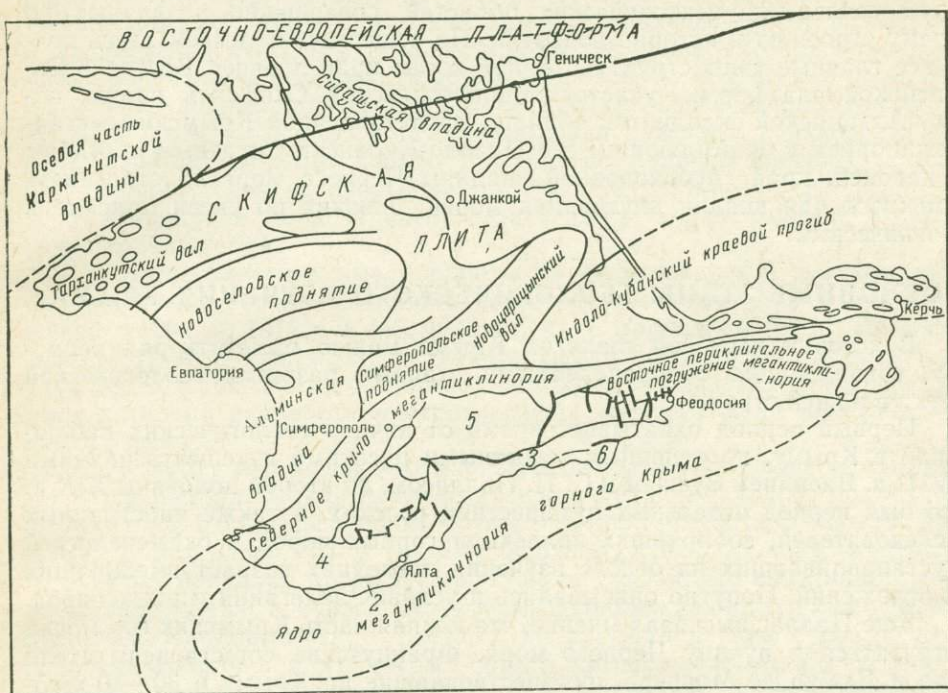


Рис. 1. Схема расположения главных структурных элементов Крыма
 Антиклинории: 1 — Качинский; 2 — Леменско-Ялтинский (Южнобережный); 3 — Туакский. Синклинории: 4 — Юго-Западный; 5 — Восточнокрымский; 6 — Судакский

В строении центральных частей мегантиклинория Горного Крыма принимают участие отложения триасовой и юрской систем, а также нижнемеловые. Среди них можно выделить четыре толщи пород, различающихся по составу, возрасту и условиям залегания: 1) толща чередующихся слоев глинистых пород и песчаников триаса и нижней юры, получившая название таврической серии; 2) толща глинисто-песчаных и вулканических пород средней юры; 3) толща верхнеюрских известняков, глинистых пород и конгломератов; 4) глины, песчаники и известняки нижнего мела.

Все эти породы принимают участие в строении целого ряда крупных складчатых структур — антиклинальных поднятий, или антиклинорий, и синклинальных структур — синклинорий. В ядрах антиклинорий входят породы таврической серии, а синклинальные структуры заполнены верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

Центральное место среди этих структур занимают Качинский антиклинорий на северном склоне Главной гряды, а на Южном берегу — Леменско-Ялтинский (Южнобережный) и Туакский антиклинории. Эти поднятия разделены тремя крупными синклинориями: Юго-Западным, Восточнокрымским и Судакским.

Восточная оконечность мегантиклинория расположена в пределах Керченского полуострова, где наблюдается постепенное погружение его ядра в пределах юго-западной равнины и системы облекающих это ядро молодых (неогеновых) складок.

С юга Горный Крым ограничен и обрезан глубокой впадиной, заполненной водами Черного моря. Этот прогиб земной коры представляет совершенно особый элемент тектонической структуры — участок земной поверхности с корой, лишенной гранитного слоя и, следовательно, близкой по своему строению к впадинам океанов.

Как видно, на небольшой площади Крымского полуострова происходит сочленение тектонических областей, совершенно различных по своему строению и истории развития. По существу мы имеем здесь почти все главные типы структур земной коры: край древней Восточно-Европейской платформы, участок эпипалеозойской Скифской плиты, полосу Альпийской складчатой области, представленной Крымским мегантиклинорием с окаймляющим его Индоло-Кубанским краевым прогибом и, наконец, край глубокоководной впадины Черного моря со строением, типичным для впадин внутренних морей, близких по своей природе к океаническим.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КРЫМА

В истории изучения геологии Крыма можно наметить ряд периодов, совпадающих с определенными этапами развития геологической науки в нашей стране.

Первый период охватывает время от начала геологических наблюдений в Крыму, проведенных известными русскими путешественниками XVIII в. Василием Зуевым и С. П. Палласом, до второй половины XIX в. Это был период отдельных путешествий русских, а также иностранных исследователей, собиравших коллекции горных пород и окаменелостей и устанавливавших на основе изучения последних возраст вмещающих их отложений. Попутно описывались и условия залегания горных пород.

Еще Паллас высказал мнение, что южная часть Крымских гор могла погрузиться в пучину Черного моря. Французские естествоиспытатели Хюо и Дюбуа де Монпере, путешествовавшие по Крыму в 30—40-х годах прошлого столетия, отмечали многочисленные дислокации горных пород, особенно на Южном берегу. Они были представителями школы плутонистов и видели в Крыму повсюду результаты действия магматических масс, приподнимавших осадочные породы. Тогда же Дюбуа де Монпере более или менее правильно выделил толщу глинистых сланцев, слагающую основание Таврических гор, которую он отнес к нижней юре, залегающие выше песчаники — к средней юре, известняковую толщу, слагающую вершины гор, — к верхней юре. Правда, это было сделано без особых палеонтологических доказательств. Им же была выделена меловая система (которую он разделил на двенадцать ярусов) и третичные отложения. Немного позднее Оммер де Хелль нашел в районе Судака среднеюрских ископаемых, впервые доказав наличие в Крыму средней юры. Целый ряд важных для стратиграфии Крыма фактов был установлен работами В. Д. Соколова, Р. А. Пренделя, К. А. Милашевича, А. А. Штукенберга, Э. Фавра, Г. Д. Романовского и Н. А. Головкинского.

В. Д. Соколовым впервые точно установлен оксфордский возраст известняков района Судака и кратко охарактеризованы складки в юрских отложениях этого же района. Н. А. Головкинским впервые описаны резкие фациальные изменения среди юрских отложений и замещение глинистых пород конгломератами и известняками в окрестностях Балаклавы. И. Ф. Леваковским высказано мнение о складчатом строении Крымских гор. Г. Абигом даны впервые представления о строении Керченского полуострова. Г. Д. Романовский изучал геологию Крыма с целью выявления водных ресурсов для водоснабжения равнинной его части. По проекту Г. Д. Романовского была пробурена скважина (Айбарская) глубиной 796 м в районе с. Войково, которая долгое время

была самой глубокой у нас в стране. Г. Д. Романовский написал первый систематический очерк геологии Крыма.

Второй период — с конца XIX в. до Октябрьской революции — был периодом дальнейшего уточнения стратиграфии Крыма, изучения петрографии изверженных пород и тектоники. Особенно большую роль играли работы Н. И. Андрусова по стратиграфии неогеновых отложений Керченского полуострова, где им были установлены многие важнейшие подразделения неогена и сделаны выводы об условиях образования неогеновых осадков, особенно рифовых массивов. А. Е. Лагорио были изучены интрузивные породы Крыма и вулканические толщи Карадага. К. К. Фохтом была намечена стратиграфия нижне- и верхнетретичных отложений предгорного Крыма и выяснено наличие системы складок на Тарханкутском полуострове. А. Ф. Слудским, О. К. Ланге и Г. Ф. Мирчинком была уточнена стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений.

Большое значение имели работы по десятиверстной геологической съемке Крыма, организованной Геологическим комитетом и проводившейся с 1899 по 1912 г. К. К. Фохтом, А. А. Борисяком, В. М. Цебриковым, Н. А. Каракашем, Н. И. Андрусовым и др. Ими был уточнен возраст верхнеюрских и среднеюрских отложений, а Н. А. Каракашем при этом детально разработана стратиграфия нижнего мела юго-западной части Крыма.

К. К. Фохт установил, что Горный Крым имеет в основном складчатое строение. Он выявил наличие древнего антиклинального поднятия к юго-востоку от Симферополя, которое назвал «мезотаврическим кряжем», образовавшимся к началу верхней юры. Сбросам в Крыму К. К. Фохт придавал второстепенную роль, считая, что они лишь осложняют складчатые в основе структуры, сопровождающиеся кое-где шарьяжами. Наоборот, А. А. Борисяк приписывал весьма существенную роль в формировании структуры Горного Крыма разломам и, в частности, крупным сдвигам, рассекающим, по его мнению, общее сводообразное поднятие Горного Крыма от Балаклавы до Феодосии на ряд отдельных перемещенных глыб. Этот вывод для восточной части Горного Крыма вполне подтвердился последующими работами, которые не опровергли и общего представления о складчатом строении Горного Крыма.

К. К. Фохт, А. А. Борисяк и другие участники геологической съемки Крыма составили его первую геологическую карту, но не дали, за исключением самых общих выводов, характеристики его тектоники и истории развития. Лишь Н. И. Андрусов составил подробное описание тектоники Керченского полуострова.

Одновременно изучением изверженных пород Крыма занимались В. В. Аршинов, А. М. Зайцев, А. К. Мейстер, Д. И. Щербаков, П. Н. Чирвинский, а минералами изверженных пород — А. Е. Ферсман. Очень интересные исследования карста Крыма были проведены А. А. Крубером, который заложил этим основы целой отрасли науки — карстоведения. Гидрогеологией Крыма в это время занимались П. А. Двойченко и Н. В. Рухлов.

Следующий период изучения Крыма связан с развитием более детальных геологических исследований, покрывших всю площадь Крыма за годы после Октябрьской революции. Эти работы, производившиеся А. С. Моисеевым, Д. В. Соколовым, Г. Ф. Вебер, В. В. Меннером, В. Ф. Пчелинцевым, Г. Я. Крымгольцем, Г. А. Лычагиным, В. В. Поповым и многими другими, выполненные за годы перед Великой Отечественной войной, дают большой материал по стратиграфии и тектонике Крыма. Результаты многих из этих исследований опубликованы и являются исходными для понимания геологии отдельных районов Горного Крыма, его стратиграфии и тектоники.

Многими геологами были сделаны попытки обобщения геологических данных по значительным участкам Крыма. Следует при этом иметь в виду, что исследователи начала описываемого периода, в соответствии с господствовавшими в 20-х годах в геологии представлениями о большой роли крупных горизонтальных перемещений в земной коре, отводили этим перемещениям значительное место и в Горном Крыму. Так, Д. В. Соколов рисовал огромный надвиг титона на более молодые породы в восточном Крыму. А. С. Моисеев придавал горизонтальным перемещениям сильно преувеличенное значение. Чуть ли не все массивы верхнеюрских известняков Главной гряды он рисовал как перемещенные по колоссальным надвигам в виде сдвинутых покровов; при этом все стратиграфические несогласия принимал за тектонические. Преувеличенное значение в Горном Крыму придавал он и крутым разломам, рисуя несуществующие многочисленные надвиговые чешуи.

Стратиграфия осадочных толщ, участвующих в строении Крымского полуострова, была обоснована огромным палеонтологическим материалом. Пермские и каменноугольные отложения Крыма детально описаны О. Г. Туманской и А. Д. Миклухо-Маклаем, стратиграфия триаса — А. С. Моисеевым. В деле разработки стратиграфии юры основными являются работы А. С. Моисеева, В. Ф. Пчелинцева, Г. Я. Крымгольца, Д. В. Соколова и Д. П. Стремоухова. Среднеюрским вулканическим породам Карадага посвящены работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой. Г. Ф. Вебер были внесены новые данные в схему строения нижнемеловых отложений, построенную Н. И. Каракашем, и разработана заново стратиграфия нижнего мела восточной части Горного Крыма.

Г. Ф. Вебер, В. С. Малышевой и О. Ф. Нейман разработана обоснованная фауной схема стратиграфического расчленения верхнего мела с разделением его на ярусы. Стратиграфии палеогена Крыма посвящены работы З. Л. Маймин и Р. Б. Самойловой; стратиграфии неогена — многочисленные работы ряда исследователей, а также превосходная сводка Б. П. Жижченко, В. П. Колесникова и А. Г. Эберзина. Четвертичным отложениям и геоморфологии Крыма посвящены работы Б. Ф. Добрынина, Н. И. Николаева, А. И. Дзенс-Литовского. А. С. Моисеевым, В. В. Меннером и мной были написаны первые очерки тектонического строения Крыма.

Большие работы проводились по изучению подземных вод Крыма, главным образом в равнинной и предгорной части. На Южном берегу велись гидрогеологические и инженерно-геологические работы. Итоги этих работ опубликованы в многочисленных статьях и книгах, из которых наиболее важны работы В. Ф. Пчелинцева и Н. Ф. Погребова и А. П. Нифонтова.

Петрографии Крыма посвящена сводка В. И. Лучицкого; интрузивным массивам — работы В. Н. Павлинова, минералогии Крыма — сводка С. П. Попова. Мной несколько позже была составлена сводка по стратиграфии и тектонике Крыма на основе данных геологических исследований предвоенных лет и первых лет, прошедших после войны.

После Великой Отечественной войны геологические исследования очень широко развернулись на территории Крыма. Вся его площадь была покрыта новыми геологическими съемками и были выполнены большие работы по изучению его полезных ископаемых и подземных вод.

В работах по составлению геологических карт принимали участие геологи треста «Крымнефтегазразведка» Г. А. Лычагин, А. А. Балакина, Е. А. Ильченко и Московского геологоразведочного института И. В. Архипов, В. И. Бабак, В. В. Бобылев, Д. С. Кизевальтер, Г. И. Немков, Е. А. Успенская, В. М. Цейслер, М. В. Муратов.

Очень большие работы проводились трестом «Крымнефтегазразвед-

ка» как по изучению отдельных участков предгорного и равнинного Крыма и Керченского полуострова, так и по бурению на них колонковых и глубоких разведочных скважин. Эти работы привели к выявлению в равнинном и предгорном Крыму и Керченском полуострове ряда антиклинальных поднятий, перспективных в отношении бурения на нефть и газ. В результате бурения был вскрыт ряд горизонтов с проявлениями нефти и газа. Кроме того, бурением во многих местах равнинного Крыма была пройдена вся толща осадочного чехла и вскрыт палеозойский складчатый фундамент.

Одновременно большие работы по изучению нефтегазоносности Крыма проводились научно-исследовательскими институтами УкрНИГРИ и ВНИГНИ, ВНИИГАЗ и др. В этих работах принимали участие: Н. И. Черняк, Г. Х. Дикенштейн, М. С. Бурштар, А. Е. Камеицкий и др.

Значительные исследования проводились также по изучению подземных вод Крыма. Они велись в основном Крымской комплексной экспедицией Министерства геологии УССР. Систематические исследования по изучению водных ресурсов Крыма осуществлялись под руководством Е. А. Ришес. Изучением минеральных вод Крыма занимались С. В. Альбов и М. М. Фомичев.

В связи с проблемой водоснабжения Южного берега, а также строительством новых санаториев и курортов и необходимостью борьбы с оползнями проводились работы Всесоюзным институтом гидрогеологии и инженерной геологии (М. В. Чуринов, И. М. Ципина и В. П. Лазарева), а также Московским геологоразведочным институтом (Г. С. Золотарев, И. В. Попов, В. Г. Шипулина и М. В. Муратов и позднее С. В. Дроздов, Е. И. Дрюк и др.).

Эти работы дали много новых данных для уточнения геологии Южного берега.

В последние годы такого же рода работы систематически ведутся Ялтинской оползневой и гидрогеологической станцией Министерства геологии УССР.

Много нового дали поисково-разведочные работы по изучению проявлений киноварного оруденения, разведка железных руд на Керченском полуострове и месторождений строительных материалов и глин.

Большую роль для понимания геологического строения Крыма и освоения его полезных ископаемых играют научно-исследовательские работы последних лет. Они во многом уточнили и детализировали стратиграфию осадочных толщ и их литологию. Стратиграфию палеозойских образований фундамента равнинного Крыма изучала Н. И. Черняк, а глыбы и гальки палеозойских известняков — А. Д. Миклухо-Маклай и Т. И. Добровольская. Стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений и их литологии посвящены работы Л. Б. Васильевой, М. В. Муратова, Н. В. Логвиненко, Г. В. Карповой и Д. П. Шапошниковой, А. И. Шалимова, В. П. Казаковой, Б. П. Бархатова, Г. Я. Крымгольца, А. С. Дагиса и В. Н. Шванова. Стратиграфию средней юры значительно уточнили работы Н. В. Безносова, В. В. Бобылева, О. В. Снегиревой. Литологии и стратиграфии верхней юры посвящены работы И. В. Архипова, В. П. Макридина, Е. В. Краснова, Н. П. Кянсеп, Г. А. Лычагина, Н. К. Овечкина, В. Ф. Пчелинцева, а литологии — М. В. Михайловой. Много нового вносят многолетние исследования Е. А. Успенской. Стратиграфия нижнего мела значительно уточнена работами В. В. Друщица, М. С. Эристави, Г. А. Лычагина, В. М. Цейслера, Б. Г. Янина, Н. И. Лысенко, А. А. Шаля и др. Стратиграфия верхнего мела существенно уточнилась после работ Б. М. Келлера, Д. П. Найдина, Н. И. Маслаковой. По палеогену ряд работ опубликовали: В. К. Василенко, Л. М. Голубничая, М. Е. Зубкович, Е. К. Шуцкая, З. Л. Маймин, В. Г. Морозова, Г. И. Немков и Н. Н. Бархатова. Г. И. Немковым и М. В. Муратовым

предложена новая схема ярусного деления палеогена, которая находит все более широкое применение.

Стратиграфии неогена посвящены исследования Р. Л. Мерклина, Г. И. Молявко, Г. А. Лычагина, А. Е. Каменецкого, М. В. Муратова. Четвертичные отложения Крыма и берегов Черного моря изучались А. Ф. Слудским, Е. В. Львовой, В. И. Бабаком, М. В. Муратовым, Г. И. Горецким, Г. И. Поповым, П. В. Федоровым и Л. А. Невесковой, а также В. П. Зенковичем (по изучению берегов). Эти данные позволяют дать сейчас достаточно обоснованную схему стратиграфии четвертичных отложений Крыма. Изверженные породы Крыма и, в частности Карадага, в течение ряда последних лет изучались В. И. Лебединским и С. М. Кравченко, а также А. И. Шалимовым.

Вопросам тектоники и геологического развития Крыма посвящены работы Г. Х. Дикенштейна, Б. Г. Бондарчука, А. Е. Каменецкого, Н. И. Черняк, Г. А. Лычагина, Д. С. Кизевальтера и М. В. Муратова.

Геоморфологию и неотектонику изучал В. И. Бабак. Большие работы по изучению карста Крыма проводил Крымский институт минеральных ресурсов. При этом С. А. Ковалевским, Н. В. Леончевой и Т. И. Устиновой было детально исследовано строение поверхности крымских нагорий, как области проявления карстовых процессов. Б. Н. Иванов с группой сотрудников изучал внутренность карстовых пещер. Эти работы привели к интересному открытию глубоких карстовых полостей на значительных глубинах от поверхности нагорий, в которые им удалось проникнуть. Д. С. Соколовым на материале крымского карста сделан в его обобщающей работе по условиям развития карста ряд важных выводов.

Железные руды Керченского полуострова и условия их образования изучались В. Ф. Малаховским и, независимо от него, А. У. Литвиненко. Важные работы по вещественному составу керченских руд проводились при участии и под руководством Ю. Ю. Юрка в Крымском институте минеральных ресурсов. Химическое сырье крымских соляных озер и Сиваша исследовал А. М. Понизовский.

Широкий размах в последние годы получили в Крыму также геофизические исследования, которые привели к выводу о наличии положительной гравитационной аномалии под горной частью Крыма; такого рода аномалии не свойственны другим складчатым горным сооружениям, и они требуют своего объяснения.

Сейсмические исследования и магнитометрические наблюдения выявили ряд поперечных и косых разломов, секущих земную кору на глубине под Крымским полуостровом. Кроме того, они, а также электро-разведочные работы позволили понять многие особенности тектоники равнинного Крыма и выявить местные поднятия, интересные для постановки поискового бурения на нефть и газ. Результаты этих работ опубликованы Б. Л. Гуревичем, М. В. Чирвинской, С. И. Субботиным, В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым, И. А. Гаркаленко, Н. В. Тесленко, В. В. Нечаевым, В. Г. Бондарчуком и др.

Сейсмические исследования в прилегающей к Крыму части Черного моря привели к установлению отсутствия под дном центральной части Черноморской котловины гранито-гнейсового слоя земной коры и к выводу о сходстве строения коры здесь с корой океанических впадин. Это впервые было установлено Ю. П. Непрочновым, затем подтверждено исследованиями С. И. Субботина, Т. С. Лебедева и К. В. Болюбах и др. Изучение сейсмичности Крыма и Черного моря и очагов землетрясений было выполнено А. Я. Левицкой и Г. П. Горшковым и позднее А. Я. Левицкой. Результаты многих из этих работ суммированы в томе VIII «Геологии СССР».

Все эти работы позволяют по-новому осветить многие черты геологического строения Крыма и разрешают различные вопросы, которые

еще недавно были совсем неясны. Вместе с тем, несмотря на весьма детальную изученность геологии Крыма, остается еще много нерешенных проблем, относящихся к его стратиграфии, тектонике, литологии, геоморфологии; недостаточно выяснены также ресурсы подземных вод и полезных ископаемых территорий.

СТРАТИГРАФИЯ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В строении Крымского полуострова принимают участие горные породы докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Докембрийские и палеозойские породы, не обнажающиеся на поверхности полуострова, слагают древнее складчатое основание, погруженное под более молодые складчатые структуры горного Крыма и образующее фундамент равнинной части полуострова.

В строении складчатых структур Горного Крыма и Керченского полуострова основную роль играют триасовые, юрские, меловые и палеогеновые отложения. Присутствуют также изверженные породы юрского и триасового возраста. В строении складок Керченского полуострова участвуют также неогеновые слои. В строении осадочного чехла равнинного Крыма, осложненного разломами и отдельными пологими складками, а также северных склонов и предгорий Крымских гор и Керченского полуострова участвуют юрские, нижнемеловые, верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые отложения. Последние наряду с четвертичными играют главную роль в строении поверхностных частей степного Крыма и Керченского полуострова. Четвертичные отложения также широко развиты и в горной части Крыма.

Общая последовательность осадочных толщ и их характеристика приведены в табл. 1.

Основание осадочного комплекса Горного и равнинного Крыма — складчатые метаморфизованные толщи палеозоя и докембрия, прорванные различными интрузиями изверженных пород и перекрытые местами чехлом средне- и верхнекаменноугольных и пермских известняков и пород нижнего и среднего триаса.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

За последние годы в равнинной части Крыма были пробурены многочисленные буровые скважины, прошедшие всю толщу осадочного чехла и вскрывшие породы складчатого основания. В отдельных случаях последние были пройдены на глубину в несколько десятков и даже сотен метров (скв. 2-Р севернее с. Глубокого в интервале от 1769 до 1859 м, скв. 6-Р в районе Нижнегорска в интервале 2750—3207 м).

Вскрытые скважинами породы складчатого основания были изучены и описаны многочисленными исследователями (Г. А. Лычагин, М. С. Бурштар, А. Е. Каменецкий, Н. И. Черняк, М. В. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный и др.), что позволило составить представление о характере пород, слагающих это основание на значительной территории. Кроме того, за последние годы накопилось много данных о палеозойских и докембрийских породах, распространенных в виде глыб и галек среди глинистых и конгломератовых толщ триаса, юры и нижнего мела Горного Крыма (В. И. Лебединский, Т. И. Добровольская, О. В. Снегирева, Ю. Ю. Юрк и др.).

Все эти данные позволяют сейчас наметить общие черты распространения в пределах складчатого основания Крыма пород различного состава и возраста.

Сводная стратиграфическая таблица отложений, слагающих Крымский полуостров

Система	Отдел	Подотдел	Ярус, серия	Слой, свита, горизонт, подъярус	Состав отложений и перерывы в отложении осадков		
Четвертичная	Современный			Древнечерноморские слои	Садовая терраса Древнечерноморская терраса		
	Верхний			Карангатские слои	Глубокий размыв Судакские суглинки, аллювий III террасы		
	Средний			Узунларские слои, древнеэвксинские слои	Глубокий размыв Манжильские суглинки, аллювий IV террасы		
	Нижний			Чаудинские слои	Размыв Суглинки и галечники V Булганакской террасы		
Неоген	Плиоцен	Верхний	Апшеронский Акчагыльский Куюльницкий	Гурийские слои Таманские слои	Галечники VI Кизилджарской террасы Пески и глины на Керченском полуострове и в Присивашье; глины светло-желтые и пески		
				Средний	Киммерийский	Пантикапейский горизонт	Пески, глины, бурые железняки, железистые ракушечники; красно-бурые глины, красно-желтые глыбовые брекчии; желтые алевролиты с почвами-красноземами
						Рудный горизонт, таврская свита, массандровская свита	
	Нижний	Понтический	Босфорский подъярус Новороссийский подъярус	Регрессия, размыв Глины, бурые ракушечные известняки, песчаники			
Миоцен	Верхний		Мэотический	Верхний (тмутараканский) Средний (багеровский) Нижний (капканский)	Перерыв Пески, глины, ракушечные и мшанковые известняки		
				Сарматский	Верхний	Перерыв Мелководные фации известняков, песчаных известняков и фации глубоководных глин и мергелей	
					Средний	Известняки-ракушечники и глубоководные глины	

Система	Отдел	Подотдел	Ярус, серия	Слой, свита, горизонт, подъярус	Состав отложений и перемены в отложении осадков		
Неоген	Миоцен		Сарматский	Нижний	Глины и пески		
		Средний	Конкский	Верхние слои Нижние слои	Фация прибрежных песков и известняков и фация более глубоководных глин		
			Караганский	Верхние слои Нижние слои			
			Чокракский				
				Тарханский			Глины с прослоями известняков
		Нижний	Верхняя часть майкопской серии	Королёвский горизонт	Размыв Темно-серые, местами алевритистые глины		
				Батисифоновый горизонт	Темно-серые известковистые глины		
Палеоген	Олигоцен	Верхний	Средняя часть майкопской серии	Верхнекерелеутский	Глины серые, местами с прослоями и линзами песка		
				Нижнекерелеутский	Глины, местами с прослойками песка и сидерита		
		Нижний	Нижняя часть майкопской серии	Остракодовый	Темно-серые известковистые глины		
				Планорбелловый	Неизвестковистые глины, переслаивание глин и песчаников		
Палеоген	Эоцен	Верхний	Альминский		Глинистые мергели		
			Бодракский	Кумский Керестинский Куберлинский	Коричневые мергели Мелоподобные известняки и мергели		
		Средний	Симферопольский		Нуммулитовые известняки		
		Нижний	Бахчисарайский		Зеленые глины с прослоями известняков		
	Палеоцен	Верхний	Качинский		Размыв Голубоватые мергели, песчаные мергели		
		Нижний	Инкерманский		Размыв Крепкие известняки		
Меловая	Верхний		Датский		Крепкие известняки, мшанковые известняки и мергели		

Система	Отдел	Подотдел	Ярус, серия	Слой, свита, горизонт, подъярус	Состав отложений и перемены в отложении осадков
Меловая	Верхний		Маастрихтский	Верхний	Песчаники глауконитовые и песчанистые мергели
				Нижний	Мергели
			Кампанский	Верхний	Мергели
				Нижний	Мергели
			Сантонский	Верхний	Мергели
				Нижний	Мергели
			Коньякский		Размыв Известняки, мергели с кремнями
			Туронский	Верхний	Известняки, мергели с кремнями
				Нижний	Мергели с кремнями
			Сеноманский	Верхний	Мергели и глауконитовые глины
				Нижний	
			Нижний		Альбский
	Средний	Размыв Глинистые породы			
	Нижний	Глинистые и флишеподобные толщи			
	Аптский				Глинистая толща верхнего баррема — апта с конгломератами в основании
	Барремский	Верхний			
		Нижний			Размыв Трансгрессивно залегающие слои верхнего готерива — нижнего баррема. Известковистые песчаники, песчаники
	Готеривский	Верхний	Известковистые песчаники (мазанская свита), песчаники, конгломераты, пески, глины		
Нижний		Размыв Глины с прослоями песчаников			
Валанжинский	Верхний	Песчанистые мергели и известняки мелководных фаций			
	Средний	Глины и глины с прослоями песчаников и конгломератов; глубоководная фация			

Система	Отдел	Подотдел	Ярус, серия	Слой, свита, горизонт, подъярус	Состав отложений и перемены в отложениях осадков			
Меловая	Нижний		Валанжинский	Нижний (берриас)	Песчаники, мергели и глины с прослоями песчаников и известняков			
					Титонский		Пестроцветные и красные известняки, песчаники, брекчии	
							Пелитоморфные известняки, мергели (айпетринская свита)	
							Песчанистые известняки, слоистые известняки	
					Кимериджский		Верхний	Размыв
							Нижний	Тонкослоистые известняки, глинистые известняки, мергели, глины с сидеритом
					Оксфордский		Верхний (лузитанский подъярус)	Слоистые и массивные известняки, мергели, конгломераты, песчаники
							Нижний	Известняки, алевролитовые глины, коралловые биогермы, конгломераты, песчаники, рифовые известняки Алчака
					Келловейский		Верхний	Яньшарский горизонт, глины, конгломераты, песчаники. Туфобрекчии и андезиты Карадага
							Средний	Размыв Песчаники, органогенные известняки и глины с мергельными конкрециями
Нижний	Глины с сидеритами и песчаники Перчема, туфы и туфобрекчии Карадага							
Средний		Батский	Верхний	Трансгрессивно залегающая толща глин с сидеритами и с песчаниками в основании				
			Нижний	Размыв Глины с прослоями песчаников флишoidного типа				

830

Юрская



Система	Отдел	Подотдел	Ярус, серия	Слой, свита, горизонт, подъярус	Состав отложений и перемены в отложении осадков
Юрская	Средний		Байосский	Верхний	Спилито-кератофировые и туфолаговые толщи типа Карадага. Глины с сидеритами и песчаниками
				Нижний	
			Ааленский	Верхний	Бешуйская свита: песчаники, глины с углем, алевролиты Размыв и несогласие
				Нижний	
	Нижний	Верхний лейас	Верхняя часть таврической серии	Верхнетаврическая свита	Эскиординская толща: песчаники с глыбами более древних известняков — чередование песчаников и аргиллитов
		Нижний — средний лейас			
Нижний лейас		Чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников (флиш)			
Триасовая	Верхний		Нижняя часть таврической серии	Нижнетаврическая свита	Верхняя подсвита: флиш, местами туфолаговые породы (спилиты, диабазы)
	Средний				Нижняя подсвита: чередование аргиллитов и песчаников (флиш)

Большинство скважин, вскрывших складчатое основание равнинного Крыма, расположены к северо-востоку от Симферополя, близ сел Зуи и Нижнегорска, северо-восточнее Евпатории, близ Новоселовки, в пределах Новоселовского поднятия и в других местах. Видимо, наиболее древние породы вскрыты скважинами в районе Зуи. Они залегают здесь на сравнительно небольшой глубине от поверхности (215—370 м) и представлены хлорит-кварц-карбонатными, мусковит-кварцевыми и тальк-хлоритовыми сланцами. По возрасту это скорее всего позднедокембрийские породы.

Несколько другие метаморфические породы вскрыты скважиной (на глубине 2750—3200 м), севернее, в районе Нижнегорска, в пределах Новоцарицынского поднятия. Здесь, на основе изучения шлифов, А. А. Савицкой описаны альбит-хлоритовые, хлорит-актинолит-серицитовые, кварц-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы. Среди них скважина прошла габбро-диабазовое интрузивное тело. Эти породы сходны с зелеными сланцами Южной Добруджи и на этом основании могут быть условно отнесены к верхнему докембрию. Такие же зеленые сланцы вскрыты в последние годы северо-восточнее Нижнегорска, у устья р. Салгир на глубине 2380 м.

Среднеюрские конгломераты битакской свиты близ Симферополя содержат, по данным Т. И. Добровольской и О. В. Снегиревой, многочисленную гальку кварц-серицитовых, кварц-хлорит-мусковитовых и других сланцев. Готерив-барремские конгломераты района Белогорска содержат гальку из хлорит-серицитовых сланцев и кварцитов и иногда

целые глыбы этих пород. Такие же гальки очень обильны и в нижнемеловых конгломератах района Старого Крыма. Эти гальки похожи по составу на породы, вскрытые скважинами в районе Зуи, и, можно думать, происходят за счет размыва докембрийских пород, слагающих основание прилегающей части равнинного Крыма.

Зеленые сланцы района с. Нижнегорска принадлежат, возможно, к более древним породам. Они характеризуются наиболее сильно выраженным метаморфизмом. Сложенные ими структурные элементы фундамента в районе Новоцарицынского выступа обладают, по геофизическим данным, северо-восточным простиранием, чем отличаются от основания Симферопольского выступа (район Зуи), где простирание северо-западное и почти широтное.

Таким образом, сейчас есть данные считать, что складчатое основание южной части Симферопольского выступа и Новоцарицынского поднятия вплоть до устья Салгира сложено верхнедокембрийскими породами и должно быть, аналогично Южной Добрудже, отнесено по времени формирования к байкальским складчатым структурам. Такой же возраст складчатого основания всей восточной части предгорий — от Симферополя до района Старого Крыма — подтверждается составом галек в конгломератах юры и нижнего мела.

Совершенно другой, значительно более молодой комплекс сероцветных терригенных и карбонатных, а также магматических пород был вскрыт многими скважинами в пределах Новоселовского поднятия и на северных склонах Симферопольского выступа. В этом комплексе присутствует несколько литологически различных толщ. По-видимому, наиболее древняя толща аспидных сланцев сложена темно-серыми, почти черными, зачастую пльчатými углисто-серицит-кварц-мусковитовыми и стальными-серыми кварц-слюдистыми сланцами с прослоями зеленых эпидот-хлоритовых и хлорит-слюдистых сланцев (Новоселовская скв. 3). Такая же толща аспидных сланцев образует нижнюю часть разреза Красновской скв. 1 (интервал 1920—3020 м), весь разрез домеловых отложений мощностью 1200 м у с. Мельничного (северо-восточный склон Симферопольского поднятия) и, по-видимому, низы разрезов, вскрытых Новоселовскими скважинами 3 и 9.

В разрезах скважин Красновской 1, Новоселовских 1 и 3, согласно данным В. Г. Бондаренко и Л. Г. Плахотного, выше толщи аспидных сланцев выделяется тонкослоистая толща, состоящая из ритмичного переслаивания мелкозернистых серых известняков и кварц-слюдисто-карбонатно-углистых сланцев. У с. Тарасовки (скв. 1 и скв. 5) эта флишеподобная толща слагает весь вскрытый домеловой разрез мощностью 700 м.

Выше тонкослоистой толщи в Новоселовских скважинах 1 и 3 залегает толща полимиктовых разнозернистых песчаников, углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаных зеленовато-серых и серых известняков и с прослоями в нижней части конгломерато-брекчий. Обломки и галька последних представлены псевдооолитовыми известняками и карбонатно-кремнистыми породами. Среди последней толщи встречаются многочисленные интрузивные тела (дайки и силлы) основного и среднего состава: кварцевых диабазов и габбро-диабазов, микродиоритов, кварцевых порфиритов и др.

Перекрываются метаморфические породы в Новоселовских скважинах 1 и 3 маломощной пачкой слабо измененных терригенных пород, относимых большинством исследователей к юре.

Наконец, в разрезе Красновской скв. 1 толща переслаивания глинисто-песчано-карбонатных пород отсутствует и здесь на глинисто-карбонатную флишеидную толщу налегает толща эффузивов, представленных андезитовыми порфиритами и кварцевыми порфирами мощностью до 300 м.

В породах нижней толщи аспидных сланцев из Новоселовской скв. 3 (интервал 2348—2464 м) М. В. Жарковой определены споры *Trilobozonotriletes* sp., *Leiotriletes* sp., *Euryzonotriletes* sp., на основании присутствия которых эти породы были отнесены М. С. Бурштаром к карбону. Органические остатки — пыльца древних хвойных и споры высших растений из группы *Zonotriletes* — обнаружены также в сланцах из интервалов 741—746 м Красновской скв. 3. По заключению Е. М. Андреевой, они напоминают споры и пыльцу из отложений нижнего — среднего карбона Кузнецкого бассейна и Казахстана.

Описанный комплекс сероцветных метаморфических и эффузивных пород равнинного Крыма литологически весьма сходен с палеозойскими образованиями, вскрытыми в Предкавказье (Песчанокопская, Ипатовская и другие скважины). Из прослоев известняков среди терригенных пород из Песчанокопской скв. 1 Н. Ю. Редичкиным была определена фауна фораминифер, позволяющая отнести их к нижнему карбону (турне — визе).

Эти данные свидетельствуют о том, что по возрасту толщи аспидных сланцев и тонкого переслаивания терригенно-карбонатных пород разрезов Новоселовских и Красновских скважин скорее всего относятся к нижнему, а может быть к среднему карбону. Верхняя толща переслаивания глинисто-песчано-карбонатных пород в разрезах скважин Новоселовских 1, 3 и Тарасовских 1, 5, по-видимому, также должна быть отнесена к карбону.

В пределах Новоселовского поднятия присутствуют и более сильно метаморфизованные зеленокаменные породы, вскрытые скв. 2 у с. Елизаветинки. Наблюдаемые в них реликтовые порфиристая и призматическая структуры позволяют предполагать, что зеленые актинолит-эпидотовые сланцы этого разреза образовались большей частью за счет метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. Подстилаются эти образования зеленовато-серыми и серыми хлорит-карбонатными, углисто-карбонат-кварцевыми, кварц-мусковит-талковыми сланцами и известняками.

Зеленокаменные породы района с. Елизаветинки относятся скорее всего к среднему палеозою (девон — нижний карбон?). В пользу этого свидетельствует более слабый, чем в разрезе Нижнегорской скважины, метаморфизм зеленых сланцев, а также наличие прослоев углисто-карбонат-кварцевых сланцев, характерных для нижнекаменноугольных отложений, вскрытых южнее и восточнее с. Елизаветинки. Вместе с тем, конечно, не исключена возможность более древнего возраста этих сланцев (нижний палеозой). Первично магматический состав зеленых сланцев позволяет рассматривать их в качестве образований начальной стадии развития палеозойского геосинклинального прогиба.

В нескольких пунктах равнинного Крыма под нижним мелом вскрыты породы, которые могут быть отнесены к палеозойскому комплексу с меньшей уверенностью — на основании редких находок органических остатков и петрографических особенностей отложений.

Севернее г. Евпатории, в западной части Новоселовского поднятия, близ с. Крыловки, пройдена мощная толща (около 600 м) своеобразных светло- и розовато-серых массивных окварцованных песчаников, ниже которой вскрыты брекчиевидные хлоритизированные зеленые аргиллиты, палеотипные андезито-базальты, андезитовые порфириты и туфы. Эффузивная толща залегает под углами 45—50°. Возраст ее не установлен, однако судя по условиям залегания, она скорее всего является палеозойской и связана с начальным вулканизмом геосинклинали.

Вероятно, к палеозою относится и толща довольно сильно дислоцированных карбонатных пород, вскрытых в фундаменте Березовского поднятия, севернее Новоселовского выступа, в районе с. Березовки. В скважинах 2 и 3 они представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми

кварц-карбонат-сланцевыми сланцами и доломитами мощностью более 120 м, а в скв. 1 — доломитами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами на карбонатном цементе. Ниже последних в скв. 1 встречены кварцевый диабаз и темно-серый карбонат-мусковитовый сланец.

Южнее Новоселовского поднятия, в пределах центральной части Альминской впадины, под меловыми отложениями у с. Николаевки скважиной в 1966 г. пройдена толща терригенных пород мощностью свыше 2000 м, представленных глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами.

В нижней части разреза выделяется пачка серых мелко- и среднезернистых окварцованных песчаников, чередующихся с подчиненными прослоями глинистых сланцев (мощность 100 м). Верхняя часть разреза сложена в основном глинистыми сланцами и слабо известковистыми аргиллитами, чередующимися с тонкими (несколько сантиметров) прослоями песчаников. Породы слабо изменены — стадия раннего метатектонизма. Углы падения по керну колеблются от 10—15 до 40—70°, возрастая с глубиной.

Из интервала 3190—3195 м Николаевской скважины Е. М. Андреевой определены споры и пыльца растений: *Trachytriletes minutus* Isch., *Leiotriletes pulvigerus* Isch., *L. ficilis* Isch., *Podocarpites* sp. По ее заключению этот комплекс растительных остатков характеризует возраст пород как поздний палеозой. Литологически сходные породы вскрыты у с. Найденовки, между Симферопольским и Новоселовским поднятиями.

Слабо метаморфизованные глинистые сланцы стально-серого цвета вскрыты также в пределах северо-западных склонов Симферопольского выступа у с. Гвардейского. Эти породы залегают почти вертикально. Возраст их условно определяется как палеозойский.

В южной части Тарханкутского полуострова, в районе сел Октябрьского и Громово, в пределах брахиантиклиналей, осложняющих строение Тарханкутского вала, многими скважинами под нижним мелом вскрыта толща сланцев, состоящая из чередования углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями полимиктовых песчаников. По данным В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотного и Н. И. Черняк, среди них есть редкие прослои измененных порфиритов. Некоторые разности сланцев (Западно-Октябрьское поднятие, скв. 35) очень сходны с однотипными породами Николаевского разреза. Отложения сравнительно слабо изменены процессами динамометаморфизма (катаклаз, окварцевание и частичная перекристаллизация цемента). Углы падения по керну колеблются от 10—30 до 50—60°. Мощность прослоев песчаников, играющих значительную роль в разрезе, достигает нескольких десятков метров.

Толща пронизана маломощными дайками и силлами основного и среднего состава. В районе с. Октябрьского породы ороговикованы, что, вероятно, вызвано воздействием интрузивных тел кислого состава. По видимому, одно из таких тел вскрыто под нижним мелом несколько западнее, у с. Мелового. Породы интрузивного тела представлены светло-зеленовато-серыми гранодиоритами, очень сходными с верхнепалеозойскими гранодиоритами Ширванской площади в Западной Предкавказье. На присутствие гранитоидов в составе складчатого основания равнинного Крыма указывают также находки гранитных галек в конгломератах юры и мела.

Согласно данным Э. А. Новикова, радиометрический возраст песчаников из скважины Октябрьской 1 (интервал 2780—2784 м) составляет 186 млн. лет, что отвечает ранней юре, изверженных пород из скв. 2 (интервал 2939—2942 м) — 158 млн. лет (средняя юра), а кордиерит-кварц-сланцев из скв. 4 (интервал 2654—2656 м) — 153 млн. лет.

Приведенные данные, однако, не могут считаться решающими для установления возраста пород. Нельзя не учитывать того, что известные в пределах основания Скифской плиты гранитные интрузии, как правило, не поднимаются в возрастном отношении выше палеозоя. Поэтому, возможно, что рассматриваемый терригенный комплекс пород скорее относится к верхнему палеозою. Следует, кроме того, отметить, что описанные образования литологически однотипны с породами Николаевского разреза и отличаются от них лишь наличием интрузий и характером вторичных преобразований.

В Северном Присивашье у с. Балашовки под нижним мелом вскрыта толща интенсивно ороговикованных пород. Скважина 5 прошла 350 м по ороговикованным аргиллитам (узловатым сланцам) и песчаникам, превращенным процессами контактного метаморфизма в кордиерит-слюдисто-амфиболовые роговики (глубина 2960 м). Породы залегают под углом 30—60°. Возраст их скорее всего позднепалеозойский.

В пределах западного погружения Азовского вала у с. Стрелковое под нижним мелом вскрыты андезитовые порфириды и габбро-порфириды мощностью свыше 200 м, ороговикованные в верхней части толщи. Эти эффузивные породы могут быть отнесены предположительно к палеозойским.

Что касается толщи андезитовых порфиритов, вскрытых у с. Красновки, включающих пачки кварцевых порфиров, то они, вероятно, являются более молодыми. Наличие среди них прослоев глинистых сланцев и известняков таких же, как и в подстилающей сланцево-карбонатной толще, относимой предположительно к карбону, позволяет считать их позднепалеозойскими. Однако не исключено, что они могут оказаться и более молодыми — раннемезозойскими.

Все выявленные скважинами породы палеозоя, а также относимые к палеозою предположительно, распространены, как видно, в пределах Тарханкутского вала, Новоселовского поднятия, склонов Симферопольского поднятия, северной части Альминской впадины и, наконец, в пределах Северного Присивашья. Область их распространения занимает, следовательно, в целом значительную северную часть равнинного Крыма. По общему характеру пород и их невысокому метаморфизму комплекс их напоминает палеозойские породы, вскрытые скважинами в Северном Предкавказье. Похожи они и на серию палеозойских пород Добруджи. В частности, породы центральной части Новоселовского поднятия сходны с карапелитовой свитой, которая состоит из чередования граувакковых песчаников и глинистых пород, и относится сейчас румынскими геологами к нижнему карбону. Ее сравнивают с кульмом Западной Европы.

Совершенно иной обособленный комплекс образуют карбонатные породы, пройденные несколькими скважинами в районе г. Евпатории. Здесь, на юго-западном склоне Новоселовского поднятия, вскрыта толща массивных, иногда оолитовых, интенсивно брекчированных, метаморфизованных и доломитизированных известняков светло-серой, красноватой, красно-бурой и темно-серой окраски, мощностью свыше 250 м, которые условно относились к перми или триасу. При тщательном изучении известняков (скв. 10, глубина 1065, 1190 м) в них обнаружена фауна плохой сохранности. Органические остатки представлены раковинами остракод, обломками криноидей, серпулами, багряными водорослями. Из фораминифер Я. И. Коломиец здесь определены: *Dentalina* sp., *Nodosaria* cf. *armeniensis* Ef., *Pararobuloides* sp., *Gloiospira* cf. *borealis* Reitl., *Ammodiscus* sp. Наличие в известняках *Pararobuloides* sp., *Nodosaria* cf. *armeniensis* Ef. позволяет, по ее заключению, довольно условно относить вмещающие породы к поздней перми, однако не исключен и триасовый возраст этих известняков.

Находки переотложенной раннепермской фауны в баррем-аптских известняках в районе с. Октябрьского на Тарханкутском полуострове свидетельствуют о возможном развитии подобных пород также на северных склонах Новоселовского поднятия.

Наряду с этими предположительно пермскими или триасовыми известняками, в недрах Альминской впадины под толщей меловых и, может быть, юрских отложений, вероятно, присутствуют и настоящие пермские и намюрско-среднекаменноугольные известняки. О том, что эти породы пользовались здесь в геологическом прошлом широким распространением, свидетельствуют крупные глыбы, включенные в глинистые толщи нижней юры в северо-западной части Крымских гор, а также гальки и глыбы карбонатных пород среди лейасовых, среднеюрских и нижнемеловых конгломератов.

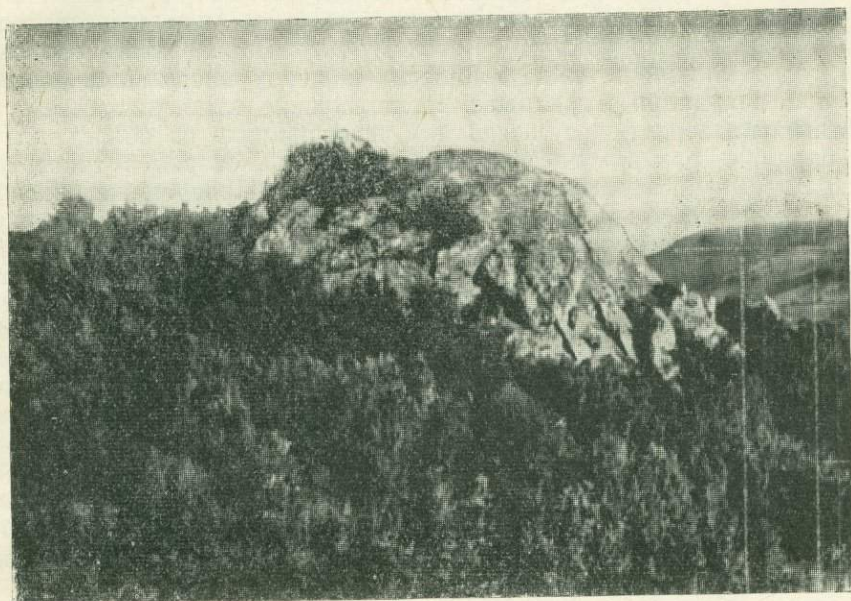


Рис. 2. Глыба известняков карбона у с. Трудолюбовки на р. Бодраке

Наиболее крупные глыбы присутствуют в таврической серии близ северо-западного края области ее выходов, в районе Симферополя, долины Бодрака, Альмы и Марты. Они приурочены к определенному горизонту среднего лейаса, выделенному А. И. Шалимовым.

Глыбы известняков вследствие их большой крепости и устойчивости против выветривания по сравнению с глинами выступают в виде скалистых утесов, возвышаясь среди сглаженных склонов. Изучение разнообразной фауны различными исследователями показало, что отдельные глыбы имеют разный возраст. Так, большая глыба (25 м в поперечнике) у с. Трудолюбовки (рис. 2) по фауне фораминифер, согласно данным А. Д. Миклухо-Маклая, относится к верхам раннего карбона (намюрский ярус) или низам среднего карбона. Самая большая глыба (до 90 м в длину), находящаяся на правом берегу Симферопольского водохранилища, содержит, согласно определениям О. Г. Туманской и А. Д. Миклухо-Маклая, фауну поздней перми. Многочисленные более мелкие глыбы известняков, рассеянные между с. Лозовое и с. Марьино, содержат фауну среднего карбона, ранней и поздней перми. В долине Малого Салгира и на Альме известны также глыбы нижне- и верхнепермских известняков. Глыбы и обломки известняков в долине Альмы, близ с. Дровянки, по данным А. С. Моисеева, содержат

ранне- и позднепермскую, а также раннетриасовую фауну. Глыба на р. Марте имеет позднепермский возраст. Все эти глыбы попали во вмещающие породы вторичным путем.

Об их происхождении высказывались разные предположения. Первоначально К. К. Фохт полагал, что они залегают в ядрах антиклиналей среди более молодых пород, затем П. А. Двойченко считал их ядрами протыкания, пронзившими толщу сланцев наподобие своеобразных диапиров. Эти гипотезы были оставлены, поскольку при разработке известняков на щебень выяснилось, что они залегают в виде глыб на поверхности глинистых пород. Правда, Г. И. Сократов привел ряд соображений в пользу коренного залегания самых крупных глыб. А. С. Моисеев считал их останцами шарьяжа или размытыми рифами, вовлеченными в складчатость. Наиболее вероятным является предположение, что глыбы представляют массивы, которые во время накопления вмещающих пород обвалились в море с соседних возвышенностей и затем сползли по илистому морскому дну. В результате они оказались погребенными в толще глинистых пород и теперь вымываются из них при денудации и размыве. Расположение глыб показывает, что снесены они, вероятно, с севера или северо-запада из области нынешней окраины равнинного Крыма, в пределах которой в триасовое и юрское время располагались горные поднятия. Присутствие описанных глыб указывает, что в составе фундамента равнинного Крыма наряду с различными метаморфическими сланцами были распространены известняковые массивы карбона, перми и раннего триаса. Остатки их сохранились и сейчас под осадочным чехлом, о чем свидетельствуют вскрытые скважинами в районе Евпатории пермские или триасовые известняки. Они здесь залегают на более древних палеозойских породах. В более южной части равнинного Крыма каменноугольные и пермские известняки, возможно, залегают непосредственно на более древнем верхнедокембрийском основании склонов Симферопольского поднятия. Иначе говоря, можно предполагать, что каменноугольные и пермские известняки образуют остатки самостоятельного комплекса, залегающего на более древнем палеозойском (досреднекарбонном) и докембрийском основании и в свою очередь перекрытого более молодым мезозойским осадочным чехлом.

Таким образом, в структурном отношении комплекс верхнепалеозойских пород (средний карбон — пермь) залегают, образуя обширные впадины с крутыми крыльями и плоским дном — типа межгорных впадин других районов верхнепалеозойской складчатости. Возможно, что с ними тесно связаны и нижнетриасовые отложения.

Породы, которые могут быть с известным основанием отнесены к нижнему триасу или верхней перми, вскрыты скважинами на северном берегу Сиваша в районе г. Геническа и станции Новоалексеевка. Это хлоритизированные зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, сменяющиеся выше мелкогалечными конгломерато-брекчиями и гравелитами. Их мощность до 600 м. По данным Г. А. Орловой-Турчиной, эти слои по обильному содержанию древних хвойных должны быть отнесены, скорее всего, к нижнему триасу или верхам перми. Эти отложения участвуют в заполнении глубокой части Сивашской впадины. Судя по наличию в них галечников, вероятно, они представляют здесь образования типа молассовых.

Гальки пермских известняков, помимо северного склона Крымских гор, известны также на Южном берегу Крыма. Они были обнаружены в линзе конгломератов В. Г. Шипулиной и М. В. Муратовым на Масандровской горке близ Ялты, среди пород нижнеюрской части таврической серии. Крупные гальки этого конгломерата (до 20—30 см в поперечнике) содержат, по определению А. Д. Миклухо-Маклая, комплекс фораминифер верхней перми. Из этого же конгломерата В. И. Ле-

бединским и Т. И. Добровольской описаны гранитоидные гальки. Наличие крупных галек из известняков указывает на принос их здесь в поздне триасовый — раннеюрский геосинклинальный прогиб с юга, из области современного Черного моря. Это позволяет предполагать, что, следовательно, и к югу от современного Горного Крыма в конце палеозоя существовало мелкое море, в котором происходило накопление тонкозернистых карбонатных осадков. Очень разнообразную гальку метаморфических пород, а также гранитов и диоритов содержат верхнеюрские конгломераты гор Демерджи и Чатырдага близ Алушты, у южного края Крымских гор. По данным определений, граниты эти имеют позднепротерозойский возраст. Кроме того, в районе Балаклавы среди альбских отложений найдены глыбы различного рода гранитоидов. Гальки конгломератов горы Демерджи и глыбы принесены сюда, скорее всего, с юга, из области современного Черного моря. Все это служит указанием на существование к югу от Крымских гор древних складчатых структур, сложенных метаморфическими породами и гранитоидами. Они, вероятно, и служили складчатым основанием для пермских известняков.

После образования Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба в конце триаса — начале юры известняки перми были подняты выше уровня моря вместе со складчатым основанием, на котором они отложились, и подверглись размыву.

Все приведенные данные о залегании верхнекаменноугольных и пермских известняков на более древнем основании показывают необходимость выделения этих отложений в обособленный самостоятельный комплекс.

В строении складчатого основания равнинного Крыма можно выделить три крупных комплекса осадочных и магматических пород.

Древнейший из них характеризует байкальский этап геосинклинального развития территории современного Крыма и сложен зелеными метаморфическими сланцами. Породы этого комплекса по возрасту отвечают, скорее всего, рифею.

Второй комплекс метаморфических пород сложен преимущественно сероцветными карбонатно-терригенными породами и сопровождающими их эффузивами спилито-диабазовой и андезитовой формации, отвечающими палеозойскому этапу развития фундамента Крыма. Возраст их, по всей вероятности, ранне- и среднепалеозойский.

Третий комплекс слабо метаморфизованных пород, отвечающий по возрасту среднему карбону — перми и, может быть, частично триасу, представлен карбонатными породами и терригенными молассовидными отложениями. Отложения эти развиты к северу и югу от Новоселовского поднятия и связаны с заключительным этапом палеозойского геосинклинального развития.

Первый из этих комплексов слагает значительную юго-восточную и южную часть равнинного Крыма, образуя Среднекрымский срединный массив со складчатым основанием, сложенным верхнепротерозойскими породами.

К северу от него протягивается полоса более молодых пород второго комплекса, образующих систему складок, примерно, широтного простирания. Они слагают основание Тарханкутского вала и Новоселовского поднятия, а также, возможно, района Евпатории. Эту полосу можно рассматривать как систему верхнепалеозойской герцинской складчатости. Ее ограничивают, вероятно, глубинные разломы, которые отделяют ее от края Восточно-Европейской платформы на севере и от Среднекрымского срединного массива на юге. Она является, очевидно, продолжением палеозойского геосинклинального прогиба Добруджи. Подобно ему, она имеет верхнепалеозойский возраст замыкания и

складчатости и сопровождается, вероятно, верхнепалеозойскими гранитными интрузиями.

Третий комплекс образует более пологие синклинальные прогибы или грабены, которые распространены, налегая как на поверхность первого, так и второго из этих комплексов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Главную роль в строении Горного Крыма играют триасовые, юрские и меловые отложения. Среди триасовых отложений известны пока только породы среднего и верхнего отделов. Вместе с отложениями нижнего отдела юрской системы они образуют единую мощную таврическую серию. Средне- и верхнеюрские и нижнемеловые отложения развиты очень полно, представлены почти всеми ярусами и достигают значительной мощности. Верхнемеловые отложения, слагая Предгорную гряду, участвуют вместе с палеогеновыми и неогеновыми слоями в строении крыльев антиклинального поднятия Горного Крыма и его восточного погружения, а также широко распространены и в равнинном Крыму.

Таврическая серия ($T_2 - J_1$)

Таврическая серия слагает основание Крымских гор. Если не считать упомянутых глыб палеозойских известняков и галек метаморфических и кристаллических пород в различных по возрасту конгломератах, то она представляет наиболее древние в Горном Крыму осадочные образования, выступающие на поверхность.

Серия таврических отложений состоит из частого чередования глинистых пород — аргиллитов с прослоями крепких кварцевых алевролитов и песчаников. Эти породы слагают все южное побережье Крыма, а также значительную часть Горного Крыма между Главной и Предгорной грядами в бассейне рек Бельбека, Качи, Альмы и Салгира, образуя ядро крупного Качинского антиклинория.

Аргиллиты темно-серые, слегка коричневатые или зеленоватые, иногда почти черные, довольно слабо метаморфизованы. Обычно они хорошо рассланцованы или же представляют собой плотные породы с оскольчатой отдельностью и только при выветривании рассыпаются и дают мелкую пластинчатую осыпь.

Алевролиты играют подчиненную по мощности роль, образуя прослой толщиной от нескольких сантиметров до 1 м и неравномерно, но обычно правильно, чередуются с аргиллитами. В подобных случаях серия приобретает облик типичного флиша*. Преобладают очень крепкие кварцевые мелкозернистые алевролиты. Слои песчаников встречаются реже, залегая всегда под слоем алевролита. Внутри глинистых слоев, кроме того, нередко встречаются прослой и отдельные конкреции глинистых сидеритов, реже — марказита.

На нижней поверхности слоев алевролита и песчаника очень распространены различного рода бугорки, валики и другие флишевые фигуры, называемые иероглифами и являющиеся следами придонного движения воды и деформации осадков в пластичном состоянии.

Кроме обычных тонких прослоев песчаников, в таврической серии встречаются в виде линз более грубые светло-серые кварцевые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов.

* Флишем называются мощные толщи, состоящие из переслаивающихся тонких слоев однообразного состава (песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки). В чередовании слоев намечается определенная ритмичность и повторяемость. Для флиша характерна бедность окаменелостями и наличие так называемых флишевых фигур — иероглифов. Флишевые толщи всегда сильно и сложно перемяты (складчаты) и часто содержат включения более древних пород.

Породы таврической серии повсюду чрезвычайно сложно дислоцированы, образуя мелкие, опрокинутые в одном направлении складки (рис. 3), нередко осложненные надвигами, местами перемещениями и зонами дробления. Складчатость в этой однообразной и мощной толще чрезвычайно затрудняет установление какой-либо последовательности напластования и не позволяет даже приблизительно определить мощность серии, которая в целом, вероятно, превышает многие сотни метров.



Рис. 3. Складки в слоях таврической серии (фото И. В. Архипова)

Таврическая серия слагает ядра всех крупных поднятий — антиклинорий Горного Крыма — Качинского, Леменско-Ялтинского (южнобережных) и Туакского. Чем сложена ее подошва, точно неизвестно. Скорее всего смятыми в складки палеозойскими породами, а может быть также и докембрийскими. Судя по геофизическим данным, глубина ее основания в долине р. Бодрака составляет около 2—2,5 км и оно погружается к югу, к верховьям р. Марты до 4 км.

Несколько лет назад в Ялте была пробурена глубокая буровая скважина с целью разведки минеральных вод. Скважина была пройдена на 2350 м и не вышла из пород таврической серии. На всю эту глубину породы таврической серии оказались чрезвычайно сильно перемятыми, так что данные скважины свидетельствуют не о мощности таврической серии, а о толщине.

Благодаря детальным исследованиям разрезов, выполненным Н. В. Логвиненко и его сотрудниками, а также А. И. Шалимовым, таврическую серию удастся расчленить на ряд толщ, различающихся по преобладанию песчаников и глинистых пород и их характерным особенностям.

Редкие находки ископаемых в то же время позволяют выделить в ней во многих районах Крыма две части или свиты — нижнюю, средне-позднетриасового возраста, и верхнюю — лейасового. Такое разделение можно сделать на северной окраине Качинского антиклинория в долине Салгира выше Симферополя, в долинах Альмы и Бодрака, а также на Южном берегу в пределах Леменско-Ялтинского антиклинория у Ялты и в некоторых участках западнее Симеиза. Однако повсеместно

разделить таврическую серию на ниже- и верхнетаврическую свиты пока невозможно.

Нижнетаврическая свита (T_2 — T_3). Давно уже было установлено, что значительная часть таврической серии относится по возрасту к позднему триасу. Еще К. К. Фохтом в относящихся к ней отложениях в долине р. Салгира близ Симферополя в 1901 г. были собраны поздне-триасовые *Monotis caucasica* Witt. Впоследствии А. С. Моисеевым близ с. Петропавловки были найдены верхнетриасовые *Halobia*; им же и другими исследователями собраны на Альме и на водоразделе Альмы — Бодрака *Monotis caucasica* (Witt.), а в верховьях р. Бельбека — аммонит *Pararcestes*. В настоящее время на основе палеонтологических находок доказано, что самые нижние части свиты должны быть отнесены к среднему триасу.

На Южном берегу Крыма нижнетаврическая свита слагает значительные участки, в пределах которых найдены верхнетриасовые ископаемые. *Monotis caucasica* (Witt.) была найдена А. А. Борисяком близ Фороса и Мухолатки, а С. Н. Михайловским и В. И. Бодылевским — близ с. Оползневого и Голубого залива. В районе Ялты, на Садовой улице, по дороге в с. Ущельное и в других местах А. С. Моисеевым найдены триасовые *Halobia celtica* Mojs., *H. fluxa* Mojs. и *Monotis caucasica* (Witt.). Восточнее, в Гурзуфе, сотрудник геологической партии Московского геологоразведочного института Просечко нашел в 1954 г. аммонит, предварительно определенный мной и отнесенный к среднему и верхнетриасовому роду *Arcestes*.

Восточнее Алушты известна находка *Monotis caucasica*, которая позволяет относить участок таврической серии близ с. Малоречье к триасу. Это же ископаемое найдено С. М. Кравченко близ с. Приветного, а триасовые *Halobia* — мною близ с. Рыбачьего. *Monotis caucasica* (Witt.) обнаружены Г. А. Лычагиным также к востоку от с. Планерского в таврической серии ядра Янышарской антиклинали. Не исключена, однако, возможность, что на всем протяжении Туакского поднятия наряду с верхнетриасовой частью таврической серии присутствуют и отложения более высоких ее горизонтов, не охарактеризованных фаунистически.

Н. В. Логвиненко (1961) выделил в разрезе нижнетаврической свиты пять толщ (снизу вверх), которые он попытался проследить на значительных пространствах Крыма — на Качинском поднятии и по Южному берегу:

- 1) толща нормального трехкомпонентного и алевролит-аргиллитового флиша;
- 2) толща нормального флиша с прослоями кварцитовидных песчаников мощностью до 1—1,5 м и реже до 2 м;
- 3) нижняя аргиллитовая флишоидная толща, состоящая из темно-серых глинистых пород с прослоями алевролитов;
- 4) толща с преобладанием песчаникового флиша и с пачками песчаников до 2,5 м мощностью;
- 5) верхняя аргиллитовая флишоидная толща, представленная преимущественно глинистыми породами, с конкрециями глинистых сидеритов и редкими прослоями песчаников.

Однако толщи эти, лишенные фауны, кроме самой верхней, в которой встречается комплекс верхнетриасовых ископаемых, трудно сопоставить в разных разрезах на основании чисто литологических признаков.

А. И. Шалимов на основе изучения разрезов в долине Альмы и Салгира попытался выделить две части в нижнетаврической свите, которые он назвал подсвитами и для которых он дал списки ископаемых.

Нижняя подсвита, по его данным, представлена тонким чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов; в последних встречаются

линзы и конкреции глинистых сидеритов. Из ископаемых встречены, по определению Л. Д. Кипарисовой: *Halobia septentrionalis* Smith., *H. austriaca* Mojs., *Monotis caucasica* (Witt.) var. *taurica* Moiss., а также *Arcestes* aff. *sturi* Mojs. Большинство этих форм типично для норийского яруса, но последние две являются скорее всего карнийскими формами, что позволяет отнести нижнюю подсвиту здесь к карнийскому и норийскому ярусам верхнего триаса.

Позднее А. С. Дагис и В. Н. Шванов (1965 г.) обнаружили в прослое песчаника на правом склоне долины р. Бодрака, близ водораздела с Альмой, комплекс брахиопод среднего триаса: *Rhynchonella mentzeli* Buch., *Hirsutella hirsuta* Albert, *Mentzelia köeveskalliensis* (Suess), *Spiriferina* cf. *balatonica* Bitt. и другие. Это указывает, что самые нижние части нижнетаврической свиты относятся к среднему триасу, отложения которого ранее в Крыму известны не были. Правда, могут быть высказаны известные сомнения в том, не являются ли породы, содержащие вышеприведенных брахиопод, глыбой, включенной в значительно более высокие нижеюрские слои таврической серии. Такой горизонт с включением глыб различного возраста в основании лейаса хорошо известен как раз в этом же районе. Но так или иначе открытие здесь фауны среднего триаса представляет большой интерес.

Верхняя подсвита имеет, по данным А. И. Шалимова, сходный литологический состав, хотя и с несколько более значительной ролью песчаников и алевролитов в составе флишевых ритмов. Нередки здесь прослой средне- и даже крупнозернистых песчаников. Из ископаемых в этой части разреза преобладают *Monotis caucasica* Witt., *M. salinaria* (Schloth.) и другие пелециподы, указывающие на их норийский возраст.

Местами, как, например, в районе с. Петропавловка — Лозовое (долина р. Салгира), верхняя часть подсвиты целиком замещается вулканическими породами — спилитами, порфиритами, их туфами и туфопесчаниками. Среди них есть пластовые интрузии и дайки. Эффузивы связаны с местными очагами подводной вулканической деятельности и достигают мощности до 200—400 м.

В последние годы верхнетриасовые отложения обнаружены при бурении в равнинной части Крыма. К югу от г. Саки в Альминской впадине под нижним мелом вскрыты известковистые аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и известняков. В них имелись отпечатки раковин *Halobia bittneri* Moiss., *H. austriaca* Kittl и *Daonella* sp. (определения Е. В. Краснова), которые позволяют отнести эти слои к карнийскому ярусу верхнего триаса.

Верхнетаврическая свита (J₁). Нижнеюрские ископаемые из известняков, залегающих в виде небольших линз и глыб среди пород таврической серии, давно известны в различных местах Горного Крыма. Позднее нижнеюрские ископаемые были найдены и в песчаниковых прослоях таврической серии, что доказывает раннеюрский возраст верхнетаврической свиты. В настоящее время в верхнетаврической свите известны ископаемые как нижнего, так и среднего и верхнего лейаса.

Верхнетаврическая свита литологически очень сходна с нижнетаврической и представлена таким же ритмическим чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ней в ряде мест встречены нижнеюрские ископаемые, которые принадлежат по крайней мере трем различным стратиграфическим горизонтам.

Наиболее полный разрез нижнеюрских отложений описан Г. Я. Крымгольцем и А. И. Шалимовым в долине р. Альмы, к юго-востоку от ст. Карагач. Нижняя часть разреза представлена пепельно-серыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников и конкрециями глинистых сидеритов. Эти слои мощностью около 50 м залегают без перерыва на флишевой толще с пелециподами верхнего триаса (*Моно-*

tis caucasica Witt. и др.). Подобные же глинистые породы прослеживаются и в долине р. Бодрака, где в них А. Д. Миклухо-Маклаем и Г. С. Поршняковым найдены нижнелейасовые аммониты, определенные Г. Я. Крымгольцем как *Schlotheimia angulata* Schloth (верхи геттангского яруса) и *Schlotheimia charmassei* d'Ogb. (низы синемюрского яруса). Таким образом, нижняя глинистая толща лейаса должна быть отнесена по возрасту к раннему лейасу.

Выше залегает толща крепких среднезернистых кварцевых песчаников (жерновые или точильные песчаники горы Лысой) с прослоями серых глинистых пород. Мощность песчаников горы Лысой около 150—200 м. По возрасту песчаниковая толща отвечает, видимо, среднему лейасу. Тут встречаются отпечатки растений, а также многочисленные отпечатки сеток *Paleodictyon*, которые раньше считались отпечатками своеобразной ископаемой водоросли.

В последние годы А. И. Шалимов, изучая иероглифы таврической серии, пришел к выводу, что *Paleodictyon* могут являться отпечатками студенистых нитей, или сеток, которые представляют кладку икринок головоногих моллюсков (белемнитов). Это подтверждается отчасти наблюдавшимися приемами кладки икры самками кальмаров. Сетки *Paleodictyon* распространены как в лейасовой части, так и триасовой части таврической серии.

Кверху песчаники сменяются толщей темно-серых аргиллитов с прослоями песчаников мощностью до 400 м. Г. Я. Крымголец и А. И. Шалимов указывают из этой толщи верхнеюарских аммонитов — *Grammoceras subquadratum* Buckm., *G. saemanni* Dum., *G. cf. thourarsense* Ogb. В верхах был найден также белемнит, относящийся к среднеюрскому роду *Megateuthis* sp., что позволяет считать эту толщу по возрасту переходной от верхов лейаса к нижним горизонтам средней юры. Выше нее залегают без перерыва туфовые песчаники и покровы порфиритов, среди которых известны ископаемые верхнего байоса.

Сходный разрез лейаса описан в долине р. Бодрака. В низах его развиты глинистые породы, в которых найдена упомянутая выше фауна геттангского и синемюрского ярусов. Из этих пород В. П. Казаковой определены также *Angulaticeras dumortieri* Fusini, An. cf. *rumpeus* (Oppr.) и другие формы, определяющие возраст вмещающих пород как синемюр-лотаринг (нижний лейас).

Выше залегает толща песчаных аргиллитов и серых аргиллитов с линзами конгломератов и песчаников, переходящая выше в типичный флиш. Мощность толщи порядка 200—300 м. В нижней части этой толщи встречены линзы известняков с богатой фауной аммонитов и брахиопод среднего лейаса. Здесь А. С. Моисеевым были собраны аммониты *Aristiceras* sp., *Phylloceras* ex gr. *tenuicostatum* Menenm., *Oxynoticeras* sp. и брахиоподы *Spiriferina obtusa* Oppr., *Rhynchonella laevigata* Quep., *Terebratula punctata* Sow., *Waldhemia mutabilis* и др. С этой толщей связано залегание крупной упомянутой выше Бодракской глыбы среднекаменноугольного известняка и многочисленных более мелких глыб.

В верхней флишевой толще в районе с. Верхоречья на р. Каче мною был найден среднелейасовый белемнит, определенный В. В. Меннером и А. А. Эрлангером как *Nannobelus pavloviensis* Men. et Erl., а в районе с. Прохладного Бахчисарайского района Л. В. Фирсовым найдены аммониты родов *Aegoceras* и *Liparoceras*, являющиеся типичными среднелейасовыми формами. Здесь же, близ с. Прохладного, Н. В. Литвинович в 1949 г. была сделана первая находка верхнелейасового аммонита рода *Dactylioceras*.

По левобережью р. Бодрака среди глинистых отложений верхней части лейаса залегают характерные серые известковистые песчаники с брахиоподами.

Горизонт с глыбовыми включениями прослеживается и восточнее, на Бодрак-Альминском водоразделе, по р. Альме и по ее притокам, близ с. Дровянка. В основании лейаса здесь залегают конгломераты и песчаники с прослоями глин. Выше развиты глинисто-песчаные породы, включающие многочисленные глыбы. Конгломерат залегают, видимо, с размывом на нижнетаврической свите. Здесь же еще А. С. Моисеевым описана крупная глыба известняков длиной до 100 м с богатой фауной брахиопод верхнего триаса. Известны также крупные и мелкие глыбы пермских известняков, в которых А. Д. Миклухо-Маклаем определен комплекс типичных верхнепермских фораминифер, а в других — нижнепермских фузулинид. Встречаются и известняки с фауной верхнего лейаса.

Все эти глыбы свидетельствуют о недалеком расположении береговой линии того бассейна, в котором отлагались породы, слагающие таврическую серию. По фауне и литологическому составу верхнетриасовые известняки, как указывает А. С. Моисеев, тождественны рэтским и норийским известнякам Северного Кавказа и, очевидно, одновозрастны с верхами нижней части таврической серии. В то же время по происхождению и условиям залегания они аналогичны палеозойским глыбам, т. е. являются перенесенными скорее всего с северо-запада. К этому же горизонту, по мнению А. И. Шалимова, возможно, относятся и находки среднетриасовых ископаемых, упомянутые выше.

Таким образом, в районе с. Дровянки разрез лейаса сильно сокращен. Прямо на триасовую нижнетаврическую свиту налегает глыбовый горизонт среднего лейаса, а нижний лейас отсутствует.

Как видно, стратиграфически наиболее полный разрез лейасовых отложений наблюдается в долине Альмы близ Карагача, и там нет глыбового горизонта. В долине р. Бодрака близ Трудолюбовки появляется глыбовый горизонт, а в районе с. Дровянки исчезают отложения нижнего лейаса, что свидетельствует о все большем приближении к древней береговой линии раннеюрского бассейна.

Восточнее, в долине Салгира близ Симферополя, лейасовые отложения образуют также очень сокращенный разрез на крыле Курцовской антиклинали. Слои лейаса начинаются песчаниками и гравелитами с включением глыб известняка различного возраста, которые с размывом залегают на триасовых отложениях (флише и эффузивной толще). Мощность их до 25 м.

Выше залегают чередующиеся слои глинистых пород и песчаников с прослоями гравелитов, которые сверху сменяются преобладанием песчаников, гравелитов и конгломератов, содержащих глыбы нижнелейасовых и триасовых известняков. Общая мощность их до 250 м.

Указанная толща песчано-гравелистых отложений с глыбами известняков была описана у с. Лозового А. С. Моисеевым под наименованием эскиординского горизонта. А. С. Моисеев привел обильную фауну из глыб известняка из этого разреза, в которой были представлены как верхнетриасовые, так и нижне- и среднелейасовые формы. Позднее предполагалось, что эскиординский горизонт представляет песчанистую фацию лишь нижнего лейаса, развитую в области Курцовской антиклинали. Впоследствии А. И. Шалимов (1962 г.) показал, что эскиординский горизонт, поскольку в нем содержится смесь форм вплоть до среднелейасовых, должен быть отнесен к верхнему лейасу, залегающему здесь трансгрессивно на антиклинальном поднятии прямо на триасе. При этом не исключается среднелейасовый возраст нижней части этого горизонта, аналогичный возрасту глыбового горизонта долины Бодрака и Альмы. Главные включения в слоях песчаников и конгломератов связаны, очевидно, с разрушением и размывом биогерма (рифовой постройки), существовавшего здесь в конце триаса и начале лейаса.

Таким образом, на участке северного крыла Качинского поднятия, между долинами Бодрака и Салгира, присутствуют все три подотдела

лейаса. При этом они построены достаточно сложно, и нижние горизонты (нижний и средний лейас) выклиниваются в направлении с юго-запада на северо-восток, так что в долине Салгира средний или даже верхний лейас ложится на триасовые породы. Эти сложные взаимоотношения требуют еще детального изучения и уточнения, так как район, где происходят эти изменения, характеризуется залесенностью и плохой обнаженностью. Кроме того, наличие многочисленных глыбовых включений очень усложняет изучение стратиграфии лейасовых отложений.

Нижнелейасовые отложения также известны в районе Ялты, на Золотом пляже близ Ливадии, где среди темных глинистых пород выходят черные песчаники и конгломераты, залегающие линзами или пластами (так называемые «моховые камни»). В них еще А. А. Борисяком, а затем А. С. Моисеевым были найдены аммониты *Arnioceras mendax* Fucini var. *taurica* Mois., *Coroniceras* ex gr. *bucklandi* Sow., которые позволяют относить их к нижнему лейасу (синемюрский ярус).

Среднелейасовые известняки в верхних горизонтах таврической серии известны также в долине Сухой речки, близ Балаклавы, и на северном склоне Главной гряды, в верховьях Качи (речка Стиля). Известняки эти залегают в виде линз и глыб; последние, вероятно, представляют раздробленные при складчатости прослои известняков, чем резко отличаются по происхождению от описанных выше, включенных в толщу флиша или конгломератов, глыб, попавших в них в виде включений более древних пород.

В Ялте среднелейасовые ископаемые описаны А. С. Моисеевым из черных известняков с улицы Достоевского: аммониты *Rhacophyllites planispira* Reupes., *Rhyloceras* aff. *frondosum* Reupes., *Grammoceras penenudum* Monest. и большое количество брахиопод. Такие известняки с брахиоподами обнаруживались на Суворовской и Чайной улицах и в ряде мест в окрестностях Ялты.

В других местах находок лейасовых ископаемых сделано не было, но, по-видимому, часть таврической серии Южного берега, так же как и Качинского антиклинория, относится к лейасу. Однако выделить лейас пока удастся только в тех местах, где имеются находки фауны.

Обе свиты таврической серии участвуют в строении сложно построенных складок, и мощность свит определить в этих условиях очень трудно. По-видимому, она не менее 500—800 м для каждой из них. Трудно также проследить в них отдельные горизонты.

Формирование осадков таврической серии связано, как и для всех флишевых толщ, с периодическим сносом в область накопления то более грубого, то более тонкого материала. В свою очередь эта ритмичность в накоплении осадков обычно связывается с движениями земной коры в соседних областях размыва, откуда поступал обломочный материал.

Наличие горизонтов с включениями глыб известняков более древнего возраста — каменноугольных, ранне- и позднепермских, триасовых — в районе между Салгиром и Качей вдоль северного края распространения таврической серии свидетельствует о близости здесь береговой линии, вдоль которой была вытянута и полоса прибрежных фаций эскиординской свиты.

Верхнетриасовые и лейасовые известняки, вероятно, представляют собой отложения мелкого моря, может быть, прибрежной полосы. Отлагались они, очевидно, одновременно с соответствующими частями таврической серии, но в других условиях, близ берега моря, а затем, подобно более древним известнякам, сползли по илистому дну бассейна и оказались включенными в виде глыб в глинистую толщу. Таким образом, они представляют более мелководную фацию, одновозрастную части флишеподобной таврической серии. Вероятно, образование их связано со значительным различием глубины моря в прогибе, в котором

накапливались флишевые осадки, и в окаймлявшей его прибрежной полосе. Благодаря значительному уклону поверхности земной коры, здесь широкое развитие могли получить явления оползней и смещения целых массивов по склону, подобно тому как это мы видим сейчас близ Южного берега Крыма, где подводные оползневые явления в пределах материкового склона хорошо известны. Область поднятий, являющихся источником включенных в таврические сланцы глыб, располагалась скорее всего севернее или северо-западнее современного их распространения. На это указывает связь глыб района рек Салгира, Альмы, Бодрака и Марты с северо-западным краем площади, занятой таврической серией. Вероятно, эти поднятия, с которых в прогиб, выполнявшийся осадками, поступали крупные глыбы каменноугольных, пермских и триасовых известняков, находились в области южного края современного равнинного Крыма.

Вместе с тем снос материала происходил также и с юга из области современного Черного моря. Там, очевидно, недалеко также располагались зоны поднятий. Об этом свидетельствует наличие конгломерата в таврической серии близ Ялты. Линза такого конгломерата состоит из окатанных известняковых галек до 20—30 см в поперечнике. А. Д. Миклухо-Маклай определил в этих гальках комплекс фораминифер верхней перми. Материалом для образования этих галек послужили верхнепалеозойские известняки с той суши, которая была в это время в пределах Черного моря.

После накопления пород таврической серии в Горном Крыму был длительный перерыв в отложении осадков, охвативший время самого конца лейаса и начала средней юры. В это время таврические породы были смяты в складки.

Среднеюрские отложения

Среднеюрские отложения очень похожи по своему составу на таврическую серию и долгое время объединялись с ней воедино. И сейчас еще при редкости находок ископаемых, на основе только одних литологических признаков, нередко затруднительно отличить выходы аргиллитов таврической серии от аргиллитов средней юры. Эти отложения часто характеризуются таким же ритмичным чередованием глинистых пород и песчаников. Среднеюрские аргиллиты отличаются зеленоватым оттенком, а песчаники несколько менее крепкие, чем таврические, и содержат остатки растительного обуглившегося детритуса или отпечатки растений. Кроме того, среднеюрская толща отличается значительно большим разнообразием пород, из которых она состоит, в том числе вулканических.

Средняя юра повсюду в Крыму ложится с резким угловым несогласием на размытую поверхность дислоцированных таврических пород. Непосредственный контакт двух глинистых толщ в обнажении наблюдается очень редко, но характер залегания слоев в обеих свитах, прослеживаемый недалеко от контакта, не вызывает сомнений в их несогласном залегании.

Истинная мощность всей толщи среднеюрских отложений остается невыясненной, хотя они дислоцированы значительно слабее, чем таврическая серия, и мощность отдельных разрезов вполне поддается измерению. По всей видимости, мощность их достигает 1500—2000 м.

Среднеюрские отложения во многих районах Крыма содержат фауну байосского и батского ярусов, хотя точно разделить их по этим ярусам не удастся. Они образуют в Крыму четыре крупных района распространения.

Первый район распространения среднеюрских отложений вытянут вдоль Предгорной гряды, где породы байоса и бата участвуют в строении

северо-западного крыла Качинского антиклинория. Они состоят из аргиллитов с прослоями песчаников, чередующихся с пачками эффузивов (порфиритов, базальтов) и туфов, а выше сменяются преобладанием различных эффузивных пород — базальтов и порфиритов и их туфов и туфобрекчий.

В нижних глинистых породах А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков указывают на наличие определенных Г. Я. Крымгольцем байосских *Calliphyloceras heterophylloides* Or p., а также *Litoceras* sp. В вулканогенно-осадочных породах эти же исследователи нашли верхнебайосский аммонит *Parkinsonia* cf. *orbignyana* Wetzel., а Д. С. Соколовым найдена *Parkinsonia*, близкая к *P. parkinsoni* Sow.

На северо-востоке полосы на р. Салгире эти породы замещаются мощной толщей (до 1500—2000 м) сплошных конгломератов с разнообразной галькой из песчаников, изверженных пород и известняков. Среди конгломератов имеются прослои песчаников, иногда глинистых, с остатками растений и с отпечатками раковин *Posidonomya buchi* Roem. Конгломераты эти, налегающие с размывом на таврическую серию, получили название битакской свиты.

На юго-западе полоса глинистых и эффузивных пород под покровом меловых и третичных отложений продолжается до берега моря близ Балаклавы. В последние годы по данным глубокого бурения выяснилось, что глинистые породы средней юры от полосы предгорий продолжают на север под покровом меловых и третичных отложений до района Сак, где были вскрыты глубокой скважиной.

Вторым районом распространения среднеюрских пород является северный склон Главной гряды в верховьях рек Бельбека, Качи и Альмы (рис. 4). Здесь эти породы участвуют в строении южного крыла Качинского антиклинория и по характеру разреза заметно отличаются от пород Южного берега тем, что в нижней части состоят из слоистых песчаников и содержат углистые прослойки.

Нижние горизонты представлены чередованием толстых слоев грубых кварцевых песчаников с галькой кварца и прослоями алевролитов (бешуйская свита). Выше залегают граувяковые песчаники зеленовато-серого цвета с прослоями кварцитовидных песчаников и аргиллитов. Их мощность — до 70 м. Выше лежит угленосная толща мощностью до 200 м с двумя-тремя маломощными и невыдержанными пластами ископаемого угля. В этой свите много отчетливых отпечатков среднеюрских растений (*Cladophlebis denticulata* Вгонгп. и др.) и встречается гагат — род смолистого угля, образовавшегося из древесины хвойных. Эти отложения относятся к байосу; в них найдены *Parkinsonia parkinsoni* Sow. Выше залегают довольно мощная (300 м) толща переслаивающихся алевролитов, песчаников и аргиллитов с вулканическими туфами сверху. Затем туфы сменяются туфобрекчиями, чередующимися с глинами и песчаниками. Местами встречаются и порфиритовые лавы. Отложения батского яруса представлены глинами с сидеритами и с тонкими прослоями песчаников. В направлении к западу байосские отложения уменьшаются в мощности и выклиниваются, а батские ложатся трансгрессивно на таврическую серию.

Третьим районом является полоса Южного берега от его западной оконечности до Алушты, где породы участвуют в строении ряда крупных складчатых структур. Нижние горизонты их состоят из чередования глинистых пород и песчаников с отдельными линзами сплошных среднезернистых крепких серых песчаников, иногда с галькой и кусочками угля (Ялта). В этих отложениях В. Ф. Пчелинцевым найдены остатки растений и следующие верхнебайосские и батские ископаемые: *Neritopsis baiociensis* d'Orb., *Pleurotomaria elongata* Sow. var. *conoidea* d'Orb., *Posidonomya buchi* Roem., *Acirsa inornata* Tern-Journ., *Parkinsonia* sp.,

Dinolytoceras crimea Strem., *Pseudophylloceras kudernatschi* Haueg., *Calliphylloceras dispitabili* Zitt., *Partschiceras subobtusum* Kud. и др.

В нижних горизонтах среднеюрской толщи здесь местами встречаются вулканические породы. Эффузивы образуют в этих участках значительные по мощности пачки до нескольких сотен метров и состоят из чередования толстых пластов лав — андезитов, кератофиров, альбитовых диабазов (спилитов), сопровождаемых лавовыми брекчиями (агломератами), туфобрекчиями, крепкими кремнистыми зелеными туфами и прослоями туфопесчаников, аргиллитов, содержащих вулканические бомбы, светлых кремнистых аргиллитов с мергелистыми конкрециями и других пород. Все эти вулканические породы по простиранию быстро выклиниваются, протягиваясь на 1—2 км и замещаясь в

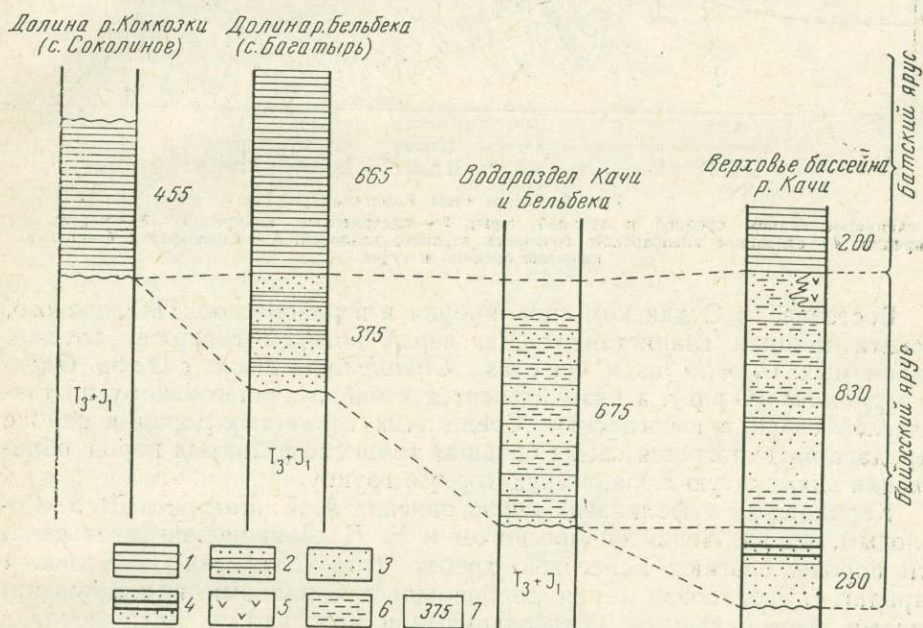


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов среднеюрских отложений северного склона Главной гряды (по материалам В. В. Бобылева и О. В. Снегиревой).

1 — аргиллиты; 2 — чередование песчаников и аргиллитов; 3 — песчаники; 4 — угленосная пачка; 5 — туфы и лавы; 6 — алевролиты и аргиллиты; 7 — мощности средней юры

обе стороны аргиллитами и песчаниками. Вулканические породы формировались, таким образом, только близ очагов вулканических подводных излияний на ограниченном пространстве. Участки вулканических пород известны близ Байдарских ворот, у санатория Мелас, близ Кастрополя, у Голубого залива (горы Хыр и Пиляки) и в других местах.

Верхние горизонты представлены главным образом аргиллитами с тонкими прослоями песчаников и с ископаемыми батского яруса, а местами на западе — и нижнего келловоя *Dinolytoceras adelaе* d'Ogb., *Ptychophylloceras eiphyllum* Neum., *Perisphinctes moori* Orp. и др.

Батские отложения в районе Кастрополя и Васильевки (окрестности Ялты) представлены песчаниками и конгломератами, которые трансгрессивно ложатся на таврическую серию.

Четвертый район распространения среднеюрских пород охватывает восточную часть Горного Крыма — окрестности селений Рыбачье, Судака и Планерского. Здесь также распространены преимущественно темные глинистые породы с прослоями песчаников и флишеподобные толщи.

В пределах Туакского поднятия близ Рыбачье в основании средней юры залегают диабазовые лавы до 30 м мощностью. Последние

относятся по возрасту к байосу. Более широко распространены грубые песчаники и толща чередующихся слоев алевролитов и аргиллитов батского яруса, имеющая флишевый характер. Грубые известняки у Рыбачьего и на горе Паная близ Судака трансгрессивно налегают на таврическую серию. Их батский возраст доказан фауной.

Таким образом в байосе здесь осадки почти не отлагались и район Туакского поднятия был захвачен морской трансгрессией только в батское время.

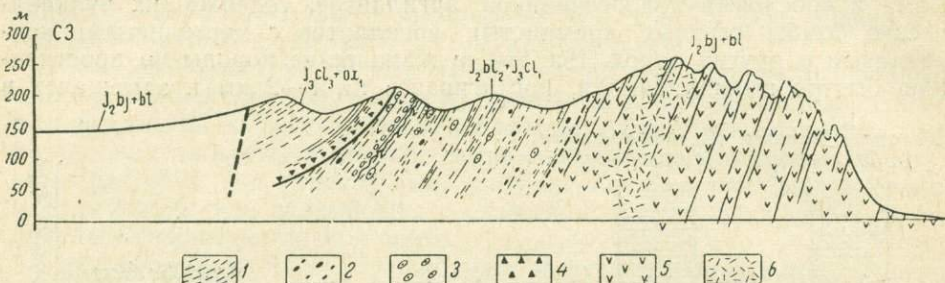


Рис. 5. Разрез горы Карагач.

1 — глинистые сланцы средней и верхней юры; 2 — сидеритовые конкреции; 3 — мергельные конкреции; 4 — основание янышарского горизонта верхнего келловея; 5 — кератофиры; 6 — вулканические брекчи и туфы

Восточнее, в Судаком синклинии и в районе пос. Планерского, развита мощная глинистая толща, верхи которой содержат батских ископаемых: *Oppelia fusca* Que p s., *Clydoniceras discus* d' O g b., *Oppelia aspidoides* (O p r.), а низы относятся к байосу, залегающему на таврической серии с несогласием. Среди этих глинистых пород в районе Карадага располагается самая большая толща эффузивных пород, образующая знаменитую Карадагскую горную группу.

Карадагская туфоловая серия описана А. Е. Лагорио, Д. В. Соколовым, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой. Эти породы слагают Береговой хребет (гора Карагач) и Большой Карадаг. Туфоловая серия сопровождается дайками и пластовыми жилами, экструзивными образованиями и небольшими интрузивными массивчиками. В области своего максимального развития, в береговом хребте Карадага, она достигает мощности около 400—500 м. Состоит она из спилитов, кератоспилитов, кератофиров, оксикератофиров и палеолипаритов. Им сопутствуют обломочные вулканические породы того же состава: туфобрекчи, туффиты, агломераты (рис. 5). Породы эти прорезаны жилами, некками и перекрыты потоками андезитов, дацитов и базальтов и своеобразными излияниями белых липаритов и трассов * Святой горы.

Вулканические породы Карадага связаны с длительными и разнообразными проявлениями вулканической деятельности, главным образом, с трещинными излияниями, дайками и некковыми интрузиями. При этом образовании их полностью или частично было подводным.

Возраст извержений Карадага определяется находками аммонитов в туфоловой серии в основном как верхнебайосский. Однако отдельные прослои туфов и целая толща лав залегают и среди отложений верхнего келловея (рис. 6), так что извержения продолжались и в начале верхней юры.

Отложения туфоловых пород верхнего байоса сменяются кверху мощной толщей глин с прослоями песчаников и с конкрециями сидеритов. Эти довольно разнообразные глины залегают трансгрессивно на

* Трассами называют зеленые кислые излившиеся породы, близкие к липаритам, но содержащие в своем составе опаловое вещество и избыток воды.

подстилающих породах, и в их основании встречаются песчаники и конгломераты. Местами песчаники достигают значительной мощности (гора Паная-кая близ Судака — 400 м).

Глины содержат батские аммониты *Oppelia fusca* Quen. (нижний бат), *Oppelia aspidoides* Orp., *Stephanoceras rectolobytum* Haueg и другие формы, впервые собранные и описанные в районе Коктебельского залива Д. П. Стрёмуховым.

Среднеюрские отложения широко распространены в северной части равнинного Крыма, где, по данным глубокого бурения, они заполняют осевые части Сивашской и Каркинитской впадин и представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью до 100—140 м. Известны среди них измененные диабазы. Толща средней юры вскрыта скважинами также к югу от Сак в Альминской впадине, где представлена также темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов.

Отложению среднеюрских пород в Горном Крыму предшествовал большой перерыв в образовании осадков, вызванный общими поднятиями, которые охватили территорию Крыма. О них свидетельствует почти повсеместное несогласное залегание среднеюрских отложений на таврической серии и отсутствие нижней части средней юры (ааленского яруса). Правда, О. В. Снегирева указывает на возможность отнесения нижней части битакских конгломератов к аалену, но все равно их несогласное залегание на таврической серии свидетельствует о значительном перерыве в начале средней юры. Отложение среднеюрских осадков происходило после этого перерыва, по-видимому, в обстановке, во многом сходной с образованием таврической серии в том же геосиклиальном прогибе. Вместе с тем в это же время наметилось образование в пределах указанного прогиба главнейших поднятий: Качинского, Туакского и, возможно, поднятия западной части Южного берега. О появлении этих поднятий свидетельствует расположение вулканических среднеюрских пород. Они в большинстве случаев вытянуты в виде полос, оконтуривающих поднятия (рис. 7). Вдоль края Качинского под-

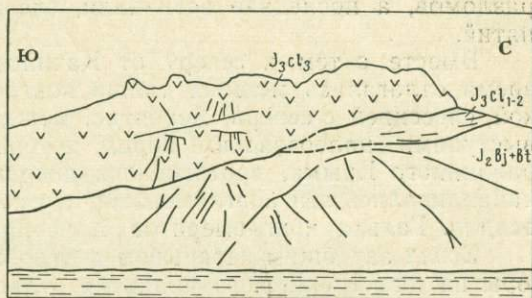


Рис. 6. Схема взаимоотношения среднеюрских и келловейских отложений горы Кок-кая

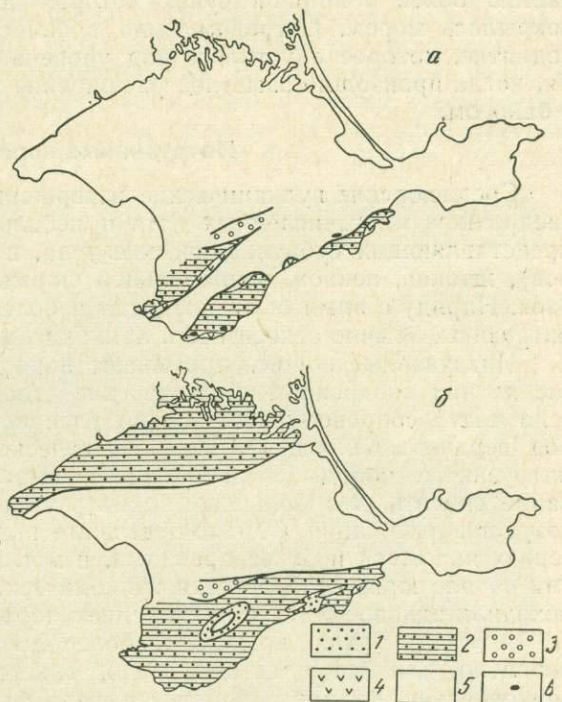


Рис. 7. Распространение байосских (а) и батских (б) отложений в Крыму (по В. В. Бобылеву).

1 — песчаники; 2 — глины с прослоями песчаников; 3 — конгломераты; 4 — туфлавоподобные вулканогенные толщи; 5 — области размыва; 6 — мелкие центры излияний

Рис. 7. Отложение среднеюрских осадков происходило после этого перерыва, по-видимому, в обстановке, во многом сходной с образованием таврической серии в том же геосиклиальном прогибе. Вместе с тем в это же время наметилось образование в пределах указанного прогиба главнейших поднятий: Качинского, Туакского и, возможно, поднятия западной части Южного берега. О появлении этих поднятий свидетельствует расположение вулканических среднеюрских пород. Они в большинстве случаев вытянуты в виде полос, оконтуривающих поднятия (рис. 7). Вдоль края Качинского под-

нятия протягивается вулканическая полоса, пересекающая долины Альмы, Бодрака и далее идущая в направлении к Балаклаве. В области восточного окончания Туакского поднятия расположена Карадагская вулканическая группа, а вдоль западного края поднятия протягиваются большие интрузии гор Медведь — Кагель. Наконец, полосы вулканических пород Меласа и Фороса ограничивают с севера поднятие Южного берега. Образование вулканических излияний происходило вдоль зон разломов, а последние возникали, очевидно, по краям растущих поднятий.

Вместе с тем к северу от Качинского поднятия в среднеюрское время отлагалась мощная толща конгломератов, переполненных галькой, снесенной с севера. Вероятно, между Качинским поднятием и теми выступами палеозойских пород, которые располагались в пределах равнинного Крыма, протягивался довольно узкий прогиб, в котором и накапливались эти конгломераты, а в середине — более тонкозернистые осадки. Галька конгломератов была принесена из равнинного Крыма.

Вслед за общим перерывом в отложении осадков в начале средней юры на юге Качинского поднятия отлагались континентальные осадки угленосной бешуйской свиты с несколькими прослоями ископаемого угля. Очевидно, эта часть Качинского поднятия была островом или частью более обширной суши, которая позднее, чем другие районы, покрылась морем. Островом было в байосское время также Туакское поднятие, которое опустилось под уровень моря только в батское время, когда произошло заметное расширение площади моря по сравнению с байосом.

Интрузивные породы

Среднеюрские вулканические извержения сопровождалось в Крыму внедрением многочисленных хотя и небольших интрузивных массивов, представляющих субвулканические тела, в форме пластовых тел (силлов), штоков, неков, неправильной формы линзовидных тел, а также даек. Наряду с ними были внедрены и более значительные по размерам интрузивы, обычно относимые к лакколлитам.

Интрузивные породы прорывают породы таврической серии и многие из них внедрены в среднеюрские отложения. Мелкие интрузивные тела часто сопровождают участки распространения вулканических пород верхнего байоса. По петрографическому и химическому составу интрузивные породы очень близки к эффузивным. Поэтому есть основание считать, что большинство интрузивных тел имеет среднеюрский возраст образования. Однако отдельные тела, внедренные в таврическую серию, являются и более древними, и могли внедряться в конце триаса или начале юры, сопровождая вулканические извержения, которые происходили одновременно с накоплением пород таврической серии.

К числу таких, возможно, более древних интрузивов относятся, вероятно, длинное пластовое тело, описанное В. И. Лебединским в верховьях р. Бодрака, пластовое тело близ Лозового на р. Салгир, интрузивы, прорывающие ядро Курцовской антиклинали, и другие в пределах Качинского антиклинория.

Наиболее крупные интрузивные тела образуют группу, расположенную на Южном берегу между Алуштой и Гурзуфом. Интрузивные массивы здесь слагают значительные горные вершины более 0,5 км высотой и достигают 3—4 км в поперечнике. Самые большие из них — массивы Аюдаг или Медведь-гора, Кагель, Урага, Чамны-Бурун, меньших размеров — Ламбатский массив, Сераус, Партенитский массив, Малый Медведь близ с. Фрунзе и др.

Строение этих массивов было изучено В. Н. Павлиновым, а в последние годы (1965—1969 гг.) они подробно исследованы С. М. Кравченко и В. И. Лебединским. Согласно данным этих исследователей,

внутренняя часть большинства массивов представлена габбро-диабазами. Это породы, имеющие крупнокристаллическую структуру, состоят из плагиоклаза основного состава (битовнит — анортит), моноклинного пироксена (авгита), а также ромбического пироксена, изредка оливина. Периферическая часть толщиной 10—20 м представляет внешнюю оболочку, подвергшуюся процессам изменения, выражающимся в натрово-кремнеземистом метасоматозе. В результате этого процесса здесь проявилась альбитизация (образование вторичного альбита по плагиоклазам) и новообразования кварца. В некоторых массивах габбро-диабазы содержат во внутренней части первичные зерна кварца и представлены кварцевыми габбро-диабазами. Присутствие кварца объясняется захватом вмещающих пород магмой при ее движении кверху.

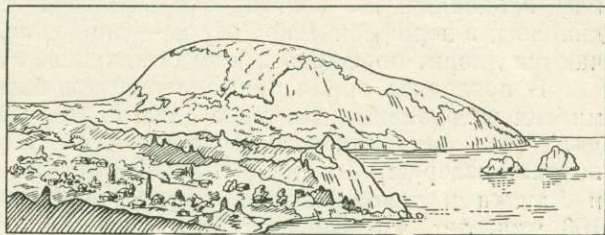


Рис. 8. Лакколит — гора Медведь

Некоторые массивы меньшего размера, как Сераус и Кафель, близ Алушты, состоят из пород более кислого состава — плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. В их составе преобладает более кислый плагиоклаз (андезин), часто альбитизированный. Эти более кислые разности представляют продукты дифференциации единого магматического расплава очагов, из которых литались как большие интрузивные массивы, так и продукты вулканических извержений и более мелкие интрузии.



Рис. 9. Лакколит — гора Малый Медведь (фото В. Н. Павлинова)

Все они имели своим источником единую магму основного (базальтового) состава.

По своей форме большие интрузивы — Аюдаг, Урага, Чамны-Бурун — представляют удлиненные тела (рис. 8), которые можно рассматривать как вертикальные дайки с более или менее раздутой верхней частью. В частности, массив Аюдага состоит из двух тесно сближенных таких тел. Другие массивы — Партенит, Кафель, Малый Медведь — имеют куполовидную форму (рис. 9).

Более мелкие интрузивные массивы широко распространены вдоль полосы среднеюрских эффузивов в западной части Южного берега (Алупка, Оползневое, Мухолатка и др.), вдоль края Качинского антиклинория между Салгиром и Бодраком, в районе мыса Фиолент, в районе Карадага, а также известны в Туакском антиклинории близ Солнечногорска и в ядре антиклинали Суук-Су севернее Судака. Это дайки или небольшие штокообразные тела, очень часто обладающие ясными признаками раздува в верхней части с переходом в куполовидное окончание. По составу это мелкозернистые или порфирированные диабазы, в периферической части — диабазовые порфириты. Реже встречаются диорит-порфириты, иногда кварцевые диорит-порфириты.

В последнее время радиометрически был определен возраст пород многих интрузивных массивов Крыма. Полученные результаты подтвердили, что они являются среднеюрскими. По данным Л. В. Фирсова, возраст изверженных пород Аюдага, мелких массивов района Бодрака и Алупки и пород массива Сераус определен в интервале от 152 до 163 млн. лет, что соответствует середине средней юры (байосскому веку).

В районе Карадага можно предполагать наличие и более молодых мелких интрузий келловейского возраста, так как там есть келловейские вулканические излияния и туфы. В частности, келловейским, вероятно, является небольшой интрузивный массивчик у подножия горы Татар-Хабурга, севернее пос. Планерского.

Верхнеюрские отложения

Верхнеюрские отложения играют важнейшую роль в строении Главной гряды Крымских гор на всем ее протяжении — от Балаклавы до Феодосии. Они представлены всеми ярусами, но наиболее распространены породы, относящиеся к оксфорду и титону.

Верхнеюрский комплекс на юго-западе Горного Крыма и на востоке (близ Феодосии) начинается отложениями нижнего келловея, которые без перерыва сменяют батские глины. Однако на большей средней части площади Крымских гор низы келловея отсутствуют и верхнеюрские породы начинаются слоями верхнего келловея или оксфорда, которые залегают трансгрессивно и резко несогласно на средней юре или на породах таврической серии.

С нижним мелом верхняя юра иногда связана постепенным переходом, но чаще в основании нижнемеловых отложений наблюдаются следы эрозии, карстовые явления и глыбовые конгломераты, указывающие на наличие значительного размыва между юрой и мелом.

Общая мощность верхнеюрских отложений сильно колеблется в Горном Крыму. В Судакском синклинории, на Демерджи-яйле и Караби-яйле мощность их достигает 3000—4000 м, у Ялты — 3000 м. В северном направлении мощность верхнеюрских пород сильно уменьшается и к предгорьям едва достигает нескольких сотен метров (рис. 10). Далее к северу они быстро выклиниваются совсем.

Верхнеюрские отложения можно подразделить в Крыму на три самостоятельных комплекса пород, разделенных в большинстве районов несогласиями.

Нижний из них относится к нижней и средней части келловейского яруса и распространен только в восточной и западной частях Крымских гор. Второй относится к верхнему келловею, оксфорду и низам кимериджа. Третий — к титонскому ярусу. Перерывы соответствуют части нижнего и среднего келловея, а также верхнему кимериджу, осадки которого в Крыму неизвестны, или во всяком случае палеонтологически не доказаны.

До последнего времени значительную часть оксфордских отложений, представленных известняками и мергелями, относили к так назы-

ваемому лузитанскому ярусу, или верхнему оксфорду и, в меньшей степени, к нижнему оксфорду. Лузитанский ярус был установлен П. Шофа в Португалии, где он представлен толщей известняков и мергелей с

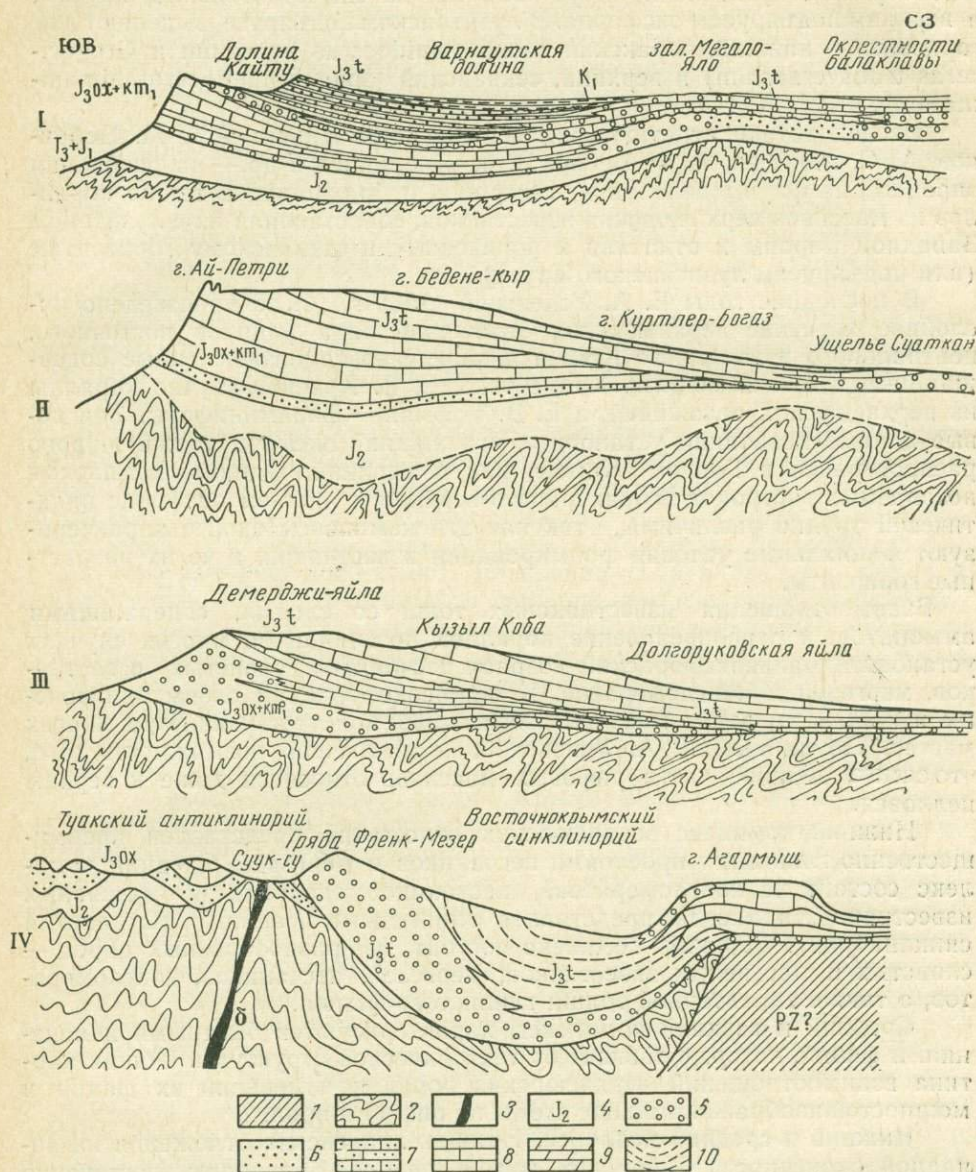


Рис. 10. Схема взаимоотношений фаций и отдельных толщ в комплексе верхнеюрских отложений Главной гряды

I — на юго-западе Горного Крыма; II — в районе Ялты; III — восточнее Алушты; IV — в районе Сулака. 1 — палеозойские породы; 2 — таврическая серия; 3 — интрузии основных пород; 4 — отложения средней юры; 5—10 — отложения оксфорда, нижнего киммериджа и титона (5 — конгломераты, 6 — песчаники, 7 — песчаные известняки, 8 — известняки, 9 — мергели, 10 — глины с прослоями известняков)

богатой фауной. Э. Ог выделил этот ярус во всех странах Южной Европы, где верхнеюрские отложения представлены известняковыми фациями с южной фауной гастропод, пелеципод, кораллов и брахиопод.

В Северной Европе, где разделение верхнеюрских отложений базируется на фауне аммонитов, было установлено, что лузитанский ярус по стратиграфическому положению соответствует верхней части оксфорда. Из шести выделяемых обычно в оксфорде (сверху вниз) аммонитовых

зон (*Epipeltoceras bimammatum*, *Aspidoceras hypselum*, *Gregorigeras transversarium*, *Aspidoceras perarmatum*, *Cardioceras cordatum*, *Qunstedticeras maria*) лузитанский ярус отвечает трем верхним. Таким образом, лузитанский ярус является не самостоятельным ярусом, а верхним подъярусом оксфорда. В лузитанском подъярусе выделяют два горизонта — нижний, роракский (зоны *Aspidoceras hypselum* и *Gregorigeras transversarium*) и верхний, секванский (зона *Epipeltoceras bimammatum*).

Исследователи стратиграфии верхней юры Крыма — В. М. Цебриков, А. С. Моисеев, Г. Ф. Вебер, В. Ф. Пчелинцев и др. — на основании определения фауны пелеципод, гастропод и брахиопод, а также кораллов из массивов верхнеюрских известняков, сопоставляли их с лузитаном Западной Европы и относили к роракскому и секванскому горизонтам (или подъярусам лузитанского яруса).

В последние годы Е. А. Успенской (1969 г.) было произведено сплошное изучение верхнеюрских отложений ряда районов восточного, центрального и западного Крыма и определены многочисленные содержащиеся в них аммониты. Кроме того, Е. В. Краснов изучил кораллы из верхнеюрских отложений, а Е. В. Гофман — фораминиферы. Эти новые данные позволили установить, что нижний оксфорд также широко распространен в Горном Крыму, как и верхний. Однако комплексы ископаемых гастропод и брахиопод в верхнем и нижнем оксфорде практически трудно различимы, так как эти комплексы скорее характеризуют фациальные условия формирования известняков, а не их возрастные горизонты.

Взаимоотношения известняковых толщ со слоями, содержащими аммонитов, и переопределение кораллов позволили во многих случаях установить раннеоксфордский возраст песчаников, слоистых известняков, мергелей и конгломератов. К нижнеоксфордским слоям приурочены и нижние рифовые массивы известняков, присутствующие во многих местах. По данным Е. А. Успенской, не исключена возможность того, что самые нижние части рифовых массивов относятся даже к верхам келловея.

Нижний комплекс верхнеюрских отложений представлен преимущественно глинами с прослоями песчаников и мергелей. Средний комплекс состоит из конгломератов, песчаников, слоистых и массивных известняков, а иногда представлен глинистыми фациями (Судакский синклиорий). Верхний комплекс состоит из разнообразных пород — слоистых и массивных известняков, мергелей, песчаников, конгломератов, а также характерной толщи глинистого флиша.

Средний и верхний комплексы характеризуются быстрыми изменениями фаций, которые зависят от тектонической структуры. Общая картина взаимоотношений верхнеюрских пород и изменений их фаций и мощностей изображены в виде схемы на рис. 11 и прил. 2.

Нижний и средний келловей. Нижнекелловейские отложения на западной оконечности Крымских гор, в районе Балаклавы, постепенно сменяют среднеюрские глины и представлены глинами с аммонитами *Macrocephallites macrocephallus* Schloth. и др. Верхи келловея здесь размыты.

На востоке, в пределах Судакского синклиория, на Меганомском полуострове ниже- и среднекелловейские отложения без следов несогласия сменяют породы средней юры, а кверху покрываются с размытием верхнекелловейскими и оксфордскими отложениями. Нижний и средний келловей здесь представлены толщей глин с тонкими прослоями песчаников и известняков, напоминающей глинистый флиш. Мощность его достигает 600 м. Иногда встречаются прослои оолитовых песчанистых мергелей и пласты более мощных желтоватых песчаников и шамозитовых известняков.

В этих отложениях встречены ископаемые нижнего келловея (*Macrocephallites macrocephallus* Schloth., *Hibolites hastatus* Blainv., *H. semihastatus* Blainv.), богатый комплекс среднекелловейских аммонитов, в том числе *Reineckeia anceps* Sow.

На побережье восточнее пос. Планерского нижний келловей представлен глинами, без перерыва сменяющимися среднеюрские глины. В них еще Д. П. Стремоухов собрал несколько аммонитов. Верхнекелловейские отложения янышарского горизонта ложатся на эти глины со следами размыва.

В районе Карадага ниже- и среднекелловейские глины содержат прослойки вулканических туфов; туфобрекчиями келловейского возраста сложена гора Шапка Мономаха близ Карадагской биологической станции Академии наук УССР. Среди келловейских глин встречаются и прослойки оолитовых мергелей с богатой фауной ниже- и среднекелловейских аммонитов.

В окрестностях Судака, близ с. Лагерного, и на горе Перчем келловейские слои представлены желтыми мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми известняками, несогласно налегающими на среднеюрские глины.

В пределах края Туакского антиклинального поднятия, севернее Карадага и гряды у с. Лагерного, и на горе Перчем, ниже-среднекелловейские отложения становятся более песчанистыми и ложатся на подстилающие породы со следами размыва. В этом проявляется различие между Судакским синклинием и Туакским антиклинальным поднятием, которое, как видно, проявляло себя в средней юре и в начале верхней юры. Очевидно, в синклинии шло непрерывное накопление осадков, а Туакский антиклинорий перед келловеем испытал поднятие, так что келловейское море трансгрессировало на его уже размытый край и не проникло, видимо, в его осевую часть.

Верхний келловей, оксфорд, кимеридж. Отложения верхнего келловея ложатся с размывом на подстилающие слои среднего и нижнего келловея или средней юры. Они установлены по палеонтологическим данным в восточной части Горного Крыма между Судаком и Феодосией, где представлены янышарским горизонтом, выделенным автором. В других районах центрального и юго-западного Крыма отложения верхнего келловея выделяются условно в ряде разрезов по стратиграфическому положению ниже оксфорда.

Янышарский горизонт начинается линзами базальных конгломератов и брекчий и состоит в основном из серых слоистых пластичных или обохренных, иногда песчаных глин с ярозитом и мергельными конкрециями. К нижним частям его приурочены прослойки или линзы (3—5 м) глинистых оолитовых мергелей, прослойки железистых глинистых рыжеватых песчаников и песков и глинистых конкреционных известняков, а к основанию — линзы конгломератов. В конгломератах встречаются глыбы шамозитовых известняков с аммонитами среднего и нижнего келловея и даже средней юры. Мощность горизонта от 30 до 150 м.

Для янышарского горизонта характерны аммониты верхнего келловея и нижнего оксфорда. В основании горизонта, согласно определениям Е. А. Успенской, присутствуют *Pseudophylloceras kunthi* (Neum.), *Hecticoceras rauracum* Ch. Mag., *H. rossienses* Teiss., *H. kobyi* Log., *Kosmoceras ornatum* Schlotha, *Peltoceras athletoides* Lah., *P. annulare* Rein., *Sowerbyceras helios* Noetl., *S. tortisulcatum* Orb., а также богатый комплекс верхнекелловейских фораминифер, белемнитов, кораллов, брахиопод и двустворок; в верхах — *Cardioceras cordatum* Sow., *Creniceras renggeri* Orp.

Близ Судака к верхнему келловее — нижнему оксфорду относятся по аммонитам песчаники, шамозитовые оолитовые известняки и часть

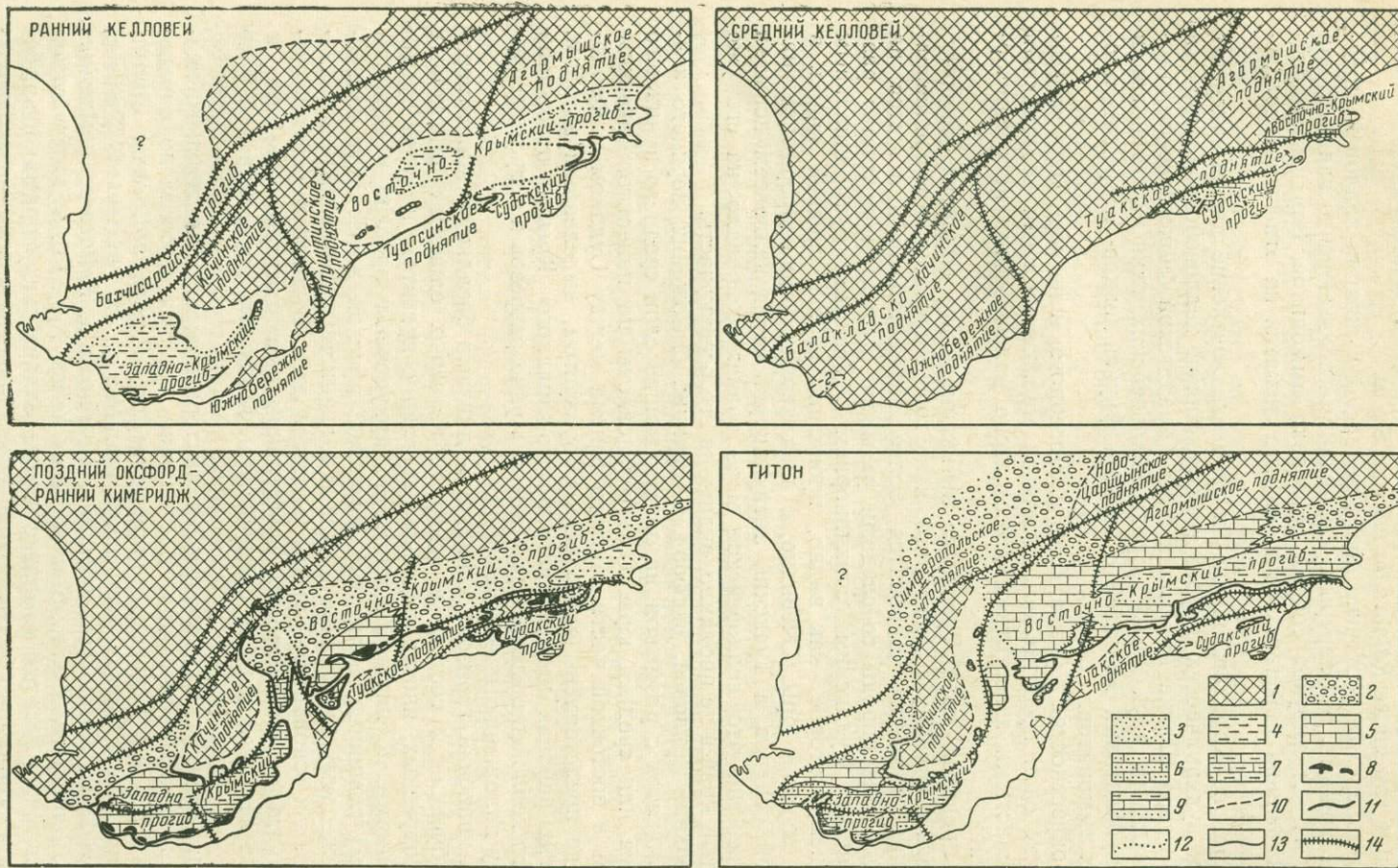


Рис. 11. Литолого-фациальные схемы верхней юры (по Е. А. Успенской).

1 — область размыва; 2 — галечники с песком; 3 — пески; 4 — глины с прослоями песков; 5 — известняки; 6 — песчанистые известняки; 7 — глинистые известняки, мергели; 8 — рифовые массивы; 9 — карбонатно-терригенно-глинистый флиш; 10 — граница суши и моря; 11 — границы неогеновых и четвертичных размывов; 12 — границы древних размывов; 13 — границы литологических комплексов; 14 — палеотектонические разрывные нарушения

толщи глин с прослоями песчаников, а также массивные биогермные известняки, которые слагают мыс Алчак, основание горы Караул-Оба, нижнюю часть горы Сокол, склоны горы Перчем.

В Карадагской горной группе отложения верхнего келловей, соответствующие янышарскому горизонту, представлены в нижней части туфобрекчиями дацитового состава, которые по простиранию выклиниваются и замещаются глинистыми породами с прослоями туфопесчаников, туфобрекчий и конгломератов. Выше залегает пачка андезитов, слагающих восточную оконечность Берегового хребта Карадага — вершину горы Кок-кая (рис. 12). Общая мощность этих слоев достигает 80—100 м. Основание этих слоев залегает на среднеюрской туфолаво-вой серии со следами глубокого размыва, карманами и крупными эрозионными углублениями (рис. 13). В самой толще Е. А. Успенской найдены верхнекелловейские аммониты. Здесь верхний келловей, а может быть, и нижний оксфорд отличаются присутствием вулканических пород.

Оксфордские отложения в Горном Крыму пользуются более широким распространением, чем келловейские (см. рис. 11 и прил. 2), при этом в пределах Судакского синклинория они согласно налегают на келловей, а в других районах трансгрессивно перекрывают подстилающие породы с резким несогласием. Оксфордский ярус в Горном Крыму разделяется по комплексу фауны на два подъяруса: нижний и верхний (или лузитанский).

Отложения нижнего оксфорда связаны постепенным переходом с верхним келловеем и распространены преимущественно в районах, где присутствуют и верхнекелловейские: в пределах Судакского синклинория, в восточной части Туакского поднятия, а также на отдельных участках южного и северного склона Главной гряды и в синклинориях восточного и юго-западного Крыма. В пределах Судакского синклинория они представлены глинами с прослоями песчаников и биогермными массивами. В пределах Туакского поднятия — конгломератами, песчаниками, слоистыми и рифовыми известняками. Сходные породы нижнего оксфорда распространены в юго-западной части Горного Крыма.

Раннеоксфордский возраст описываемых отложений устанавливается присутствием: *Partschiceras plicatum* (Neum.), *Ochetoceras hispidum*

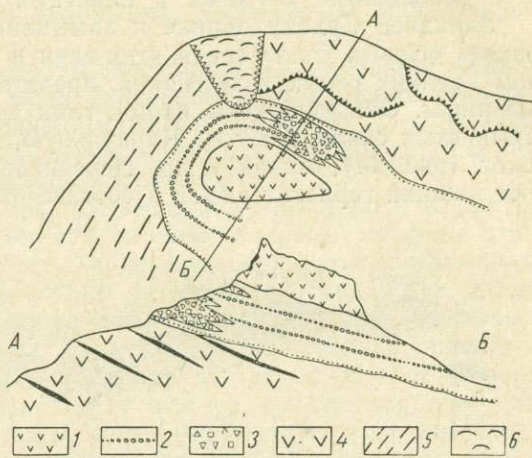


Рис. 12. Условия залегания осадочных отложений и вулканических толщ на горе Кок-кая в плане и в разрезе.

1 — андезиты келловей; 2 — келловейские глины с прослоями конгломератов; 3 — дациты и туфобрекчии келловей; 4 — туфолаво-вая серия байоса; 5 — глинистые толщи средней юры; 6 — оползни

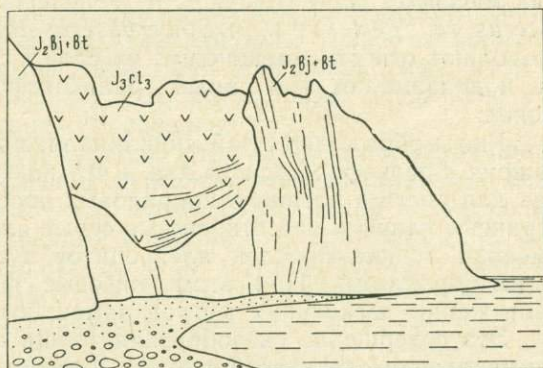


Рис. 13. Размыв в основании верхнего келловей (Карадаг, Сердоликовая бухта)

(Орр.), *O. cf. trimarginatum* Орб., *Creniceras renggeri* Орр., *Cardioceras cordatum* Sow., *Euaspidoceras cf. faustum* (Rayl.), *Peltoceratoides constantii* (Orb.) а также богатого комплекса фораминифер, кораллов, брахиопод.

В середине Судакского синклинория нижнеоксфордские отложения состоят из серых глин с прослоями известняков и алевролитов и местами с небольшими линзами и пластами песчаников и конгломератов.

Западнее Судака, ближе к замыканию синклинория, и в районе совхоза «Новый Свет» среди этих глин и алевролитов появляются массивы крепких серых известняков, представляющие настоящие коралловые рифы. Они обнажены из-под глин эрозией и образуют целый ряд обрывистых скалистых гор: Караульную, Хоба-тепе близ Нового Света, Сокол (рис. 14), Алчак и др. Перечисленные рифовые массивы образуют нижний горизонт рифов в составе оксфорда. В глинистых породах

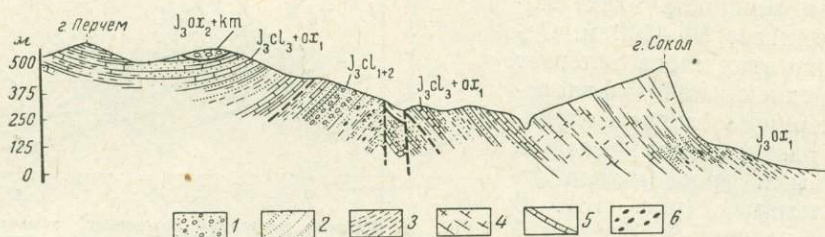


Рис. 14. Разрез верхнеюрских отложений в районе горы Перчем и горы Сокол.
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — рифовые известняки; 5 — известняки шамозитовые; 6 — сидеритовые конкреции

над массивом горы Сокол Е. А. Успенской обнаружены аммониты *Creniceras renggeri* Орр. и *Sowerbyceras tortisulcatum* (Sow.), которые позволяют отнести вмещающие их слои к самым низам верхнего оксфорда и доказывают тем самым раннеоксфордский возраст рифа горы Сокол.

Рифы обрамляют край синклинали, подчеркивая, что она была выражена в рельефе морского дна и что на этом краю прогиба были условия для роста и развития коралловых построек. Между рифами распространены глины и известковистые серые алевролиты, в которых местами имеются тонкие прослои алевролитов и глин, переполненных одиночными кораллами. При этом рифовые фации часто очень быстро на протяжении нескольких метров замещаются глинами и алевролитами.

Эта совершенно своеобразная толща получила от Д. В. Соколова наименование «судакской фации», а ныне, когда выяснилось ее стратиграфическое положение, ее называют судакской свитой. Нижняя часть этой свиты мощностью до 350 м соответствует янышарскому горизонту (верхний келловей — нижний оксфорд). Верхние горизонты относятся к верхнему оксфорду мощностью до 500 м.

К северо-востоку от Судакского синклинория (в пределах Судакско-Карадагской системы) главную роль в составе нижнеоксфордских отложений играют мелководные карбонатно-терригенные образования. Между пос. Планерским и с. Щebetовкой нижнеоксфордские отложения слагают основание гряды Сюрю-кая, горы Легенер, Балалы-кая, Папастепе, Чукур-кая, Отуз-кая, Отлу-кая. Повсюду они подстилаются мощной толщей верхнего келловей (15—40 м) и постепенно переходят в отложения верхнего оксфорда. В этом районе наибольшим распространением пользуются известковистые песчаники, чередующиеся с мелкозернистыми известняками и местами замещающиеся среднегалечными конгломератами. В центральной части Балалыкской синклинали песчаники замещаются органогенно-обломочными известняками, переходящими

вверх по разрезу и по простираанию в кораллово-водорослевые массивные биогермные известняки. Мощность нижнего оксфорда в этом районе в центральных частях синклинальных структур достигает 150 м. Раннеоксфордский возраст описываемых отложений устанавливается по их стратиграфическому положению выше верхнего келловоя и ниже слоев с аммонитами верхнего оксфорда, а также по наличию комплекса фораминифер, кораллов и иглокожих, характерных для нижнего оксфорда.

Западнее Судака конгломераты, песчаники и известняки нижнего оксфорда, протягиваясь вдоль края Туакского поднятия, слагают южные склоны Главной гряды до подножия Караби-яйлы. Е. А. Успенская обнаружила здесь в пестрой глинистой известняковой толще, близ источника Суук-Су, аммонитов нижнего оксфорда.

Западнее Караби, на нагорье Демерджи и Чатырдага, верхнеюрские отложения начинаются мощной толщей нижнеоксфордских конгломератов, налегающих прямо на таврическую серию. Эти конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки песчаников и сидеритов, вымытых из таврической серии, а также более древних песчаников, известняков, основных изверженных пород, изредка гальки гранитов. Особенно большой мощности конгломераты достигают на горе Демерджи близ Алушты (до 2000 м), слагая всю ее южную вершину (так называемая Екатерин-гора). Здесь в них наблюдаются весьма характерные формы выветривания в виде высоких столбов и пирамид. Можно очень хорошо проследить, что по простираанию к востоку они постепенно замещаются известняками. Последние сначала вклиниваются в их толщу небольшими прослоями, а затем, увеличиваясь в мощности, целиком замещают конгломераты. Вверху конгломераты тоже сменяются слоистыми известняками верхнего оксфорда.

В нагорьях юго-западной части Крыма (район Гурзуфского седла и северных склонов Главной гряды) верхняя юра также начинается конгломератами, песчаниками, песчанистыми или глинистыми известняками и пуддингами низов оксфордского яруса, резко несогласно налегающими на таврическую серию или среднюю юру.

В нагорье Бабуган, западнее Алушты, нижняя часть оксфорда представлена слоистыми известняками и мергелистыми известняками, бедная фауна которых еще плохо изучена. Нижнеоксфордский возраст этих отложений обосновывается находками в районе с. Счастливого Е. А. Успенской аммонитов, определенных ею как *Caliphyloceras manfredi* (Орр.), *Sowerbyceras kobyi* (Лог.), *Ochetoceras hispidum* (Орр.), *Perisphinctes linlei* Ch off. и характерных для нижнего оксфорда Кавказа и Западной Европы.

В районе Ялты к нижнему оксфорду относятся нижние части рифового массива горы Ай-Петри.

Верхнеоксфордские (лузитанские) отложения связаны со слоями нижнего оксфорда постепенным переходом в центральных частях синклинальных прогибов, но трансгрессивно переходят на более древние образования средней юры и таврической серии в пределах крыльев главных поднятий. Они представлены в пределах Судакского синклинория преимущественно толщей глин с прослоями органогенных известняков, песчаников, конгломератов и линзами и отдельными массивами биогермных известняков. Эта характерная свита светло-серых зеленоватых глин с тонкими выдержанными прослоями бурых сидеритов и мелкозернистых песчаников по характеру напоминает флиш (козская свита). Общая мощность достигает 1000—1500 м.

В окрестностях Судака и Нового Света верхнему оксфорду соответствует верхняя часть судакской свиты, которая представлена здесь известковистыми глинами с прослоями сидеритов и рифовыми массивами, образующими второй, более высокий рифовый горизонт. К нему

относятся массивы Серного источника, Тарахташская стена (рис. 15), Кершитерс и другие более мелкие.

Кораллы из этой части свиты близ Судака изучались Е. Соломко, позднее — А. Б. Миссуной, которые определили 62 вида. В последние годы кораллы отсюда же изучал Е. В. Краснов. По его данным верхи оксфордского разреза характеризуются следующим комплексом кораллов: *Montlivaltia thurmanni* Kobу, *M. renevievi* Kobу, *Thecosmilia cartieri* Kobу, *Comoseris irradians* Edw. et Ha im., *Thamnasteria coquandi* Et, *Calamophyllia flabellum* Blaink.

Севернее Судакского синклинория, в пределах Туакского антиклинального поднятия, к верхнеоксфордским отложениям относятся значительной мощности биогермные и слоистые известняки. Ими сложен ряд высоких горных вершин: Острая, Легенер, Козья, Барсук, Сандык-кая, Кизил-таш и др., а также верхи разреза толщи известняков, песчаников и конгломератов синклиналей Балалы-кая — Легенер, Отуз-кая,



Рис. 15. Тарахташская стена (вид с юга)

Папас-тепе, Ашламалыкской. В большинстве разрезов верхнеоксфордские отложения залегают согласно на верхнекелловейско-нижнеоксфордских образованиях в центральных частях структур и переходят трансгрессивно на более древние отложения на крыльях структур. Верхнеоксфордский возраст упомянутых образований определяется находками аммонитов *Taramelliceras episcopalis* (Log.), *Gregoryceras cf. transversarium*, *Lissoceratoides erato* (Ogb.) (определения Е. А. Успенской), характеризующими зону *Gregoryceras transversarium*. Более высокие слои верхнего оксфорда в этом районе отсутствуют (уничтожены предтитонской эрозией).

Мощность верхнеоксфордских пород достигает 600—1000 м и более. Они слагают складки, осложняющие строение Туакского поднятия и представляющие ряд плоских синклиналей, разделенных более крутыми антиклиналями, в ядрах которых выступают породы таврической серии.

Фации описываемых отложений быстро меняются по простиранию. Иногда, буквально, на протяжении нескольких сотен метров известняки полностью замещаются песчаниками, а последние — конгломератами. При всей пестроте этой толщи все же можно видеть, что распределение фаций зависит от тектонической структуры. Конгломераты окаймляют отдельные антиклинали, а состав их позволяет предположить, что они образовались за счет размыва поднятий на месте этих антиклиналей. Известняки, особенно рифовые, развиты в осевых частях узких синклиналей и окаймляют крылья наиболее широкой Кутлакской синклинали у с. Веселого. Осевая часть последней выполнена глинисто-алевролитовой толщей (рис. 16).

Западнее, в пределах южного края синклинория восточного Крыма, верхнеоксфордские отложения также представлены разнообразными фациями. Они протягиваются вдоль южных склонов Главной гряды до подножия Караби-яйлы. Здесь Г. Ф. Вебер собраны иглы лужитанских ежей *Paracidaris florigemma* Phill. и встречены другие ископаемые, в частности рудисты, определенные В. Ф. Пчелинцевым: *Epidiceras giganteum* P sel., *Plesiodiceras subvalfinense* P sel. и др.

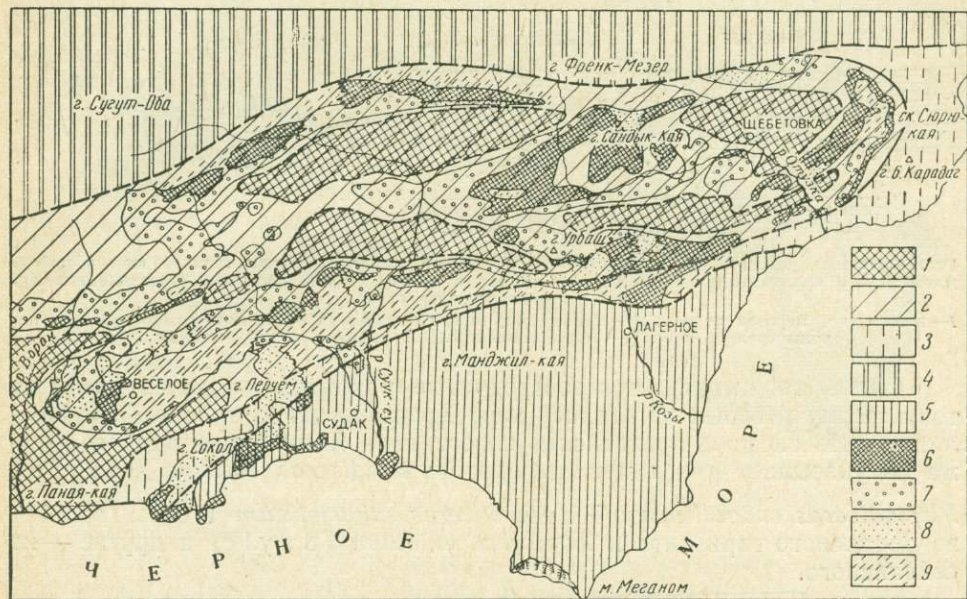


Рис. 16. Схема распространения фацис отложений оксфорда в восточной части Горного Крыма (по Д. С. Кизевальтеру).

1 — поднятия, выступавшие выше уровня моря в оксфорде; 2 — площадь Туакского антиклинального поднятия; 3 — область погружения края Туакского антиклинального поднятия; 4 — Восточно-крымский прогиб; 5 — Судакский прогиб — область развития глинистых отложений с прослоями песчаников; 6 — известняки, в том числе рифовые; 7 — конгломераты; 8 — песчаники; 9 — глины

На Демерджи распространены слоистые известняки с *Cryptoplocus subpyramidalis* Mü p s., залегающие выше нижнеоксфордских конгломератов.

В нагорьях юго-западной части Главной гряды верхнеоксфордские отложения достигают огромной мощности (2500—3000 м). Они слагают все нагорья Бабугана, южный край Никитского, Ялтинского и Ай-Петринского нагорий, а затем, резко уменьшаясь в мощности, протягиваются на запад вдоль обрывов Южного берега до мыса Айя. В мощной толще, где характерно чередование пачек слоистых известняков, мергелей, песчанистых известняков и песчаников, встречаются отдельные рифовые массивы, имеющие форму хлебных караваев размером в 100—300 м в длину и 20—30 м в толщину. В восточной оконечности синклинория близ Алушты на Бабугане слои падают к западу в направлении от края Туакского поднятия. Уменьшение их мощности происходит таким образом, что нижние слои оксфорда при движении к юго-западу от Бабугана к Никитской и Ялтинской яйле выклиниваются и на подстилающие породы налегают все более и более молодые слои сначала нижнего, а потом верхнего оксфорда (рис. 17).

Наиболее крупный рифовый массив ранне-позднеоксфордского возраста мощностью до 600 м представляет гора Ай-Петри; расположенная рядом с ней толща слоистых известняков верхнего оксфорда горы Шишко облекает этот риф (рис. 18). Меньших размеров рифы известны у Байдарских ворот, у Голубого Залива и в других местах. Ай-Петрин-

ский риф в своей нижней части, по данным Е. А. Успенской, относится, вероятно, к самым низам оксфорда.

В слоистых известняках юго-западного Крыма встречается богатая фауна роракского и секванского горизонтов — пелециподы, рудисты, гастроподы (*Cryptoplocus depressus* Voltz, *C. subpyramidalis* Münst., *Nerinea contorta* Bu v., *N. sequana* Thurm., *Natica amata* Orb., *Pygmatitis bruntruncana* Thurm. и др.), брахиоподы (*Terebratula subformosa* Roll., *Rhynchonella pingues* Roem.), кораллы и другие ископаемые.



Рис. 17. Схема условий залегания слоев оксфорда — в основании толщи верхней юры в районе Ялты. Видно выклинивание нижних слоев разреза к западу и трансгрессивное залегание каждого последующего слоя.

1 — известняки, мергели титона; 2 — известняки, мергели оксфорда — нижнего кимериджа; 3 — породы средней юры; 4 — таврическая серия; 5 — интрузия габбро-диоритов

Очень характерны толстостворчатые раковины рудистов (дицератов), фауну которых из верхней юры Крыма недавно описал В. Ф. Пчелинцев. Из оксфорд-лузитанских известняков Яйлы юго-западного Крыма он указывает ряд видов дицератов: *Epidiceras cotteani* (Ba yle), *Plesiodiceras subvalfinense* P cel., *Diceras subarrietinum* P cel. (рис. 19) из роракского горизонта и *Eodiceras eximium* (Ba yle) и другие — из секванского.



Рис. 18. Взаимоотношение рифового массива горы Ай-Петри (в центре) со слоистыми известняками (справа). Рис. И. В. Архипова

Верхняя часть разреза в крайней юго-западной части Горного Крыма содержит аммонитов *Taramelliceras pseudooculata* Bu k., *T. costatum* (Qu enst.), *T. flexuosa* (M ünst.) — формы, характерные для высоких горизонтов зоны *Eripeltoceras bimammatum* верхнего оксфорда.

К северо-западу и северу в пределах юго-западных нагорий оксфордские слои резко сокращаются в мощности и на северной окраине нагорий имеют всего 100—200 м. Здесь они сохранились на горах Базман и Кермен, на которых залегают в поднятом крыле большого сброса, соприкасаясь по этому сбросу с титонскими известняками, слагающими опущенное южное крыло. Также небольшую мощность имеют оксфордские породы в окрестностях Балаклавы, на антиклинали Сухая речка, где к ним относятся грубые песчаники, мелкогалечниковые конгломераты, песчанистые и рифовые известняки, а также губковые известняки.

Увеличение мощности оксфордских отложений к югу и наибольшая полнота их разреза на нагорьях Бабуган, Никитской яйлы, Демерджи и в Судакском районе и уменьшение мощности и полноты разреза к северу свидетельствуют о том, что трансгрессия оксфордского бассейна шла с юго-юго-востока, а на севере располагалась береговая

линия моря. Вместе с тем полоса наибольших мощностей оксфордских отложений, кроме Судакского синклинория, протягивается вдоль западного и северного краев Туакского поднятия. В то же время распространение конгломератов и замещение их известняками к северу от Демерджи свидетельствует, что снос материала шел с юга, откуда-то из района южнее Алушты — Рыбачьего, где и располагался центр Туакской геосинклинали.

На всей территории Горного Крыма оксфордские отложения связаны постепенным переходом с перекрывающими образованиями нижнего кимериджа, граница с которыми отбивается только в палеонтологически охарактеризованных разрезах, как правило, в литологически единой толще пород.

Отложения кимериджского яруса сохранились от предтитонского размыва на ограниченных участках. В отдельных разрезах восточного и юго-западного Крыма в верхах оксфордской толщи наблюдается комплекс фауны, характерной как для верхнего оксфорда, так и для нижнего кимериджа. Только в двух районах Горного Крыма — в центральной части синклинория юго-западного Крыма и в Судакском синклинории имеются кимериджские образования, палеонтологически охарактеризованные и выделяющиеся между отложениями оксфорда и титона в виде мощной толщи пород. В обоих случаях образования титона залегают на отложениях, относимых к кимериджскому ярусу, с видимым несогласием. Перерыв в осадконакоплении на границе кимериджского и титонского ярусов устанавливается в юго-западной части Горного Крыма, где из разреза выпадают образования верхнего кимериджа; в Судакском синклинории, по-видимому, кимериджские образования присутствуют в полном объеме.

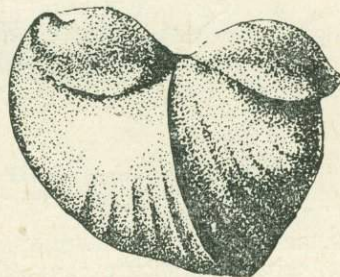


Рис. 19. Реконструкция раковины *Diceras subarletinum* Pcel. (по В. Ф. Пчелницеву)

Отложения кимериджского яруса в пределах центральной части синклинория юго-западного Крыма представлены тонкослоистыми глинистыми известняками и мергелями с прослоями органогенных и пелитоморфных коричневато-серых известняков общей мощностью от 400 до 500 м. Они слагают центральную часть Никитской яйлы (гора Кемаль-Эгерек) и часть плато Ялтинской.

По присутствию в разрезе *Streblites oxypictus* (Quenst.), *Ataxioceras licitor* (Font.), *A. breviceps* (Quenst.), *A. ernesti* (Quenst.), *Katrolliceras* cf. *crussoliensis* Font., *Aspidoceras acanticum* (Opp.), *Simoceras agrigentum* (Gem.), описываемые отложения относятся к нижнему кимериджу. Перекрывающие породы охарактеризованы аммонитами нижнего титона.

В центральной части Судакского синклинория к кимериджу относится глинистая толща пород (глины с сидеритами и прослоями песчаников) общей мощностью до 800 м. Граница с верхним оксфордом проходит внутри литологически однородной толщи пород и отбивается по появлению фораминифер: *Lagen monstra* Hoffm., *L. hispida* Reuss., *Globulina oolitica* Terg., *Saracenaria italica* (Defr.), характерных для кимериджских и нижневолжских отложений Поволжья.

Титон. Титонские отложения широко распространены в пределах Горного Крыма (рис. 20). Они отделены от оксфордских — нижнекимериджских отложений обычно резким несогласием, ложатся трансгрессивно на различные горизонты подстилающих пород. Только в Судакском синклинории следов перерыва и несогласия между кимериджем и титоном не наблюдается и здесь развит полный разрез верхних горизонтов юрских отложений.

В Судакском синклинии титонские отложения в нижней части представлены глинистой толщей (карштерской свитой), в основании которой залегает слой известняковых конгломератов. Свита состоит из серых глин и алевролитов с довольно мощными прослоями известняковых брекчий и известняковых конгломератов. Мощность свиты — 600 м.

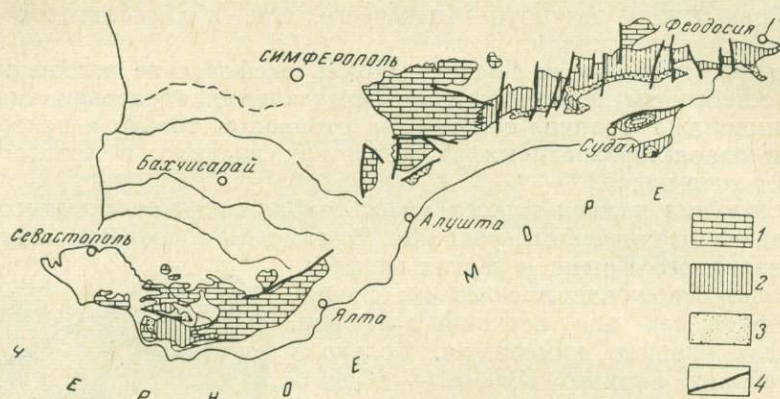


Рис. 20. Выходы титонских отложений в Горном Крыму (по И. В. Архипову). 1 — известняки; 2 — флиш; 3 — песчаники и конгломераты; 4 — сбросы и надвиги

Выше залегают конгломераты из разнообразной хорошо окатанной гальки, чередующиеся с пачками песчаников. Конгломераты достигают 200—300 м мощности; кверху и по простиранию, к центру Манджильской синклинали, они замещаются толщей глинистого флиша, который состоит из чередования глин с ритмично залегающими прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов (рис. 21). Мощность этих слоев здесь невелика (100—150 м), так как кровля их размыта.

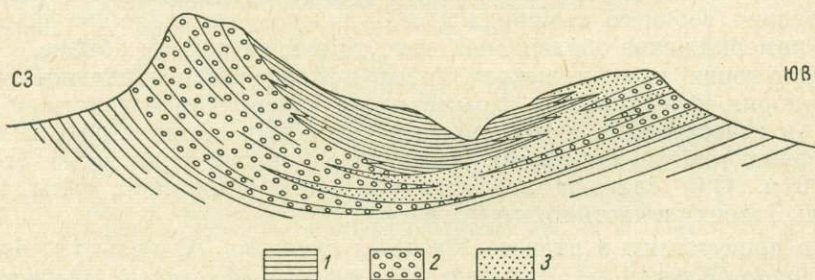


Рис. 21. Схема поперечного разреза Манджильской синклинали. 1 — флиш; 2 — конгломераты; 3 — песчаники

В пределах Туакского поднятия титонские отложения полностью отсутствуют, но очень широко развиты севернее его, заполняя протягивающийся параллельно Восточнокрымский синклиний. В его пределах титонские отложения достигают 1500—3000 м мощности и закономерно изменяются в фациальном отношении. В основании их залегает мощная толща базальных конгломератов, обычно очень круто стоящих и несогласно налегающих на разные слои смятых в складки отложений оксфорда и таврической серии. Мощность конгломератов колеблется от 100—200 до 600—800 м. Они протягиваются от нагорья Демерджи в районе Алушты до мыса Киик-Атлама на 75—80 км. Кверху они сменяются глинистым флишем, состоящим из глин с прослоями песчаников или из глин с прослоями брекчиевидных известняков и с включением более мощных линз конгломератов и белых известняков.

На западе, на склонах нагорья Караби флишевая толща на очень коротком расстоянии (2—3 км) замещается слоистыми известняками

(рис. 22). Известняки сначала образуют прослои во флише, затем западнее мощность прослоев увеличивается и известняки полностью замещают глинистую толщу. Известняки титона слагают нагорья Караби, Демерджи, Долгоруковского и Чатырдага. Они желтоватые, серые, с пачками алевролитов и глинистых известняков. Верхние горизонты их белые, фарфоровидные. Общая мощность до 2500 м. Западнее мощность титонских отложений резко уменьшается. В направлении к северу флишевая толща также замещается известняками, которые выступают в виде отдельных массивов в северном крыле Восточнокрымского синклинали. Это массивы горы Агармыш и района Белогорска.

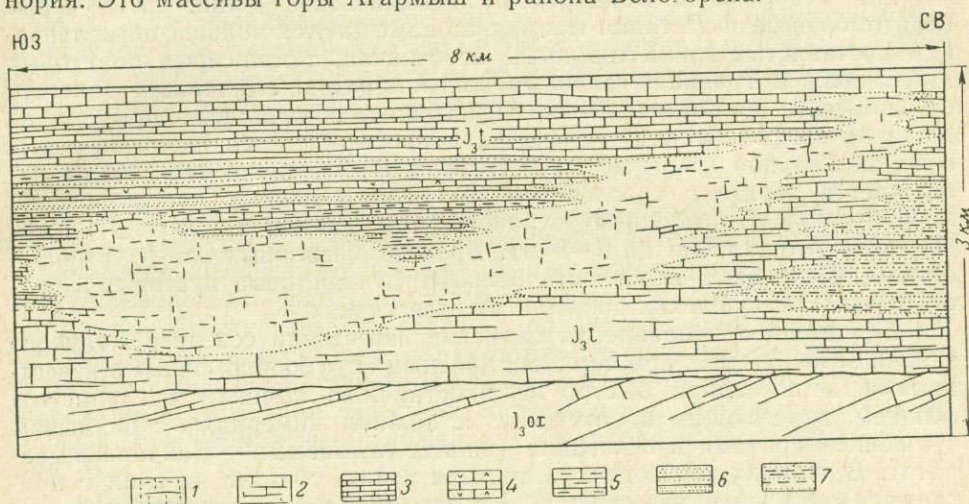


Рис. 22. Схема взаимоотношения слоистых и рифовых известняков титона на Караби-яйле (в плане).

1 — рифовые известняки; 2 — массивные слоистые известняки; 3 — слоистые известняки; 4 — органогенно-обломочные известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — песчаники; 7 — флиш (чередование глин и мелкообломочных известняков)

Кверху описанный глинистый флиш сменяется без перерыва флишеподобной толщей низов валанжина с богатой фауной аммонитов.

Сама толща титонских отложений очень бедна органическими остатками. Во флише местами встречаются остатки титонских аптихов *Punctptychus punctatus* Voltz. и аммониты *Berriasella chaperi* Ret., *Oppelia macrotella* (Opp.), а из известняков толщи Караби-яйлы известны брахиоподы *Rhynchonella capillata* Zit., *Rh. malbosi* Pict., *Zeilleria lugubris* Suess и другие (определения В. П. Макридина) и моллюски *Itieria rugifera* Zitt., *Heterodiceras acutum* (Воем.),

Mesodiceras sokolovi Psel. и другие, указывающие на титонский возраст пород; кроме того, найдены и титонские аммониты: *Kossmatia richteri* (Opp.), *Berriasella callysto* (Opp.), *Thysanolytoceras sutile* (Opp.) (определения Е. А. Успенской).

На юго-западе Крыма титонские отложения также сильно изменяются в фациальном отношении. Здесь они заполняют Юго-Западный синклинали. В его восточной части, на Никитском и Ай-Петринском нагорьях, они представлены известняками, которые без видимого перерыва налегают на мощную толщу глинистых известняков нижнего кимебриджа. Известняки эти серые и желтовато-серые, слоистые, иногда вверху толщи красноватые, с пачками темно-серых мергелистых известняков и мергелей, а также известковистых песчаников и алевролитов. Отсюда известна богатая и разнообразная фауна гастропод (*Nerinea*, *Natica*, *Polyptyxis*, *Aptyxiella*, *Ptygmatis*, *Itieria rugifera* Zitt., *Diptyxis csaklyana* Heub., *Cryptoplocus pyramidalis* Münst. и др.), пеллеципод (*Diceras* и др.), брахиопод (*Terebratulina moravica* Glock., *T. formosa* Suess и др.) и кораллов. Дицераты титона особенно многочисленны

в известняках вдоль южного борта синклинии и на склонах поднятия Сухая речка. Н. К. Овечкиным с Ай-Петринского нагорья описаны также титонские аммониты: *Euphyllloceras serum* Opp., *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Lithacoceras cf. ulmensis* Opp., *Virgatosphinctes transitorius* Opp., *V. saheraensis* Spath., *V. cf. senex* Opp., *Lytoceras liebigi* Opp., *Aulacosphinctes occultefurcatus* Waag., *Kossmatia aff. richteri* Opp.

Таким образом, титонский возраст этих известняков в настоящее время достаточно хорошо обоснован палеонтологически.

На водоразделе Байдарской и Коккозской долин светло-серые пелитоморфные известняки фациально замещаются толщей переслаивания песчаных глин, глинистых песчаников, темно-серых оолитовых известняков и гравийно-галечных конгломератов. Эта толща залегает с разрывом на оксфордских известняках, а западнее горы Ялнах даже на среднеюрских отложениях, и прослеживается вдоль северных склонов Главной гряды до горы Базман. В основании этой толщи наблюдается горизонт красновато-бурых известняковых конгломератов, либо брекчий. К последнему в районе горы Базман приурочены линзы бокситов (мощностью до 6—8 м). Брекчий базальных слоев титона и бокситы выполняют неровности рельефа (и карстовые пустоты) в подстилающих оксфордских рифогенных известняках.

В западном направлении слоистые известняки севернее Голубого залива замещаются характерными красными грубообломочными известняками, а последние быстро по простиранию сменяются глинистым флишем, залегающим на оксфорде и нижнем кимеридже с разрывом и с конгломератами в основании (иногда глыбовыми — Байдарские ворота). В нижних горизонтах флишевая толща состоит из глин с прослоями мергелей и известняков. Кверху они сменяются чередованием глинистых пород и мелкозернистых песчаников и алевролитов с *Punctaptychus punctatus* Voltz, *Aptychus latus* Park., *Perisphinctes lothari* Opp.

Севернее и западнее (ближе к Балаклаве и берегу моря) флишевые фации снова замещаются красными, а затем слоистыми известняками. В антиклинали Сухая речка они залегают с разрывом на оксфорде и начинаются конгломератами с глыбами красных известняков. Западнее Балаклавы развиты чистые известняки. Мощность титонских отложений здесь не менее 700—1000 м.

Как и оксфордские отложения, титонские к северу уменьшаются в мощности и выклиниваются. Скважины в предгорной части Крыма между Симферополем и Зуей и в районе Евпатории (Саки) вскрыли под нижнемеловыми отложениями и выше среднеюрских только красные и пестрые алевролиты, песчаники и глины, а также галечники континентального происхождения мощностью от 25—40 до 100 м. Возможно, что эти красноцветы по возрасту и стратиграфическому положению отвечают всей или верхней части описанной выше толщи титона.

Несмотря на несогласное залегание титонских отложений на оксфорд-кимериджских и появление в них мощных флишевых толщ, в характере их пространственного распространения много общего. По сравнению с комплексом верхнего келловея — оксфорда — нижнего кимериджа комплекс титонских отложений со всеми его фациями как бы сдвинут к северу в Восточнокрымской синклинии и к северо-западу в Юго-Западной синклинии. Вероятно, это связано с двумя причинами. С одной стороны, в титоне продолжалось развитие трансгрессии, начавшейся в среднем келловее и оксфорде и шедшей в одном и том же направлении. С другой стороны, смещение одного осадочного комплекса по отношению к другому связано с расширением и ростом поднятий, располагавшихся южнее, и в частности, Туакской геоантиклинали. Оба прогиба, в которых накапливались титонские отложения, располагались

на границе современного Горного и равнинного Крыма, а севернее их была суша, в которой местами отлагались континентальные красные цвета (см. рис. 11).

В распределении фаций титона наблюдается строгая закономерность, связанная с асимметрией прогибов. В поднятых частях северных бортов и в области замыкания прогибов отлагались известняковые толщи. В наиболее прогнутой южной и центральной частях образовался флиш, сопровождаемый базальными конгломератами. Для Юго-Западного синклинали И. В. Архипов установил закономерную смену известняковых фаций флишевыми через узкую зону розовых брекчиевидных известняков. Снос обломочного материала конгломератов и флиша шел, как и в предыдущую эпоху, с юга из области Леменско-Ялтинского поднятия, которое располагалось южнее западного Крыма.

Нижнемеловые отложения

Нижнемеловые отложения распространены сплошной, почти непрерывной полосой вдоль северного склона Крымских гор — от Балаклавы на западе до Феодосии на востоке. Они слагают значительные пространства основания Предгорной гряды, северного склона Главной гряды и отдельные участки в ее пределах. В области Главной гряды нижнемеловые отложения представлены преимущественно глинистыми фациями, относительно более глубоководными; в Предгорной гряде развиты чаще более мелководные известняки и песчаные образования. Широко развиты нижнемеловые отложения и в равнинной части Крыма (см. прил. 3).

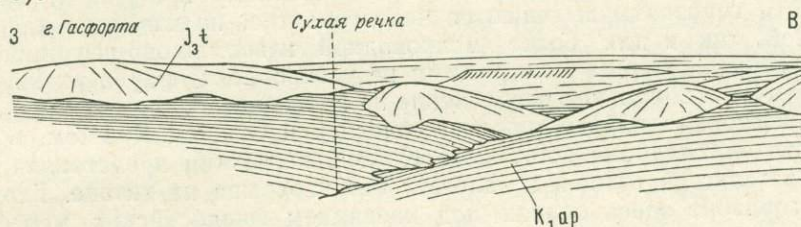


Рис. 23. Налегание аптских отложений (заштрихованы) на неровный размыйтый рельеф титонских пород в районе Байдарской долины в юго-западном Крыму (по И. В. Архипову)

Граница между нижнемеловыми и юрскими отложениями обычно совершенно отчетлива и характеризуется резкой литологической сменой пород со следами перерыва. Для области Предгорной гряды характерно четко выраженное несогласное трансгрессивное залегание нижнего мела на более древних породах (таврической серии и средней юры). Только местами (в районе Феодосии и южнее Белогорска) верхние горизонты титона и низы нижнего мела очень сходны литологически и не отделяются перерывом.

В отдельных участках Главной гряды нижнемеловые отложения нередко залегают в глубоких депрессиях среди высоко поднятых известняковых плато. В некоторых из них они покрывают титонский флиш, слагающий дно депрессий (Байдарская и Варнаутская долины, район Малбая к югу от Белогорска), а в других (Узунджикская котловина) залегают на неровной поверхности известняков среди известняковых возвышенностей (рис. 23). Депрессии имеют в основе древнеэрозионное происхождение, т. е. представляют собой остатки древнего, домелового, рельефа, выработанного реками. Расположение многих из них предопределено распределением участков более рыхлых глинистых и песчаных пород титона, которые в свою очередь формировались в участ-

ках, ограниченных разломами и зонами трещиноватости и лишь некоторые из них ограничены сбросами. Это касается наиболее крупных эрозионно-тектонических депрессий — Варнаутской, Салгирской, Байдарской. Более мелкие депрессии целиком связаны с процессами эрозии или карстом титонского времени.

Строение нижнемеловых отложений довольно сложно из-за быстрой фациальной изменчивости. Внутри нижнемеловых отложений имеется ряд перерывов, которые разделяют всю толщину нижнего мела на отдельные стратиграфические комплексы. Последние трансгрессивно налегают на подстилающие породы и местами — на более древние породы юры. Всего можно выделить четыре таких комплекса. По возрасту нижний из них относится к валанжину (включая берриасовый горизонт) и нижнему готериву, второй — к верхнему готериву и нижнему баррему, третий — к верхнему баррему, апту и нижнему альбу, четвертый — к среднему — верхнему альбу.

Отложения валанжина и нижнего готерива распространены только в горной части Крыма, а на севере выклиниваются. Более высокие горизонты верхнего готерива — нижнего баррема распространяются в пределы равнинной части Крыма. Особенно широко там распространен комплекс верхнего баррема, апта, нижнего альба, хотя эти отложения и перекрыты верхним мелом, палеогеном и неогеном.

Валанжин и нижний готерив. На основе палеонтологических данных в валанжине Крыма можно выделить два горизонта — нижний, соответствующий «инфраваланжину» или берриасовому горизонту, юго-восточной Франции; это, иначе говоря, зона *Subthurmannia boissieri* валанжина, и второй — соответствующий среднему и верхнему валанжину. Эти горизонты выделяются неповсеместно, но известны как для глинистой, так и для более мелководной известняково-песчаниковой фации. Точная граница между ними не установлена; фауна их изучена недостаточно и зональное расчленение не произведено.

На востоке, в районе между Феодосией и Старым Крымом, в осевой части синклинория восточного Крыма, валанжин представлен глинисто-мергелистой толщей и залегает без перерыва на титоне. Берриасовый горизонт здесь описан под названием феодосийских мергелей, которые вначале О. Ретовским (1893 г.) были отнесены к титону. Действительно, в них наряду с берриасовыми формами содержится ряд типичных титонских аммонитов, а также средневаланжинские. В целом весь комплекс фауны вполне типичен для берриаса. Здесь встречаются *Subthurmannia boissieri* Pict., *Berriasella pontica* Ret., *B. subchaperi* Ret., *B. callisto* d'Orb. *, *B. subrichteri* Ret., *Spiticeras polytrochum* Uhl., *Sp. theodossia* Desh., *Negreliceras negreli* Math., *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Euphyllloceras serum* Opp., *Berriascella incomposita* Ret., *Haploceras carachtheis* Zeuschn., *Neocomites occitanicus* Pict. ** и ряд других форм.

В толще берриаса наблюдается чередование однообразных слоев глин, мергелей и характерных мелкобрекчиевидных обломочных известняков; присутствуют типичные для нижележащего титонского флиша прослой известняковых конгломератов, причем мощность их достигает местами 1—1,2 м. Отличается берриасовая толща от титонского флиша прослоями пloyчатых белых мергелей, в которых главным образом содержится вышеупомянутая фауна.

Выше, близ Феодосии, залегает толща зеленых известковистых глин с бедной фауной аммонитов и белемнитов среднего и верхнего валанжина. Здесь, согласно данным М. С. Эристави, встречаются *Subthurmannia thurmanni* Pict., *Neocomites neocomiensis* Orb., *N. tre-*

* Титонские формы.

** Формы среднего валанжина.

zanensis Logy., *Kilianella roubaudiana* Orb., *Lamellaptychus didayi* Coq., *Duvalia lata* Blainv. и др. Общая мощность валанжина достигает 100—150 м.

Такие же мергели и глины валанжина распространены западнее, в районе между Коктебельским заливом и Старым Крымом (в пределах долин Бараколь и Арматлукской). Зеленые глины валанжина кверху сменяются здесь подобными же глинами, в которых встречены *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Camr. Последние указывают уже на нижнеготеривский возраст верхних слоев глин.

В области развития глинистых фаций валанжина в районе Феодосии и Белогорска нижний готерив представлен такими же глинами, причем резкой границы между ними нет, и разделение их производится только по смене фауны и появлению готеривских *Leopoldia leopoldi* Orb., *Duvalia dilatata* Blainv., *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Log. и др.

В районе Старого Крыма нижние горизонты мела представлены совершенно другими фациями конгломератов и слоистых песчаников без фауны. Возможно, что часть их относится к валанжину, но доказательств этого не имеется и обычно их относят к готериву.

Западнее, в районе южнее Грушевки по р. Индолу готеривские глины лежат согласно на валанжинских, а севернее появляются прослой конгломератов мощностью в несколько десятков метров, которые переходят с валанжинских глин и ложатся с размывом на титонские известняки.

В районе к югу от Белогорска и в пределах Караби-яйлы, в Молбайской котловине валанжинские отложения достигают большой мощности — в несколько сотен метров. Они согласно без перерыва налегают на титонский флиш и в нижней части также представлены флишем мощностью 150—200 м, относящимся к берриасу. Это ритмичное чередование известковистых зеленовато-желтых и зеленовато-серых глин с прослоями брекчиевидных известняков и буроватых мергелей. В них встречены берриасовые аммониты. Выше залегает слой известняковых глыб и щебня мощностью 5—8 м. Он отделяет берриас от вышележащих известковистых светло-серых глин, нередко с довольно обильной фауной и часто с тонкими прослоями песчаников и обломочных известняков среднего и верхнего валанжина.

Валанжинские отложения здесь вместе с нижним горизонтом заполняют осевую часть Восточнокрымского синклинория. Любопытно, что согласно данным Г. А. Лычагина, Г. Б. Сальмана и Т. И. Добровольской в северном направлении они быстро уменьшаются в мощности, выклиниваются и ближе к Белогорску ограничены выступами титонских известняков, на которые непосредственно налегают конгломераты готерива и баррема.

Западнее, между Белогорском и Салгиром, на участке северного склона Главной гряды, в верховьях рек Бештерека, Бурульчи, Зуи валанжинские отложения представлены мелководной фацией известняков, залегающих на титонских отложениях. В нижней части они состоят из песчанистых известняков и глауконитовых известняковых песчаников, содержащих *Subthurmannia boissieri* Pict., относящихся к берриасу. Верхняя часть их представлена белыми брекчиевидными или ноздреватыми и оолитовыми известняками с пелециподами и гастроподами, среди которых встречаются единичные экземпляры толстостворчатых пелеципод — рудистов.

В районе Симферополя и на участке от Салгира до Качи отложения валанжина отсутствуют. Западнее, на водоразделе Качи и Бельбека и между последней и долиной р. Черной, распространены более мелководные отложения валанжина — песчаники и песчанистые известняки с гастроподами, а также чистые белые и брекчиевидные розоватые

известняки значительной мощности, трансгрессивно налегающие на таврическую серию и верхнеюрские отложения (рис. 24).

Далее, в крайней западной части Крымских гор, в районе Балаклавы и в Байдарской долине, валанжинские отложения залегают на размытой поверхности титона, заполняя глубокие эрозионные котловины — Байдарскую, Варнаутскую и более мелкие (Узунджикскую и др.). Берриасовый горизонт представлен здесь глинами с прослоями известняков и местами с включением огромных глыб юрских известняков, образующих глыбовый навал, а средний и верхний валанжин — желтовато-серыми и зеленоватыми глинами с прослойками песчаников и известняков, которые ритмично чередуются в толще глин, напоминая флиш.

Мощность толщи резко изменяется, увеличиваясь в отдельных котловинах до 200—300 м и уменьшаясь над разделяющими котловины выступами юрских пород. Валанжинские глыны, таким образом, покрыва-

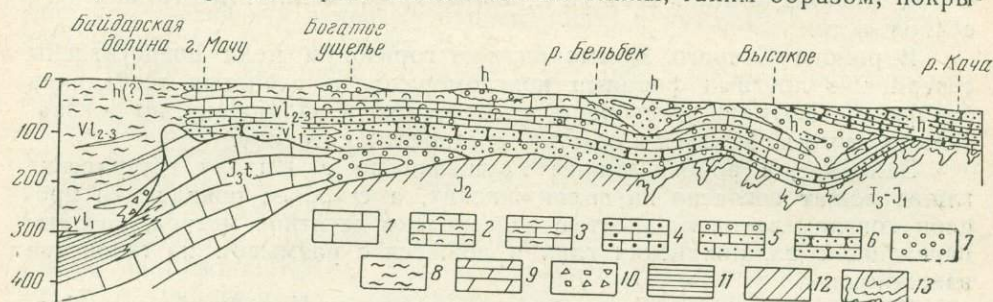


Рис. 24. Разрез Байдарская долина — р. Кача (по В. М. Цейслеру).

1 — известняки; 2 — органиогенные известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — гравелиты; 5 — оолитовые и песчаные известняки; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — глины; 9 — мергели; 10 — глыбовые брекчии; 11 — флиш титона; 12 — средняя юра; 13 — таврическая серия

вают неровный, сильно расчлененный рельеф поверхности верхнеюрских пород, причем в основании этих отложений нет или почти нет (за исключением упомянутого глыбового навала) грубообломочных пород и базальных конгломератов. По-видимому, раннемеловая трансгрессия моря так быстро распространялась, что море не успело срезать выступы рельефа и расчлененный рельеф, выработанный в известняках эрозией, очень быстро оказался на значительной глубине под уровнем моря и был погребен под глинистыми илами, осаждавшимися на его дне.

Валанжинский возраст глин доказывается присутствием в них таких характерных ископаемых, как *Duvalia lata* Valp v., *Thurmannites thurmanni* Pict. и *Lamellaptychus didayi* Coq. Встречаются и нижнеготеривские *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Samr. Подстилающие породы относятся к титону. Таким образом, время размыва, предшествовавшего валанжинской трансгрессии, было очень коротким.

Более глубоководные глинистые валанжинские отложения распространены на юге вдоль северного склона Главной гряды и к предгорьям либо быстро выклиниваются, как в районе Белогорска, либо сначала переходят в мелководные фации, а затем, очевидно, выклиниваются, как на юго-западе Крыма.

По своему распространению отложения валанжина и нижнего готерива, как видно, тесно связаны с титонскими и сменяют их в восточном Крыму без следов перерыва. Только на западе, в бассейне р. Черной, отчетливо выражены перерыв в отложении осадков перед берриасом и резко трансгрессивное залегание нижнего валанжина. Распространение валанжина — нижнего готерива ограничивается горной частью Крыма и теми депрессиями в его пределах, которые развивались в конце юры.

Кроме того, глинистые отложения валанжина — нижнего готерива широко распространены в восточной оконечности Крымских гор — в районе Планерского и Феодосии, в осевой части Восточнокрымского

синклинория. Несомненно, они раньше пользовались более широким распространением, но были позднее размыты.

Верхний готерив — нижний баррем. Значительно шире распространены отложения верхнего готерива — нижнего баррема, представленные песчаниками и обычно залегающие трансгрессивно на подстилающих породах. Эти отложения хорошо известны на больших пространствах по окраинам Горного Крыма и далеко распространяются в область равнинного, образуя там местами нижний горизонт осадочного чехла. Резкое различие в характере распространения валанжина — нижнего готерива, с одной стороны, и верхнего готерива — нижнего баррема — с другой, а также различия в роли, какую они играют в строении Горного и равнинного Крыма, впервые было отмечено и показано Г. А. Лычагиным (1958 г.).

На юго-западе Крыма песчаники и конгломераты готерива с кварцевой галькой перекрывают севернее долины р. Бельбека валанжинские отложения и срезают их на водоразделе Бельбека и Качи, а затем переходят на среднеюрские породы и таврическую серию. Готеривские отложения и их фации в последние годы здесь подробно исследованы В. В. Друшицем, который выделил среди них нижний и верхний горизонты. Готерив представлен здесь мелкозернистыми довольно мощными (100 м) желтыми песчаниками и известковистыми песчаниками с богатой фауной (р. Кача). К северу они сильно утоняются в мощности (до 20—15 м). В районе Бахчисарая (с. Прохладное) готеривские отложения представлены желтыми слоистыми песчаниками, которые становятся более известковистыми, содержат колониальные кораллы, сменяясь далее на север (Альма — Салгир) слоем песчаных желтых известняков. На Каче М. С. Эристави и В. В. Друшиц указывают в их нижней части характерную готеривскую фауну: *Astieria psilostoma* Uhl., *A. astieri* Ogb., *Leopoldia leopoldi* Ogb., *L. biasalensis* Kagak., *Acanthodiscus karakaschi* Uhl., *Lyticoceras regalis* Pav., *Balearites tauricus* Eichw., *Exogyra subsinuata* Leum. Для верхней части разреза характерны верхнеготеривские *Crioceratites duvali* Lev.

Нижнебарремские отложения между Альмой и Бельбеком представлены своеобразными оолитовыми розовыми и желтыми мергелем и известняком, часто переполненным головоногими и морскими ежами. Этот известняк небольшой мощности (2—3 м) прослеживается на участке к югу и северу от долины р. Качи. Его богатая фауна, содержащая ряд типичнейших форм западноевропейского баррема Средиземноморской провинции, была изучена и описана Н. И. Каракашем.

В нижней части известняка присутствуют *Speetonicerias versicolor* Tg. и *Sp. inversus* M. Pavl., характерные для нижнего баррема, а также представители родов *Andhamulina* и *Barremites*. В верхней части известняка присутствуют многочисленные ежи — представители рода *Holcodiscus* и в том числе *Holcodiscus caillaudianus* Ogb., *H. gastaldinus* Ogb. и др.

Происхождение розовых известняков с их преимущественно цефалоподовой фауной не исследовано. По-видимому, они должны быть отнесены к отложениям более глубоководным, чем вышеохарактеризованные песчаные и коралловые известняки.

Восточнее Симферополя верхний готерив и нижний баррем вновь увеличиваются в мощности и в районе с. Мазанка представлены мощной мазанской свитой желтых мелкозернистых песков с прослоями песчаников. Такие же пески и песчаники обнаружены многими буровыми скважинами и в равнинной части Крыма, севернее Зуи и вплоть до района Евпатории и Новоселовки. Пески и песчаники здесь чередуются с темными глинами, которые местами преобладают, и вся толща готерива и нижнего баррема достигает 100 м. В основании отложений готерива в равнинной части Крыма присутствует гравийный конгломерат.

Нижние горизонты мазанской свиты содержат готеривскую фауну; в верхних горизонтах залегают желтоватые зоогенные известняки с кораллами, пелециподами и другими ископаемыми баррема. Эти известняки содержат, по данным В. В. Друшица и Б. Г. Янина: *Phyllopacchyceras infundibulum* Ogb., *Ph. eichwaldi* (K a r a k.) *Emericiceras emeric* Lev. и других ископаемых нижнего баррема.

Мазанская свита в районе Зуи и Бурульчи в северном направлении, по данным Г. А. Лычагина, срезает валанжинские и титонские отложения и переходит на среднеюрские, а затем и на палеозойские отложения основания Скифской плиты. Мощность их здесь достигает 150—300 м.

Отложения этой свиты, залегая в основании осадочного чехла, перекрывают почти весь равнинный Крым и известны по скважинам в районе Сак, Евпатории, Новоселовского поднятия, Нижнегорска и Тарханкутского полуострова. Мощность их здесь 50—80 м. В районе Сак с этими песками связаны значительные запасы минеральных вод типа Боржоми, добываемых буровыми скважинами.

К востоку от Белогорска мазанская свита замещается другими фациями и между Белогорском и долиной Индола отложения верхнего готерива — баррема представлены слоем конгломератов и выше — песчано-глинистой толщей. Конгломераты состоят из очень разнообразной гальки и включают крупные валуны и глыбы хлорит-серицитовых сланцев, кварцитов, серицит-кварцевых сланцев и изверженных пород (диориты, порфириты, граниты); много известняков титона. Мощность конгломератов до 200 м. Конгломераты залегают с размывом на валанжине и титоне. Песчано-глинистая толща состоит из глин и песчаников желтовато-серого цвета, с растительными остатками.

В районе Старого Крыма верхний готерив — баррем представлен конгломератами и песчаниками, заполняющими Старо-Крымскую синклиналь. Конгломераты готерива, срезая валанжинские слои, ложатся на них с размывом и в северном направлении переходят на титонские известняки горы Агармыш. Восточнее, в районе Феодосии, верхний готерив — нижний баррем отсутствуют.

Верхнеготеривские и нижнебарремские отложения распространяются значительно дальше к северу, чем валанжинские — нижнеготеривские, перекрывая весь или почти весь равнинный Крым. В то же время в предгорной полосе они трансгрессивно переходят с валанжина на более древние породы. Это свидетельствует о том, что в позднем готериве произошло сильное расширение морского бассейна в северном направлении. В валанжине — нижнем готериве бассейн ограничивался полосой северного склона и, вероятно, распространялся к югу, в пределы современной Главной гряды, которой тогда еще не существовало. На севере он был ограничен приподнятой сушей, расположенной в районе Старого Крыма, Белогорска и Симферополя и отсюда тянувшейся к югу в пределы Качинского поднятия и района Бахчисарая. Суша эта охватывала, видимо, и весь равнинный Крым и была сложена теми палеозойскими и докембрийскими породами, которые скрыты сейчас под мощным осадочным чехлом меловых и третичных отложений. В позднем готериве — раннем барреме морской бассейн на севере расширился, море трансгрессировало на эту сушу, и она была впервые целиком или почти целиком перекрыта морем.

Верхний баррем — апт — нижний альб. Отложения верхнего баррема, апта и нижнего альба образуют единую толщу светлых известковистых зеленоватых, желтоватых, коричневых или красноватых глин с ярко-красными или бурыми конкрециями сферосидеритов и иногда небольшими прослоями песчаников. Только по остаткам ископаемых — мелких ожелезненных слепков аммонитов превосходной сохранности и рограм белемнитов можно разделить эти глины на две части — верхнебарремскую и апт-нижеальбскую. Глинистая толща залегают или

согласно на мазанской свите, или трансгрессивно переходит на самые различные более древние породы вплоть до таврической серии, залегая на ней иногда со следами глубокого размыва с конгломератами в основании.

Из ископаемых в нижней части глин в долине р. Качи М. С. Эристави указывает присутствие следующих барремских форм: *Barremites difficilis* Orb., *B. psilotatus* Uhl., *Lytoceras taiganensis* Vor. В. В. Друшиц указывает отсюда *Macroscaphites yvani* и *Silesites seranonis* Orb. В более высоких горизонтах встречаются аптские белемниты: *Neohibolites clava* Stol., *N. ewaldisimilis* Stol. и некоторые *Mesohibolites*. В. В. Друшиц описал ряд аптских аммонитов: *Deshayesites deshayesi* Sow., *Euphyloceras apticus* Saup. и др. В верхней части глин широко распространены *Mesohibolites semicanaliculatus* Blainv., *M. aptiensis* Kil., *Neohibolites inflexus* Stol. М. С. Эристави указывает отсюда *Puzosia emeric* Raspr., *Aconoceras nisum* Orb., считая, что эта фауна характеризует гаргазский (верхний) подъярус апта. Встречаются здесь *Desmoceras*, *Uligella*, клювы наutilusов и мелкие аптихи. Фауна апта Крыма в целом изучена очень плохо. В самых верхах глинистой толщи в долинах рек Качи и Альмы М. С. Эристави установил наличие нижеальбских белемнитов.

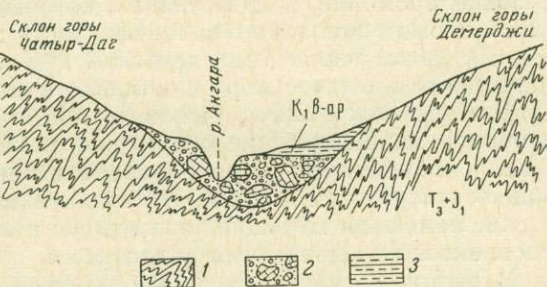


Рис. 25. Схема залегания баррем-аптских конгломератов в глубокой промоине восточнее Чатырдага.
1 — таврическая серия; 2 — конгломераты с глыбами известняков; 3 — песчаники и глины баррема-апта

В долине р. Салгир описываемые глины достигают огромной мощности и заполняют глубокую котловину, в которой залегают гипсометрически ниже верхнеюрских пород, слагающих ее борта; при этом они перекрывают с размывом известняки титона по краю Долгоруковского нагорья и углубляются на юге в ущелье р. Ангары (верховья р. Салгира у с. Перевального) между Чатырдагом и Демерджи. Здесь баррем-аптские и нижеальбские глины, сопровождаемые в основании глыбовым мощным конгломератом, лежат в глубокой промоине в таврической серии, причем ложе этой промоины находится на 400—600 м ниже основания верхнеюрских известняков, слагающих Чатырдаг (рис. 25).

Это свидетельствует о чрезвычайно глубоком размыве и образовании врезанных речных долин, которые формировались в середине баррема. Поздняя баррем-аптская морская трансгрессия вошла в эти долины в виде заливов, в которых отлагались сначала глыбовые навалы и конгломераты, а затем тонкие глинистые илы.

Аптские глины сменяются сверху толщей глин, чередующихся с тонкими прослоями полимиктовых песчаников. Толща имеет сходство с флишем, достигает мощности в несколько сотен метров. В ее верхних горизонтах мощность песчаных прослоев увеличивается и они делаются светлыми, кварцевыми. Нижние горизонты толщи относятся, по-видимому, к низам альба, верхи, вероятно, уже к среднему альбу, поскольку Г. Ф. Вебер указывает отсюда находки *Neohibolites minimus* List.

Между Симферополем и Балаклавой баррем-аптские и нижеальбские глины прослеживаются почти непрерывно, за исключением нескольких участков, где подверглись размыву в среднеальбское время или перекрыты верхним мелом и эоценом. Длинной полосой они протягиваются к юго-западу от Симферополя до долины Альмы и вскрыты рядом карьеров. На водоразделе Альмы и Бодрака они отсутствуют

и вновь появляются на водоразделе Бодрака и Качи (гора Сельбухра) и в долине р. Качи. Далее на водоразделе Бельбека и Черной верхнебаррем-аптские глины уничтожены преальбским размывом и сохранились только на небольших участках на водоразделе Бельбека и Качи. Ввиду древнего размыва полная мощность их почти нигде не сохранилась, на Каче она достигает 100—200 м.

В районе Балаклавы и долины р. Черной баррем-аптские и нижнеальбские глины с размывом трансгрессивно налегают на титонские конгломераты и известняки. Южнее, в Байдарской и Варнаутской долинах, баррем-аптские глины трансгрессивно налегают на глины валанжина и известняки титонского яруса. Они сохранились здесь на небольших участках поверх тех и других. Присутствие их свидетельствует о том, что глубокие промоины в известняках, которые образовались перед валанжином и были заполнены валанжинскими глинами, перед верхним барремом и аптом вновь были промыты. В эти обновленные ложбины проникло баррем-аптское море и оставило в них свои осадки.

Все это доказывает, что в горной части Крыма верхнебаррем-аптские и нижнеальбские отложения накапливались после эпохи размыва, и в ряде мест море образовало ингрессию, заполняя сформировавшиеся перед тем долины. По сравнению с валанжинскими осадками аптские занимали меньшие площади, но отлагались в условиях рельефа, обновленного преаптскими поднятиями.

В восточной части предгорного Крыма верхнебаррем-аптские глины широко развиты к югу от Белогорска, где они также со следами размыва налегают на разные горизонты нижнемеловых отложений и массивы титонских известняков. В частности, они залегают непосредственно поверх титона северного склона нагорья Караби (Куртлукская долина). Восточнее, в районе Грушевки и Курского, верхнебаррем-аптские глины сменяются кверху нижнеальбскими, установленными здесь выше апта В. В. Друщицем; они представлены чередованием глин и песчаников значительной мощности. В районе Феодосии верхнебаррем-аптские отложения представлены зелеными и красными глинами. В верхах их известны фораминиферы нижнего альба. Их общая мощность достигает 100 м, и залегают они на нижнем готериве. В районе Старого Крыма уже наблюдается трансгрессивное налегание глин на титонский флиш, а на северном склоне горы Агармыш — на титонские известняки.

В равнинной части Крыма баррем-аптские отложения широко распространены и представлены темными глинами и алевролитами, которые слагают нижнюю часть толщи осадочного чехла, заполняющего Каркинитскую и Сивашскую впадины, и покрывающие Тарханкутское и Новоцарицынское поднятия. Эти породы вскрыты многими скважинами в районе Новоселовки, Джанкоя, на Тарханкутском полуострове и у устья р. Сиваша. Нижняя часть этих глин относится к верхнему баррему-апту, а верхняя часть, по-видимому, к нижнему альбу. Однако детальное стратиграфическое расчленение толщи, достигающей 200—300 м мощности, еще не сделано.

Средний и верхний альб. Толща среднего и верхнего альба распространена очень широко как в горной, так и в равнинной частях Крыма. От нижележащих отложений ее отделяет почти всюду крупный перерыв и несогласие. Большая часть Крыма была, следовательно, приподнята перед отложением средне- и верхнеальбских осадков и подвергалась глубокому размыву. Образование средне- и верхнеальбских отложений, залегающих в основании верхнемеловых пород, по-видимому, приходится ставить в связь с первой стадией развития великой позднемеловой трансгрессии.

Средне- и верхнеальбские отложения разделяются по фауне аммонитов на ряд зон. Из них самые верхние, переходные к верхнему мелу,

объединяются иногда в особый враконский горизонт. В Крыму наибольшим распространением пользуются слои, относящиеся к верхнему альбу, выходы которых прослеживаются с отдельными перерывами по всей предгорной гряде от Балаклавы до Феодосии, но местами распространены и более низкие горизонты среднего альба, причем точно разграничить их обычно невозможно.

Среди верхнеальбских отложений можно выделить следующие фации: 1) темно-серые или черные тонкослоистые глины, представляющие собой относительно глубоководную фацию; 2) флишеподобное чередование глин с прослоями песчаников; 3) мелководные песчаники с прослоями конгломератов и песчаных глин; 4) песчаные известняки; 5) туфы и туфопесчаники.

Черные или темно-серые глины альба распространены только в районе, расположенном между Феодосией и Старым Крымом. Эти глубоководные глины очень бедны фауной. В последние годы, при изучении минерального источника близ Феодосии, В. Г. Газенко удалось обнаружить в них небольшие скопления раковин *Aucella gryphaeoides* Sow. Контакт альбских глин с аптом или нижним альбом неровный и можно предполагать трансгрессивное их залегание.

Фация глин с прослоями песчаников развита к западу от Старого Крыма. В верховьях р. Индола мощность слоев песчаников сильно увеличивается и они становятся зелеными глауконитовыми. Западнее, в районе Белогорска, распространены серые сланцеватые глины альба с редкими и тонкими песчаными прослоями, а в верхах альба присутствуют более песчаные отложения, содержащие в своем составе вулканический (туфовый) материал. Повсюду здесь верхний альб резким разрывом отделяется от апта и нижнего альба.

Западнее, в долине р. Зуи, верхнеальбские отложения представлены грубыми песчаниками и конгломератами, в которых Г. Ф. Вебер был найден *Mortoniceras* sp. Они залегают в глубокой эрозионной ложбине среди более древних слоев нижнего мела.

В Предгорной гряде, в районе Симферополя, альбские отложения отсутствуют и верхний мел или эоцен налегают на апт или нижележащие горизонты нижнего мела. Только южнее Симферополя, в долине Салгира, поверх аптских и нижнеальбских отложений залегают средняя и верхнеальбские отложения, к которым, вероятно, относится развитая здесь толща кварцевых слоистых песчаников. Эта толща достигает мощности в несколько сотен метров. Из нее известны *Neohibolites minimus* List. Западнее, в долине р. Альмы верхний альб представлен сравнительно маломощной толщей мелководных и прибрежных образований. Останцы альбских красных и желтых косослоистых песчаников, залегающих поверх аптских глин, известны близ долины р. Альмы, где они были описаны Н. И. Каракашем.

Далее к юго-западу верхнеальбские отложения установлены автором и в районе с. Прохладного близ Бахчисарая. Здесь они залегают гипсометрически ниже готерив-барремских песчаников, слагающих горы Шелудивую и Длинную, и резко трансгрессивно с разрывом ложатся на таврические сланцы, выполняя эрозионную ложбину до 60 м глубиной (рис. 26). Они представлены грубыми песчаниками, из которых В. П. Ренгартеом определены *Hysterocheras varicosum* Sow., *Neithea aequicostata* Lam., *N. quinaequicostata* Sow., *Cardium* ex gr. *ibbestonti* Forbes.

Hysterocheras varicosum Sow. является руководящей формой нижней зоны верхнего альба Западной Европы и вполне точно определяет возраст этих слоев. Указываются отсюда и другие верхнеальбские формы: *Pervinquieria inflata* Sow. и др. Кверху эти отложения переходят в песчаные глины, которые затем постепенно сменяются глауконитовыми песчаниками враконского горизонта.

Юго-западнее, в долине Качи, верхний альб представлен известковистым глауконитовым песчаником с кварцевой галькой и песчанистым известняком небольшой мощности. На водоразделе Качи и Бельбека и в долине Бельбека (рис. 27) он представлен зелеными рыхлыми глауконитовыми песчаниками с аммонитами и *Aucellina gryphaeoides* Sow. мощностью до 10 м, которые залегают с размывом на подстилающих породах.

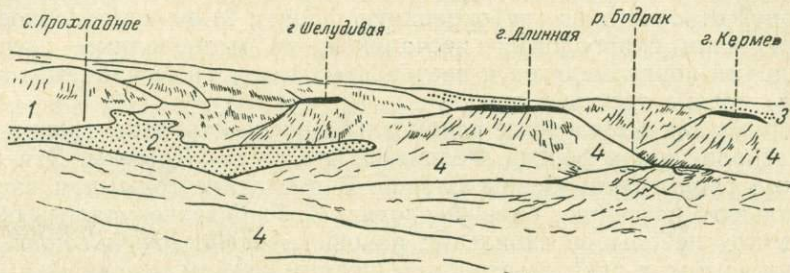


Рис. 26. Схема соотношения верхнего альба и готерива у с. Прохладного. 1 — верхнемеловые отложения с враконским горизонтом в основании; 2 — верхний альб; 3 — готерив; 4 — таврическая серия

Западнее, в окрестностях Балаклавы, средне- и верхнеальбские отложения сильно увеличиваются в мощности.

Восточнее Балаклавы развита довольно мощная толща вулканогенных пород, которые представлены чередованием туфов андезитового состава и туфогенных песчаников с прослоями глин и алевролитов. Мощность их — до 100 м. Выше залегают темные песчанистые глины.

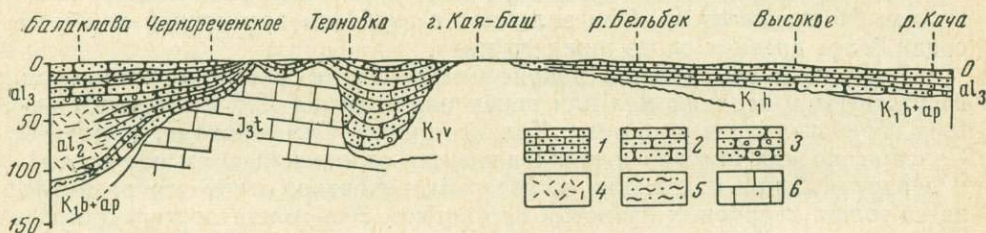


Рис. 27. Разрез Балаклава — р. Кача (по В. М. Цейслеру). 1 — песчанистые известняки; 2 — гравелиты и песчаники; 3 — песчаники из перемытых туфов; 4 — туфы; 5 — песчанистые глины; 6 — известняки титона

С этими породами связаны очень интересные глыбы изверженных пород — гранита, банатита, гранодиорита и других, описанных В. В. Аршиновым и др., как «эратические валуны окрестностей Балаклавы». В настоящее время значительная часть их выработана на шоссеный щебень. В. В. Аршинов предполагал, что глыбы были принесены водными потоками из области современного Черного моря. Такое же мнение высказано А. Ф. Слудским и, конечно, оно имеет под собой основание, учитывая, что в конце раннего мела область поднятий на месте Горного Крыма могла охватывать и значительную соседнюю часть современного Черного моря.

Богатая фауна пелеципод и гастропод из альбских песчаников окрестностей Балаклавы была изучена А. А. Борисяком и В. Ф. Пчелинцевым. Последний считает, что балаклавские песчаники принадлежат к низам альбского яруса.

Из альбских песчаников окрестностей Балаклавы известны также аммониты, собранные и определенные Г. Я. Крымгольцем. В списке

Г. Я. Крымгольца, приводимом В. Ф. Пчелинцевым, указываются формы, руководящие для различных горизонтов и зон альба: *Kosmatella agasizi* Pict., *Puzosia mayeri* Orb., *Hoplites dentatus* Sow. (средний альб), *Mortoniceras inflatum* Sow. (верхний альб) и др.

В. М. Цейслер указывает, что аммониты группы *Hoplites dentatus* встречаются в самом низу толщи альбских песчаников. Поэтому имеются все основания относить эту толщу к среднему и верхнему альбу.

Отложения среднего и верхнего альба широко распространены в пределах равнинного Крыма (см. прил. 3), где вскрыты многими скважинами. Внизу это кварцевые пески и песчаники с зернами глауконита и песчанистые аргиллиты, вверху — темно-серые, почти черные глины с *Aucellina gryphaeoides* Sow. В районе Новоселовки внизу также залегают серые алевролиты и песчанистые аргиллиты, выше — серые и темно-серые глины с прослоями известняков и мергеля.

Особенно большой мощности (1000—1500 м) достигают средне- и верхнеальбские отложения на Тарханкутском поднятии, в осевой части Каркинитской и Сивашской впадин, где они сейчас пройдены многими скважинами (в районе Меловой, Октябрьской, Елизаветово, Орловки, Джанкоя и др.). Среди этих отложений на Тарханкутском полуострове (в районе Меловой и Октябрьской) и в районе Джанкоя (близ Орловки и Вишняковки) скважинами вскрыты мощные проявления вулканической деятельности. На западе в районе Тарханкутского полуострова это андезитовые туфы с прослоями андезитов (общей мощностью до 300 м), которые выше сменяются чередованием зеленоватых андезитовых туфов, туфобрекчий и туфоаргиллитов до 860 м мощностью. К востоку вулканогенные и вулканокластические породы замещаются вулканогенно-осадочными. Площадь распространения вулканических пород достигает в поперечнике более 40 км. Подобные же туфы и туфогенные породы с прослоями андезитовых порфиритов вскрыты восточнее у Задорного и Каштановки, где их суммарная мощность достигает 700 м.

В районе Джанкоя, близ с. Орловки, вулканогенные породы в толще среднего — верхнего альба образуют две пачки. Нижняя мощностью более 450 м состоит из андезитовых порфиритов и дацитов. Верхняя мощностью до 900 м отделена от первой толщей осадочных пород около 300 м мощностью. Верхняя толща состоит тоже из чередования андезитов, туфов, лавобрекчий и других пирокластических пород. По положению в разрезе нижняя вулканогенная толща относится к среднему альбу, а верхняя — к самым верхам альба и, может быть, частично к сеноману. Прослой туфов и туфопесчаников вскрыты также в верхнем альбе в районе Джанкоя и южнее его, близ Вишняковки. В последнем пункте ниже их скважины вскрыли мощную толщу андезитовых порфиритов.

Отдельные прослой туфов, туфоаргиллитов и туфопесчаников присутствуют в разрезе среднего — верхнего альба также в пределах Новоселовского поднятия, у Елизаветово, Чапаева и Евпатории и в районе г. Саки.

Средне- и верхнеальбские отложения, залегая в Горном Крыму трансгрессивно с размывом на подстилающих породах, распространены шире нижележащих отложений баррема — апта — нижнего альба. В предгорьях средней части Горного Крыма море проникло в эрозионные долины, которые были выработаны после отложения баррем-аптских — нижнеальбских осадков, и поэтому средне-верхнеальбские отложения местами залегают ингрессивно в эрозионных ложбинах (с. Прохладное, р. Салгир, район Зуи). На востоке, в районе Феодосии, накапливались глубоководные глины, а на западе, в окрестностях Балаклавы, — более прибрежные и мелководные осадки. В равнинном Крыму, который весь был перекрыт средне-верхнеальбским морем, отлагались

относительно глубоководные глинисто-алевролитовые осадки. На дне этого бассейна вдоль разломов образовались крупные очаги вулканической деятельности.

Верхнемеловые отложения

Верхнемеловые отложения покрывают сплошным чехлом почти всю равнинную часть Крыма (см. прил. 4). Они заполняют впадины равнинного Крыма и отсутствуют только в пределах наиболее поднятой части Новоселовского поднятия. При этом в равнинном Крыму верхнемеловые отложения повсеместно перекрыты палеогеновыми и неогеновыми отложениями и на поверхность выступают только в одном месте,

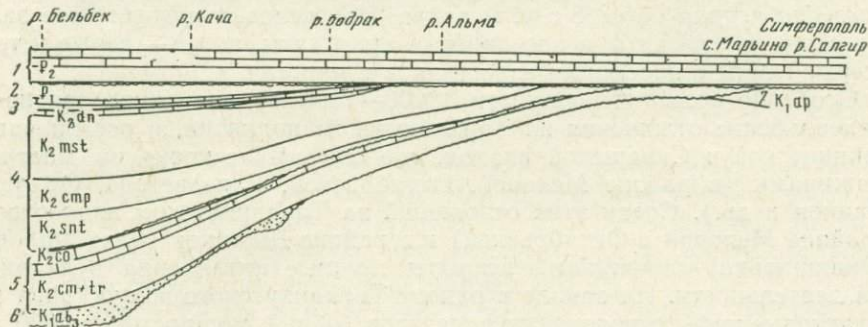


Рис. 28. Схема взаимотношений верхнемеловых и палеогеновых отложений в юго-западном Крыму.

1 — известняки и глины эоцена; 2 — мергели палеоцена; 3 — известняки датского яруса; 4 — мергели маастрихта, кампана и сантона; 5 — известняки и мергели коньяка, турона и сеномана; 6 — песчаники верхнего альба; 7 — глины апта

в западной части Тарханкутского вала (с. Меловое). На юге, при приближении к Горному Крыму, они поднимаются и выступают на дневную поверхность в области Предгорной гряды. Здесь выходы их как бы каменной ограничивают Горный Крым с севера, прослеживаясь почти на всем протяжении от Севастополя до Феодосии с небольшим перерывом между Симферополем и Зуей, где они отсутствуют. Выходы их есть и в ядре Карангатской антиклинали на юге Керченского полуострова; на Керченском полуострове верхнемеловые отложения повсеместно подстилают палеогеновые.

Верхнемеловые отложения представлены главным образом известняками, мергелями и песчанистыми мергелями (см. прил. 5). Наибольшей мощности они достигают в равнинном Крыму, к северу от Тарханкутского вала, где суммарная их мощность составляет почти 1850 м. В Предгорной гряде максимальная их мощность на западе (долина Бельбека) доходит до 600 м, но чаще составляет 200—300 м. Среди них можно выделить отложения всех ярусов. Наличие следов перерыва между туроном и сантоном, сопровождаемое часто отсутствием коньякского яруса, и между маастрихтом и датским ярусом позволяет разделить отложения верхнего мела на три комплекса, внутри которых отложения отдельных ярусов очень тесно слиты друг с другом и различаются главным образом по фауне. Такими комплексами являются (рис. 28): сеноман-турон-коньякский, сантон-кампан-маастрихтский и несколько обособленный — датский.

Сеноман, турон и коньяк. В западном Крыму (между Симферополем и Инкерманом) сеноманские отложения начинаются глауконитовыми песками и мергелистыми песчаниками и песчаными мергелями с отдельными глинистыми прослоями, содержащими *Neohibolites ultimus* (O r b.). Мощность их достигает нескольких метров. Верхняя часть сеномана представлена более мощными (до 40 м) сероватыми и крепкими оскольчатными мергелями с *Inoceramus crippei* M a n t., *Schloenbachia varians*

(Sow.), *Puzosia planulata* Sow., *Mantelliceras mantelli* (Sow.) и другими ископаемыми.

Сеноманские отложения часто трансгрессивно переходят на апт, среднюю юру и таврическую серию, перекрывая те участки, где отсутствуют верхнеальбские слои. С сеномана происходит, таким образом, сплошное перекрытие осадками северных окраин современного Горного и всего равнинного Крыма.

Сеноманские мергели вверх переходят в сходные по внешнему виду мергели мощностью до 50 м, содержащие нижнетуронские ископаемые. (*Inoceramus labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr.). В верхней части этих мергелей имеются кремневые конкреции и местами целые прослойки кремней. Многие конкреции неправильной и винтообразной формы являются, видимо, норами морских раков, заполненными кремнистым веществом.

Самые верхние горизонты турона представлены белыми фарфоровидными чистыми известняками мощностью до 30 м с *Inoceramus lamarcki* Park., *In. apicalis* Woods и мелкими брахиоподами *Cyclothyris cuvieri* Orb., *Rectithyris becksi* Roem.), ежами (*Infulaster excentricus* Forbes) и др. В них в районе Бахчисарая мною были обнаружены пока не определенные остатки рудистов, которые являются южными формами, известными на Балканах, в Турции и в Закавказье. Кверху туронские белые известняки на р. Бельбеке и в районе Бахчисарая сменяются коньякскими, которые не отличаются от туронских и образуют с ними единую толщу. В них встречены *Inoceramus* cf. *involutus* Sow., *In. deformis* Meek, *In. inconstans* Woods и другие коньякские формы.

На западе, в бассейне р. Черной, наблюдается трансгрессивный переход верхнетуронских отложений на размытые слои сеномана и далее на альб, и туронские слои начинаются конгломератами с кварцевой галькой. Южнее туронские песчаные мергели образуют изолированное пятно на горе Мачу, к северу от Байдарской долины.

К востоку сеноман и турон прослеживаются без перерыва почти до Симферополя. Туронские отложения, в том числе известняки, постепенно обогащаются песчаным материалом и переходят в глауконитовые песчаники; при этом турон и сеноман уменьшаются в мощности. Восточнее Симферополя сеноман и турон прослеживаются от р. Зуи до Белогорска и представлены чередованием белых и серых мергелей с богатой фауной. Восточнее Белогорска из-за трансгрессивного залегания маастрихта сеноман и турон сохранились лишь на отдельных участках близ Тополевки и Курского.

Туронские отложения представлены крепкими светло-серыми или белыми мергелями и налегающими на них рыхлыми меловидными известняками с *Inoceramus lamarcki* Park. (верхний турон). Они развиты между р. Бурульчей и Белогорском. В центре Белогорского района брекчиевидные известняки турона налегают на враконские отложения. Восточнее туронские отложения снова подстилаются сеноманом, у Тополевки опять появляются брекчиевидные известняки турона, залегающие с размывом на враконских глинах. Среди обломков брекчий встречаются куски альбских глин.

В Феодосийском районе туронские отложения выражены известняками и песчанистыми мергелями. Здесь палеонтологически охарактеризованы только верхнетуронские мергели. Мощность туронских отложений здесь не превышает 20—30 м.

С образованием туронских осадков, по-видимому, совпадает максимум трансгрессии, начавшейся в позднем альбе и сеномане. В связи с этим турон местами трансгрессивно переходит с сеномана на альб и подстилающие его породы. В районе Белогорска поверх туронских отложений сохранились и коньякские известняки и мергели с кремнями.

Сеноманские и туронские отложения так же, по-видимому, как и коньякские, распространяются к северу от предгорных гряд, сильно увеличиваясь в мощности. На Тарханкутском валу и в районе Новоселовки, по данным скважин, сеноман представлен песчанистыми и чистыми мергелями, которые согласно залегают на альбе; мощность их 65 м. К северу от Тарханкутского вала сеноман представлен чередованием черных аргиллитов, известняков и мергелей мощностью около 230 м.

Туронские отложения вместе с коньякскими на Тарханкутском валу достигают 115 м по мощности и состоят из мергелей. К северу от него они увеличиваются еще больше, чем сеноманские, и достигают 800 м, причем состоят из светло-серых известняков и мергелей. В районе Чапаева (севернее Новоселовки) среди мергелей турона — коньяка указываются вулканокластические туфы.

Сантон, кампан и маастрихт. Вышележащая толща преимущественно мергелей и известняков сантона, кампана и маастрихта полно представлена лишь в западной и восточной частях Предгорной гряды. Эти слои со следами размыва налегают на отложения коньяка и турона. В центральной части Крыма они сильно сокращены по мощности и объему. На западе в районе долины Бельбека — Бахчисарая толща эта состоит в нижней части (около 70 м) из белых и светло-серых мергелей, содержащих линзы и прослои бентонитовой глины, называемой килом. В их нижней части встречаются описанные Д. П. Найдиным типичные сантонские ископаемые *Actinocamax verus* Mill. *Marsupites testudinarius* Schloth.

Кроме того, известны редкие находки иноцерамов из группы *Inoceramus cardisoides* Goldf. Вышележащая средняя часть толщи мергелей с прослоями глин внизу содержит большое количество ископаемых кампана, в том числе *Belemnitella mucronata* Schloth. Мощность слоев до 100—150 м.

К верхней части кампанского яруса в последнее время стали относить белые и серые мергели с *Belemnitella langei* Schhatsk. и *Inoceramus balticus* Boehm, которые ранее включались в состав маастрихта. Мощность их достигает 30—40 м.

Восточнее Бахчисарая, на р. Альме, в основании описываемой толщи наблюдаются редкие следы размыва, вместе с тем мощность ее уменьшается. Изучение Б. М. Келлером фораминифер показало, что близ Симферополя песчанистые глауконитовые мергели с линзами кила, залегающие в основании толщи с размывом на туроне, относятся по возрасту к кампану или самым верхам сантона. Следовательно, нижние горизонты (большая часть сантона) здесь отсутствуют. Очевидно, кампан (или верхи сантона) трансгрессивно ложится на турон (см. рис. 28).

В восточной части Предгорной гряды отложения сантона — кампана достигают значительной мощности в районе Белогорска, уменьшаясь и сокращаясь к западу. В Феодосийском районе этим породам соответствует, видимо, нижняя пачка немых, слегка песчанистых мергелей, относимых к сантону, протягивающихся по склонам хребта Узун-Сырт и холмов к западу от Феодосии.

Верхняя часть описываемой толщи, относящаяся к маастрихту, представлена также мергелями, переходящими кверху в песчаники. Маастрихтские отложения являются наиболее выдержанными среди пород верхнего мела Крыма. Они слагают крутые склоны Предгорной гряды между Инкерманом и Симферополем, затем после перерыва у Симферополя обусловленного трансгрессивным залеганием эоцена, продолжают восточнее Белогорска, протягиваясь до Агармыша. Здесь они залегают с размывом на различных подстилающих горизонтах мела. После небольшого перерыва они снова выходят к востоку от Старого Крыма, участвуя в строении района Феодосии. Самыми восточными

являются выходы маастрихта в ядре антиклинальной складки на мысе Карангат, где вскрыты верхние горизонты яруса.

В пределах почти всей площади своего распространения маастрихтские отложения могут быть подразделены на две пачки слоев, связанные друг с другом и с подстилающими кампанскими мергелями постепенным переходом.

Внизу залегают чистые белые мергели, относительно бедные ископаемыми, кверху мергели становятся слегка песчанистыми (алевролитовыми) и в них появляется огромное количество разнообразных маастрихтских ископаемых: пелециподы — *Inoceramus balticus* Boehm., *In. tegulatus* Nag., *Gryphaea vesicularis* (Lam.), аммониты — *Baculites anceps* Lam., *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), *Hauericeras sulcatum* (Kner.), *Ancyloceras retrorsum* Schlüt., *Discoscaphites constrictus* (Sow.), белемниты — *Belemnella lanceolata* Schloth. и многие другие. Верхние слои маастрихта представлены мергелистыми мелкозернистыми, слегка глауконитовыми песчаниками. В этих мелководных прибрежных отложениях отдельные прослой переполнены раковинами пектенов (*Chlamys (Aequipecten) acuteplicatus* Alth. и др.) и устриц (*Gryphaea mirabilis* Rouss., *Grysimilis* Pusch., *Exogyra decussata* Goldf., *Lophadefrancii* (Fischer de Wald.). Кроме того, встречаются аммониты и белемниты — *Belemnella arkhangelski* Naid. В самом верху маастрихта местами встречается прослой зеленоватого глауконитового песка мощностью около 0,5 м, в котором особенно много роствов белемнитов. Многие относят этот слой к датскому ярусу.

Маастрихтские отложения характеризуют в предгорном Крыму эпоху постепенной регрессии; породы верхней пачки с банками устриц и пектенов указывают на значительное обмеление позднемелового бассейна. Общая мощность маастрихтских отложений на юго-западе достигает 200 м, сокращаясь при приближении к Симферополю.

Мергели сантона, кампана и маастрихта, как и подстилающие их слои, широко распространены в степной части Крыма. На Новоселовском поднятии Тарханкутского вала основание сантона налегает с размывом на подстилающие туронские, сеноманские и альбские отложения. Сантон представлен мергелями мощностью до 90 м. На них с размывом, местами срезая их целиком и переходя на подстилающие слои вплоть до альбских, налегает толща кампанских мергелей с прослоями глин мощностью до 70 м. Кверху они сменяются мергелями маастрихта мощностью около 200 м. Общая мощность рассматриваемых слоев достигает здесь 360 м. Мергели маастрихта на западе Тарханкутского полуострова в одном месте выходят на поверхность.

Севернее Тарханкутского вала мощность всех этих отложений возрастает до более чем 750 м, и они переходят в мергели с прослоями белых известняков и глин.

Датский ярус. Датский ярус образован крепкими известняками, залегающими слоем в 30—40 м, который увенчивает обрывы Предгорной гряды и слагает ее гребень.

Согласно наблюдениям Г. Ф. Вебер, посвятившей вопросу о границе маастрихта и датского яруса специальную статью, эти ярусы разделяет поверхность подводного размыва, нередко отчетливо проявляющаяся благодаря карманам в кровле маастрихта. Особенно ясно видны следы размыва на горе Бурундук-кая близ Белогорска, где датские песчаники лежат на среднем горизонте маастрихта, и в окрестностях Бахчисарая.

Отложения датского яруса могут быть разделены в Крыму на два горизонта, содержащие характерную для них фауну. Нижний горизонт представлен песчанистыми мергелями или известковистыми песчаниками с типичными датскими ежами, *Ancistrocrania*, *Hercoglossa danica*

(Schloth.), а также многочисленными устрицами. Мощность этого горизонта западнее Симферополя едва достигает 6 м; в восточном Крыму, у Белогорска, она достигает 40 м. Заканчивается датский ярус в западном Крыму мелководными мшанковыми и криноидными известняками мощностью до 20 м, содержащими членики *Burgueticrinus* и раковины *Ancistrocrania ignabergensis* (Retz.) и *An. tuberculata* (Nils.).

Оба горизонта хорошо развиты между Инкерманом и Бахчисараем. Восточнее они уменьшаются в мощности и затем срезаются эоценом между реками Бодраком и Альмой. К востоку от Симферополя датские слои вновь появляются только близ Белогорска. В Феодосийском районе датские отложения прослеживаются повсюду поверх маастрихта, причем представлены они песчанистыми мергелями (с редкими *Hercoglossa danica* Schloth.), которые местами содержат линзы плотных брекчиевидных криноидных известняков. Мелководные мшанковые известняки к северу от предгорий быстро замещаются более глубоководными мергелями, которые известны в районе Новоселовки и в других местах и достигают 70—80 м мощности. Здесь они залегают без прерыва на маастрихте.

В позднемоловую эпоху основной областью глубокого погружения и накопления морских осадков являлись равнинный Крым и Керченский полуостров, откуда море распространялось и в пределы горной части (см. прил. 4). Однако здесь осадки были более мелководными, и море, видимо, только временами покрывало значительную часть современного Горного Крыма, распространяясь в основном по его периферии. В центральной же части Горной гряды, начиная с альба, в течение всего верхнего мела располагалась приподнятая область, которая то представляла собой отмель на дне моря, то превращалась в остров. В эпохи регрессий, как, например, перед сантоном, площадь острова, вероятно, была значительна, охватывая и современное Предгорье. В эпохи трансгрессий в туроне и кампане остров сильно сокращался или даже целиком перекрывался водами моря. В конце маастрихта и датском веке он имел значительные размеры; датские известняки отлагались, по-видимому, очень близко от береговой линии и позволяют примерно наметить ее контуры.

КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения палеогеновой, неогеновой и четвертичной (антропогеновой) системы широко распространены в пределах Крыма.

Палеогеновые отложения

Палеогеновая система представлена в Крыму с большой полнотой всеми тремя отделами.

Отложения палеоцена и эоцена богато охарактеризованы фауной и образуют хорошие сплошные разрезы во многих местах Предгорной гряды, которую они слагают между Инкерманом (долина р. Черной) и Феодосией. Разрез палеоцена и эоцена юго-западной части Предгорной гряды хорошо расчленяется по литологическим признакам и на основе ряда групп ископаемых: нуммулитов, мелких фораминифер, пелеципод, гастропод, которые в настоящее время достаточно хорошо изучены.

Это побудило избрать разрез палеоценовых и эоценовых отложений юго-западного Крыма в качестве стратотипического для обоснования ярусного деления этих отделов. Постоянной комиссией по палеогену Межведомственного стратиграфического комитета в 1962 г. было принято решение о выделении, на основе разреза Крыма, инкерманского

и качинского ярусов в составе палеоцена и бахчисарайского, симферопольского, бодракского и альминского ярусов — в составе эоцена.

Отложения олигоцена в Крыму входят в состав майкопской серии, верхняя часть которой относится к нижнему миоцену. Олигоценовую часть майкопской серии удалось расчленить по фауне фораминифер и остракод на нижний и верхний олигоцен и выделить в них ряд характерных горизонтов.

Палеогеновые отложения, как и верхнемеловые, покрывают почти всю площадь равнинного Крыма и Керченского полуострова и образуют полосу выходов на поверхность вдоль Предгорной и Внешней гряд на всем их протяжении от Севастополя до Феодосии. При этом палеогеновые отложения очень тесно связаны своим распространением с верхнемеловыми, слагая те же самые структурные элементы. Значительные выходы палеогена имеются также на Керченском полуострове, где они слагают равнинную юго-западную часть последнего и выступают в ядрах многих антиклиналей.

Палеоцен. Палеоценовые отложения в Крыму подразделяются на два яруса — инкерманский и качинский. Первый представлен известняками, которые без перерыва сменяют известняки датского яруса и развиты в юго-западной части Предгорной гряды. Известняки эти массивные, с едва заметной грубой слоистостью, белые или желтоватые — кремового цвета, по составу органогенно-детритусовые, пористые, обычно неравномерно перекристаллизованные. В них, согласно данным Л. П. Горбач, присутствуют остатки палеоценовых раковин *Pectunculus duponti* Cossm., *Ostrea montensis* Cossm., *Crassatella exelsa* Cossm., *Turritella montensis* Вг. et Cogn. и других пелеципод и гастропод. Кроме моллюсков встречаются обломки морских ежей, зубы акул и скатов, литотамнии.

Е. К. Щуцка описала из этих отложений комплекс фораминифер. Фауна пелеципод и гастропод, перечисленная выше, является достаточно характерной для нижнего палеоцена — монтского яруса Бельгии. Общая мощность известняков нижнего палеоцена достигает здесь 15—25 м. В Предгорной гряде, между долинами р. Черной и Альмы, эти известняки образуют верхнюю часть и кровлю единого с датским ярусом толстого пласта, слагающего поверхность и гребень многих вершин и куэст в окрестностях Бахчисарая и Инкермана. Восточнее Альмы они срезаются верхним палеоценом и эоценом и вновь появляются в районе Белогорска.

Здесь, в долине рек Большая и Малая Карасу, нижнепалеоценовые отложения представлены органогенными белыми и кремовыми известняками с кремнистыми конкрециями. Известняки массивные, грубослоистые, пористые и содержат богатый комплекс пелеципод, гастропод и фораминифер, а также одиночные кораллы и наутилоидеи. В районе с. Тополевки, на горе Кувалач, известняки нижнего палеоцена достигают, по данным Л. П. Горбач, максимальной для Крыма мощности (250—300 м).

В районе между Старым Крымом и Феодосией палеоцен представлен желтоватыми, крепкими, местами сахаровидными известняками (гора Коклюк), которые к востоку замещаются свитой ритмично чередующихся голубовато-серых крепких известняков и светлых мергелей (свита Лысой горы). Они содержат редкие остатки пелеципод (*Lucina* sp.) и трубчатые известковые водоросли. Мощность их до 100 м. Нижняя часть этой толщи относится к инкерманскому ярусу, верхняя — к качинскому.

В равнинной части Крыма нижний палеоцен широко распространен и представлен фациями серых фораминиферовых известняков с прослоями мергелей и конкрециями кремней и серых известняков, иногда песчанистых. Мощность их достигает 100—170 м.

Отложения верхнего палеоцена, или качинского яруса, в Предгорной гряде с размывом налегают на известняки инкерманского яруса. Они представлены мергелями, в нижней части песчанистыми.

В юго-западной части Предгорной гряды, между Бахчисараем и Инкерманом, слои качинского яруса начинаются слоем мергелистого зеленоватого глауконитового песчаника мощностью меньше 0,5 м. Песчаник кверху переходит в песчанистые мергели, которые затем сменяются чистыми голубовато-серыми мергелями. Толща мергелей содержит в нижней части богатую палеоценовую фауну, сходную с фауной палеоцена Поволжья, а также Парижского бассейна. Здесь встречаются *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Cucculaea decussata* Park., *C. volgensis* B. de Magni, *Cardita volgensis* B. de Magni, *Cyprina morissi* Nyst., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Pholadomya konincki* Nyst., *Turitella kamyschinensis* Netsch. и др. Кверху фауна беднеет. В середине толщи, по наблюдениям М. Е. Зубковича, протягивается выдержанный слой окремелых губок, содержащий, кроме остатков губок плохой сохранности, гастропод и пелеципод. Мощность всей мергельной толщи палеоцена у Бахчисарая около 20 м. К северо-востоку эта толща уменьшается в мощности и между долинами Альмы и Салгира исчезает из разрезов, будучи, как и нижележащие слои, срезана трансгрессивно залегающим эоценом (см. рис. 28).

В восточной части предгорий, близ Тополевки, верхний палеоцен представлен светло-серыми, зеленоватыми алевритистыми мергелями и известковыми алевролитами с ежами *Isaster abkhasicus* Schwetz. и *Echinocoris dioscurie* Schwetz. Мощность их до 70 м. Близ Феодосии качинский ярус представлен темными глинами с прослоями песчаников.

В равнинной части Крыма верхний палеоцен залегает без перерыва на нижнем и состоит из серых мергелей с фораминиферами с прослоями известняков, реже зеленоватых глин. Мощность его достигает 200—300 м. В Присивашье распространены глинистые известняки с глауконитом. В отдельных местах (Джанкой) верхний палеоцен отсутствует из-за размыва.

Самые восточные выходы палеоцена описаны на мысе Карангат, где ему соответствует пачка светлых немых мергелей.

Эоцен. Комплекс эоценовых отложений развит по северным склонам Предгорной гряды и вдоль Внешней гряды, участвуя как верхний мел и палеоцен в строении северных крыльев мегантиклинория Горного Крыма (рис. 29). В то же время основание эоцена налегает на подстилающие отложения с резкими следами размыва и всегда с угловым несогласием, хотя часто и очень слабым. Эоцен ложится на различные горизонты верхнего мела и палеоцена, срезая их и переходя в районе Симферополя на нижний мел. В восточной части Горного Крыма, недалеко от Старого Крыма (гора Карабурун), эоцен сохранился в виде останца в пределах Главной гряды, причем залегает здесь несогласно на титонском флише.

В западной части Предгорной гряды отложения эоцена начинаются толщей зеленоватых или коричневатых глин бахчисарайского яруса нижнего эоцена. В основании их отчетливо проявляются следы размыва в виде карманов в нижележащих слоях. Иногда встречаются фосфоритовые конкреции и отдельные гальки. В глинах содержатся тонкие прослои нуммулитовых известняков, которые состоят из мелких раковин *Nummulites globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. crimensis* Nem., *Assilina placentula* Desh. В глинах находятся *Pseudoammussium corneum* Sow., *Chlamys parisiensis* Orb., *Exogyra eversa* Mell., а в верхней части также крупные раковины устриц *Gryphaea rarilamella* Mell. Этот комплекс ископаемых характерен для нижнего эоцена и сходен с фауной ипрского яруса Франции и Бельгии. Мощность глин — около 40 м.

Обогащаясь карбонатным веществом, глины переходят в мергели среднего эоцена, которые в свою очередь сменяются известняками, переполненными нуммулитами. Толща нуммулитовых известняков относится к среднему эоцену (симферопольскому ярусу, соответствующему лютетскому ярусу Западной Европы). Известняки белые, массивные, состоят из раковин крупных нуммулитов *Nummulites distans* Dech., *N. irregularis* Desh., *Assilina exponens* Sow. и обломков других ископаемых, сцементированных плотным известковистым цементом. Их мощность 30—40 м. В верхней части известняков преобладают крупные (до 5 см в диаметре) *Nummulites polygyratus* Desh. и присутствуют очень крупные дискоциклины *Discocyclusina pratti* Mich. (до 10 см), описанные Е. Л. Портной.

Толща нуммулитовых известняков является очень выдержанным горизонтом, образующим хорошо выраженную в рельефе куэсту с характерными обрывами и формами выветривания (рис. 30). Она тянется вдоль гребня Предгорной гряды от Инкермана до Симферополя и далее до Зуи.

Кверху плотные известняки сменяются более рыхлыми, белыми, мелоподобными мягкими известняками бодракского яруса, с большим количеством фораминифер, пеллеципод и остатками крабов. Еще выше они постепенно обогащаются глинистым материалом и переходят в желтовато-белые рыхлые известковые мергели. Общая мощность этих известняков и мергелей — 100—150 м. Они содержат фораминифер уже верхнеэоценового возраста: *Nummulites incrassatus* Ha гр., *Acarinina rotundimarginata* Sub. и *Hantkenina alabamensis* Cush.

В кровле они сменяются чередованием светло-коричневых мягких мергелей и легких шоколадно-бурых слабо битуминозных слоистых известковистых глин (кумский горизонт). Эти слои содержат, кроме фораминифер, большое количество чешуй рыбы *Lyrolepis caucasica* Rom. и изредка целые скелеты рыб.

Самый верхний альминский ярус эоцена составляет толща около 100 м светлых зеленовато-желтых известковистых глин, слагающих склоны Внешней гряды и содержащих бедную фауну устриц (*Ostrea quetletti* Nyst). Здесь по фораминиферам выделяется зона *Globigirinoidea conglobatus* Brady (по Н. Н. Субботиной) и зона *Almaena taurica* Sam*.

Восточнее Симферополя, между Зуей и Белогорском, эоценовые отложения начинаются прерывистым слоем рыхлых глауконитовых мергелистых песчаников, переходящих в пески или иногда сменяющихся

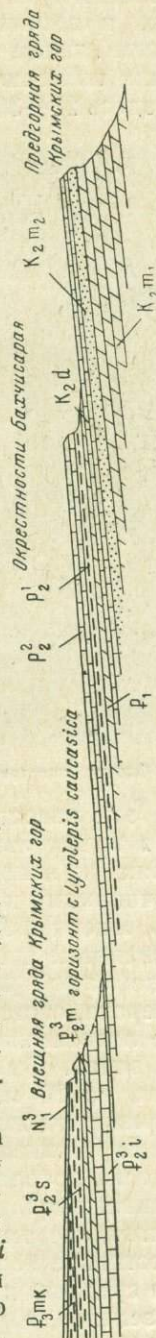


Рис. 26. Схематический геологический разрез северного крыла мегантиклины Горного Крыма в окрестностях Бахчисарая (по М. В. Муратову и Г. И. Немкову).
 K_{2m1} — мергели нижнего маастрихта; K_{2m2} — песчаники верхнего маастрихта; K_{2d} — известняки датского яруса; P_1 — мергели палеоэоцена; P_2^1 — глины нижнего эоцена; P_2^2 — нуммулитовые известняки среднего эоцена; P_2^3 — мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2^4 — верхнеэоценовые глинистые мергели и глины с чешуями рыб; P_2^5 — верхнеэоценовые зеленые глины; P_2^6 — олигоценые глины и пески; N_1^1 — известняк сармата

* Выделена Р. Б. Самойловой в 1946 г.

конгломератами из мергельной известковости гальки с фосфоритами. Они содержат *Nummulites planulatus* Lam. Эти отложения залегают на сильно размытой поверхности подстилающих пород, часто выполняя в ней карманы. Кверху они переходят в песчанистые глауконитовые известняки с мелкими нуммулитами.

Песчаники и песчанистые известняки по возрасту соответствуют нижнеэоценовым глинам западного Крыма. Мощность их не превышает 2—5 м. На них налегают нуммулитовые известняки среднего эоцена, достигающие здесь 20—30 м мощности.

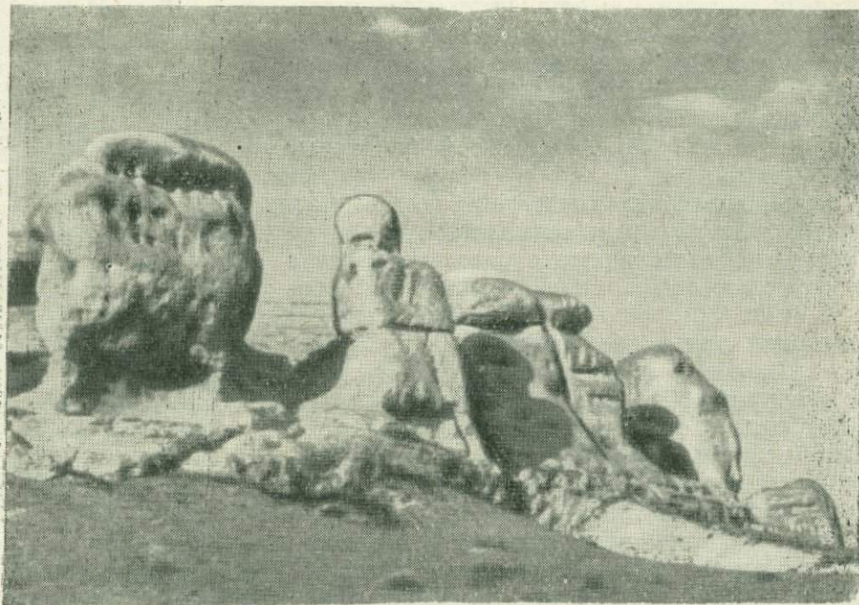


Рис. 30. Формы выветривания нуммулитовых известняков близ Бахчисарая

Восточнее эти известняки местами сменяются глинами, которые вклиниваются в толщу известняков, иногда замещая их целиком. В некоторых случаях (к западу от р. Индол) известняки переслаиваются с рыхлыми песчаниками и глинами.

Скрываясь севернее Агармыша под четвертичные отложения, нижне- и среднеэоценовые слои далее к востоку от Старого Крыма прослеживаются до самой Феодосии. Они начинаются здесь небольшим слоем конгломерата, состоящего преимущественно из мергельных галек и содержащего литотамниевые желваки. Конгломерат представляет, видимо, нижний эоцен. Выше идет толща зеленоватых известковистых глин мощностью до 80 м, заключающих несколько прослоев по 0,1—0,7 м крупнозернистого желтоватого нуммулитового известняка, переполненного мелкими нижнеэоценовыми *Nummulites planulatus* (Lam.). В районе Феодосии прослои известняков исчезают, и в толще глин эоцена, вскрытой скважиной на ст. Айвазовская, они отсутствуют. Нет их и на мысе Карангат, где им соответствуют немые глины с линзами плотных серых известняков мощностью около 20 м.

Отложения среднего и верхнего эоцена в восточной части предгорий представлены зеленоватыми известковистыми глинами с пачкой светлых легких коричневатых мергелей (с *Lyrolepis caucasica* Rom.). Такие же глины встречены и на мысе Карангат в ядре Карангатской антиклинали, где представлены мергелями. В других частях полуострова они залегают на большой глубине под майкопской серией.

В равнинной части Крыма на Тарханкутском полуострове бахчисарайский ярус представлен темно-серыми зеленоватыми глинами, а вы-

ше — зеленоватыми мергелями общей мощностью до 250 м. Они содержат многочисленных мелких фораминифер *Acarinina acarinata* (Sub.) и *Globorotalia subbotinae* M o g o z. В пределах Новоселовского поднятия эти слои замещаются более мелководными песками и мергелями с зернами глауконита и отдельными нуммулитами или органогенными известняками. Мощность слоев здесь уменьшается. Восточнее, в Джанкойском районе, снова присутствуют зеленоватые мергели.

Симферопольский ярус на Тарханкутском полуострове представлен голубоватыми мергелями и светло-серыми мелоподобными известняками и имеет мощность до 500 м. В Альминской впадине и на склонах Новоселовского поднятия развиты более песчаные мергели, местами глауконитовые и с многочисленными мелкими нуммулитами. На самом Новоселовском поднятии эоценовые отложения отсутствуют. В восточной части равнинного Крыма и на Керченском полуострове (Мошкаревка) преобладают известковистые глины.

Бодракский ярус представлен зеленовато-серыми мергелями, глинистыми известняками и известковистыми глинами. Верхи его (кумский горизонт) всюду состоят из светло-серых с кофейным оттенком легких мергелей. Породы альминского яруса состоят из зеленовато-серых мергелей и глинистых мергелей мощностью до 280 м.

Олигоцен и нижний миоцен (майкопская серия). К олигоцену и нижнему миоцену в Крыму относится мощная толща серых и шоколадно-бурых глин с сидеритовыми конкрециями, почти без ископаемых, получившая на Кавказе название майкопской серии.

Особенно большой мощности (1500—3000 м) майкопские глины достигают на Керченском полуострове, где в нижней части они содержат пачки тонкозернистых песков и песчаников. В толще их по бедной фауне и литологическим признакам здесь выделяют ряд горизонтов. Название этих горизонтов первоначально было дано В. В. Меннером и З. Л. Маймин (1951 г.), затем их схема была несколько изменена и дополнена Л. М. Голубничей, изучившей микрофауну майкопской серии. Сейчас ее разделяют (табл. 2) на три части, из которых две нижних относятся к олигоцену, а верхняя — к нижнему миоцену.

Таблица 2

Возраст	Части майкопской серии	Горизонты
Нижний миоцен	Верхняя	Королёвский Батсифоновый
Верхний олигоцен	Средняя	Верхнекерелеутский Нижнекерелеутский
Нижний олигоцен	Нижняя	Остракодовый Планорбелловый

Таким образом, граница олигоцену и миоцену или, иначе говоря, палеогеновой и неогеновой систем проходит внутри майкопской серии и является более или менее условной. Все перечисленные горизонты, за исключением самого нижнего — планорбеллового, представлены в общем глинами, несколько различными по цвету и своему облику.

Майкопские глины слагают ядра многих антиклиналей Керченского полуострова и систему складок в области обширной равнины в юго-западной его части. В районе западнее Феодосии отложения майкопской серии скрываются под неогеновые и четвертичные породы. Однако они распространены под покровом неогена на большей части равнинного Крыма и выступают на поверхность в долинах, прорезающих Внешнюю гряду юго-западнее Симферополя. Майкопская серия залегает на эоцене

с небольшими следами размыва. В основании ее наблюдаются иногда пески и мелкая щебенка.

Нижняя часть майкопской серии, протягивающаяся на всем протяжении вдоль предгорий, выступает на поверхность по глубоким долинам рек (Альмы, Качи, Булганака и др.), а между ними скрыта чехлом более молодых отложений. Она полно представлена и широко распространена в равнинном Крыму.

Планорбелловый горизонт состоит из темно-серых и коричневых глин иногда с прослоями алевритов. Для него характерно присутствие планорбелл * и фораминифер. На горе Кизил-Джар в долине р. Альмы, близ с. Почтового, в этих слоях была собрана фауна моллюсков, изученная И. А. Коробковым (*Corbula obovata* Коен., *Cardita kickxi* Nys t., *Nucula compta* Goldf. и др.), которая типична для нижнего олигоцена. Сходный комплекс пелеципод был найден З. Л. Маймин и определен И. А. Коробковым в долине р. Мокрый Индол.

На Керченском полуострове нижние слои планорбеллового горизонта состоят из чередования темно-серых глин и косослоистых песчаников. Они получили название дюрменских слоев. Верхние слои состоят из темно-серых глин. Общая мощность планорбеллового горизонта достигает 150—450 м.

Остракодовый горизонт представлен однообразными, немного известковистыми глинами серого цвета, для которых типично присутствие остракод, и достигает 350 м мощности. Он широко распространен в равнинном Крыму, кроме Новоселовского и Симферопольского поднятий.

Средняя часть майкопской серии пользуется меньшим распространением, заполняя только наиболее глубокие впадины — Индольскую и Присивашскую вплоть до Тарханкутского полуострова. В Альминской впадине эта часть майкопа представлена не полностью — верхи ее размывты. Она сложена толщей темно-серых глин с маломощными прослоями и пачками тонких песков и алевритов. В нижней части их встречаются остатки рыб, в верхней — также фораминиферы. Мощность их в равнинном Крыму достигает 600—750 м, а на Керченском полуострове — 1200 м.

Верхняя часть майкопской серии, относящаяся к миоцену, распространена еще меньше. Она присутствует в Индольской и Присивашской впадинах (до Тарханкутского полуострова). В Альминской впадине ее нет. Представлена она темно-серыми и зеленовато-серыми глинами мощностью до 200—350 м. На Керченском полуострове глины верхнего майкопа достигают 1200 м мощности.

Как видно, майкопская серия играет из-за своей большой мощности значительную роль в строении равнинного Крыма и Керченского полуострова. Присутствующие в ней песчаные и алевритовые слои во многих местах содержат более или менее значительные количества жидкой нефти и углеводородных газов. Правда, пока настоящих промышленных залежей в них не встречено. Кроме того, майкопская серия в составе осадочного чехла равнинного Крыма играет роль мощного водоупора. Она подстилает водоносные горизонты, залегающие близ поверхности в неогеновых и четвертичных отложениях, и отделяет их от более глубоких горизонтов подземных вод, содержащихся в палеогеновых и меловых отложениях.

Условия образования осадков палеоцена и эоцена в Крыму были, по-видимому, сходными с условиями, господствовавшими в эпоху позднего мела. В пределах равнинного Крыма и Керченского полуострова отлагались довольно мощные глинисто-карбонатные осадки — мергели, известковистые глины, которые заполняли впадины и перекрывали Новоселовское поднятие и Тарханкутский вал. Ближе к поднятой области

* Мелкие крылоногие моллюски, ведущие нектонный образ жизни.

Горного Крыма (Таврическому острову) накапливались более мелко-водные осадки. Таковыми, в частности, являются нуммулитовые известняки, которые, вероятно, формировались близ самой береговой линии.

В эпоху формирования майкопской серии условия бассейна сильно изменились. Стали образовываться чисто глинистые отложения с прослоями алевролитов и песков. Эти изменения касаются не только Крыма, а охватывают всю Крымско-Кавказскую область. Они вызваны общим изменением режима того бассейна, который здесь располагался. Скорее всего, этот бассейн потерял широкую связь с средиземноморским океаном — Тетисом, протягивавшимся через всю Южную Европу и Азию. Отделение Крымско-Кавказского бассейна от Тетиса было вызвано поднятиями в Малой Азии, где в конце эоцена и в олигоцене выросла обширная гористая страна. Изоляция бассейна привела к изменению его гидрогеологического режима. Формирование осадков на его дне происходило в восстановительной среде, без доступа кислорода, чем и объясняется крайняя бедность майкопских отложений фауной и их повышенная битуминозность.

С органическими битуминозными веществами майкопских глин обычно в значительной степени связывают образование нефти и горючих газов в Крымско-Кавказской нефтегазоносной провинции. Эти глинистые породы, таким образом, рассматривают как один из вероятных источников образования нефти и газа.

Неогеновые отложения

В составе неогеновых отложений описаны породы среднего и верхнего миоцена и плиоцена, так как нижнемиоценовые слои, которые входят в майкопскую серию, были охарактеризованы выше.

Неогеновые отложения сплошным чехлом покрывают равнинный Крым. Они выходят на поверхность в предгорьях, во Внешней гряде и на Тарханкутском валу и особенно полно представлены на Керченском полуострове, где ими сложены многочисленные развитые здесь складки.

Среднемиоценовые отложения делят на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты; верхнемиоценовые — на сарматский и мзотический ярусы. Плиоценовые отложения разделяют на нижне-, средне- и верхнеплиоценовые с выделением ряда ярусов, охарактеризованных ниже. Для плиоценовых отложений Крыма характерно появление наряду с морскими отложениями мощных толщ континентальных накоплений.

Средний миоцен. Среднемиоценовые морские отложения распространены по окраинам Горного Крыма, в равнинном Крыму и на Керченском полуострове (рис. 31, 32).

Отложения эти почти повсеместно отделены несогласием и следами размыва от подстилающих пород. Только в крайней восточной части Керченского полуострова темные глины тарханского горизонта без перерыва сменяют майкопские глины. Северо-западнее в этих глинах известны прослой плотного плитчатого мергеля и известняка с богатой тарханской морской фауной (*Amussium denudatum* Reuss и др.). Тарханские глины на востоке сменяются сверху без следов перерыва глинами чокракского, а затем караганского и конкского горизонтов. Глины эти темные, иногда битуминозные, с прослоями мергелей, реже песчаников.

Для глин чокракского горизонта также характерно присутствие мелких раковин *Spiralis*, которые были формами планктона и типичны для относительно глубоководных отложений чокрака.

Караганские отложения охарактеризованы редкими и однообразными мелкими раковинами рода *Spaniodontella*. Это осадки сильно опресненного бассейна, скорее всего огромного озера.

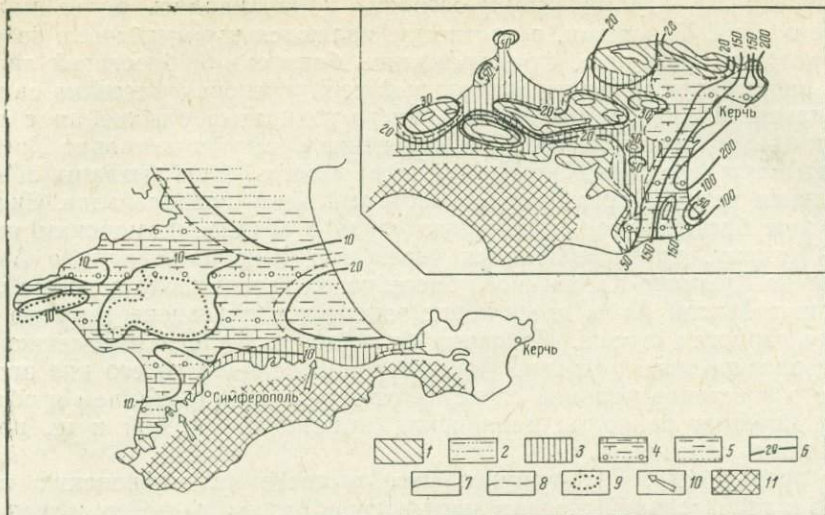


Рис. 31. Литолого-фациальная карта чокракского горизонта среднего миоцена (по А. Е. Каменецкому и В. Е. Железняк).

1 — известняки ракушечные, детритусовые, песчанистые (более 40%), песчаники и пески, глины с галькой, конгломераты; 2 — пески глинистые (более 60%), глины; 3 — известняки ракушечные, детритусовые, песчанистые (более 40%), глины известковистые (более 40%), пески и песчаники, галька; 4 — глины известковистые (более 40%), мергели, пески, галька; 5 — глины (более 60%), глины песчанистые, песчаники; 6 — линии равных мощностей; 7 — границы молодых и четвертичных размывов (контур современного распространения); 8 — границы распространения литологических комплексов; 9 — границы древних размывов; 10 — направление сноса обломочного материала; 11 — предполагаемая суша

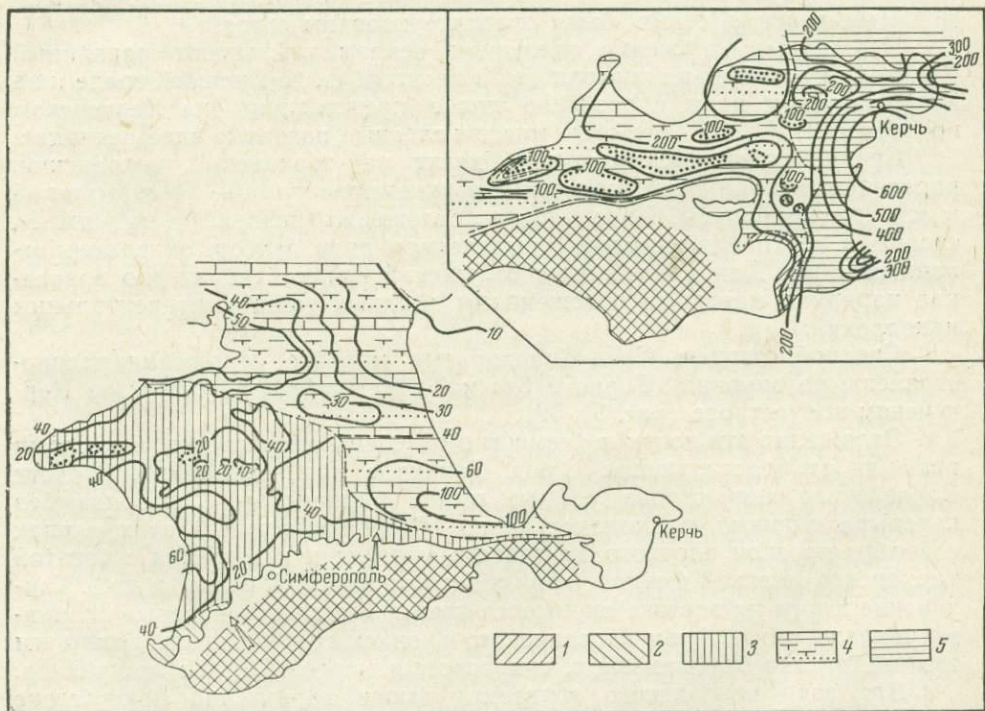


рис. 32. Литолого-фациальная карта караганского и конкского горизонтов (по А. Е. Каменецкому и В. Е. Железняк).

1 — пески, мергели, гипсы, глины известковистые; 2 — известняки кристаллические, ракушечные (более 40%), глины, конгломераты; 3 — известняки кавернозные, кристаллические, солитовые, органогенно-детритусовые (более 40%), пески и песчаники, глина, галька; 4 — глины (более 40%), пески, песчаники, известняки; 5 — глины, иногда известковистые (более 40%), мергели. Остальные условные обозначения см. на рис. 31

Глины конкского горизонта характеризуются присутствием фолад, а в верхних частях иногда присутствует богатый комплекс морских раковин (*Venus konkensis* Sok. и др.), указывающих на возвращение нормальных морских условий после караганского времени.

Отсутствие перерывов в основании и внутри толщи среднего миоцена указывает, что на востоке Керченского полуострова осадконакопление шло непрерывно, и смена морских условий тарханского бассейна на опресненные условия чокракского и пресноводные карагана, а затем снова на морские в конкском бассейне происходила здесь в условиях непрерывно существовавшего бассейна, в котором изменились только условия солености и, следовательно, условия обитания организмов.

В более западных частях Керченского полуострова чокракские отложения с размывом налегают на тарханский горизонт, чаще на майкопскую свиту. Чокракские отложения переходят здесь в более мелководные фации глин с прослоями песчаников, известняков-ракушечников и песчаных известняков. Они содержат довольно богатую фауну пелеципод и гастропод (*Cerithium cattleyae* Bail., *Nassa restitytiana* Font., *Trochus tschokrakensis* Andg., *Ervilia praepodolica* Andg., *Leda fragilis* Chemn., *Cardium andrussovi* Sok. и др., а также *Spirialis* sp.), указывающих, как это выяснил еще Н. И. Андрусов, на значительную опресненность чокракского бассейна по сравнению с тарханским, осадки которого образовались, видимо, в условиях, близких к нормальной солености океана.

Еще западнее, ближе к центру Керченского полуострова, чокракские слои срезают подстилающие тарханские, а в пределах Парпацкого гребня тарханские слои отсутствуют и непосредственно на майкопские глины налегают чокракские глины и ракушечники. Караганские слои представлены тонким чередованием более мелководных, чем на востоке, глин и песков с линзами мергелей и прослоями песчаных ракушечников, переполненных раковинами *Spaniodontella*. Такими же породами представлены и конкские слои, содержащие многочисленные *Pholas* sp. и *Venus konkensis* Sok.

Таким образом, среднемиоценовые отложения, состоящие в восточной части Керченского полуострова из глубоководных глин, согласно залегающих на майкопских глинах, в направлении к западу сменяются более мелководными слоями и прибрежными песками и ракушечниками. Вместе с тем здесь на складчатые отложения майкопской свиты резко несогласно налегают чокракские слои, трансгрессивно перекрывающие отдельные складки. Этот факт с наглядностью показывает, что, в то время как на побережье Керченского пролива и на Таманском полуострове от олигоцена к нижнему и затем к среднему миоцену непрерывно шло накопление осадков и, следовательно, шло погружение морского дна, западнее, в середине Керченского полуострова после отложения слоев майкопской свиты образовалось поднятие, и сами эти слои к началу чокракского времени имели уже складчатую структуру, которая была перекрыта трансгрессией Чокракского моря (рис. 33).

Во Внешней предгорной гряде основание среднего миоцена переходит с майкопа на верхний или даже средний эоцен, налегает местами на мел, а на западе Крыма, на Гераклеиском полуострове, переходит на среднеюрские эффузивные породы. Чокракские отложения присутствуют здесь лишь в отдельных местах, в районе Белогорска, Зуи и Симферополя, и представлены мелководными кварцевыми песками и песчаниками с галькой и песчанистыми известняками с *Ervillia* sp., *Cardium* sp. и пресноводными гастроподами. Караганский горизонт распространен шире и трансгрессивно налегает на более древние породы. Этот и конкский горизонты состоят из разнообразных песчаников, песков с галечниками и прослоями ракушечников и глин.

В караганском горизонте Н. И. Андрусовым, а впоследствии В. В. Меннером, кроме обычных *Spaniodontella*, было обнаружено присутствие пресноводных и наземных моллюсков: *Planorbis*, *Limnea*, *Helix* и др. Еще Н. И. Андрусов объяснял их присутствие тем, что они были смыты реками с прилежащей суши, т. е. из области современного Горного Крыма. В верхних слоях толщи в районе Зуи и Симферополя указываются прослой известняков с типичной конкской фауной.

В пределах степного Крыма чокракский, караганский и конкский горизонты состоят чаще всего из песков и известняков небольшой мощности, которые представляют в общем мелководные отложения. Отложения тарханского горизонта здесь отсутствуют, кроме Индольского прогиба, где обнаружены в последние годы. Чокракский горизонт развит не повсеместно и отсутствует на Новоселовском и Тарханкутском поднятиях, севернее он представлен глинами с прослоями песка, так же

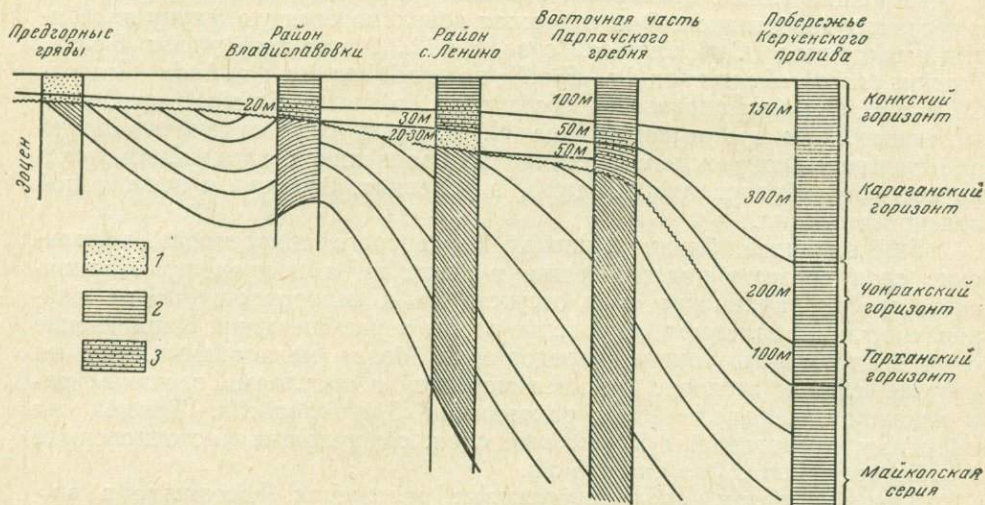


Рис. 33. Схема изменений мощностей и фаций среднепалеоценовых отложений с запада на восток в пределах Керченского полуострова.

1 — мелководные пески и ракушечники; 2 — глины с прослоями мергелей; 3 — чередование песков и глин. Залегание слоев, подстилающих средний миоцен, показано условно наклонно, чтобы подчеркнуть несогласие в основании среднего миоцена

как в Индольской впадине. Караганский горизонт на упомянутых поднятиях, как и в предгорной гряде, трансгрессивно ложится непосредственно на подстилающие породы майкопской серии, эоцена и мела. В Индольском и Сивашском прогибах караганский и конкский горизонты состоят из глин общей мощностью до 100 м.

Общий характер распространения отдельных горизонтов среднего миоцена рисует картину постепенного развития трансгрессии, которая шла с востока, от Керченского полуострова и Индольской впадины. Здесь в тарханское время сохранился от нижнего миоцена морской бассейн, который сильно расширился в чокраке и покрыл еще большее пространство в караганское время. Индольская впадина при этом испытывала сильное прогибание в среднем, а затем в позднем миоцене, и в ней накопилась большая толща миоценовых отложений порядка 600—700 м.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Повсюду в степном Крыму и в предгорьях на мелководные образования среднего миоцена налегает выдержанный горизонт серых и коричневатых нижнесарматских глин с прослоями песков и рыхлых известняков с *Ervilia*, достигающий мощности в несколько десятков метров. На них налегает более мощная толща крайне мелководных известняков, песков и песчаных известняков

(рис. 34). Известняки очень разнообразны: оолитовые, нубекулярные*, иногда ракушечные, обычно очень пористые и часто кавернозные; нижние их горизонты содержат довольно богатую (но очень плохой сохранности) морскую фауну среднего сармата. В ее составе, как известно, значительная роль принадлежит мактрам (*Mastra vitaliana* Ogb.) и кардидам (*Cardium fittoni* Ogb.), которые населяли, как установил Н. И. Андрусов, огромный опресненный полузамкнутый морской водоем. Мощность этих отложений достигает 60 и даже 100 м.

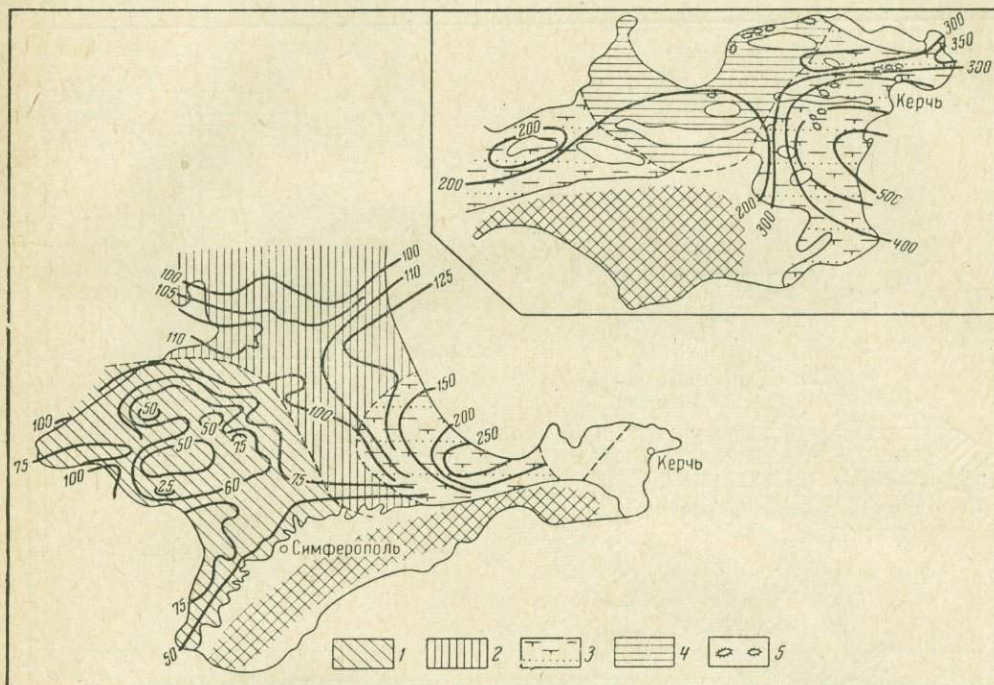


Рис. 34. Литолого-фациальная карта нижнего и среднего сармата (по А. Е. Каменецкому и В. Е. Железняк).

1 — известняки кристаллические, ракушечные, оолитовые (более 40%), мергели, глины, часто песчаные (более 40%), редко галька; 2 — известняки органогенно-обломочные, оолитовые, песчаные, часто окремненные (более 40%), глины (более 40%), пески; 3 — глины алевроитовые, песчаные, известковистые (более 60%), пески, на западе — известняки; 4 — глины песчаные, известковистые (более 40%), пески (более 40%), известняки; 5 — рифы. Остальные условные обозначения см. на рис. 31

Верхнесарматские отложения (рис. 35) содержат бедную видами фауну, состоящую из двух-трех видов мактр (*Mastra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toul.), что связано, по-видимому, с полным опреснением сарматского бассейна.

Примерно на границе верхнего и среднего сармата в г. Севастополе была обнаружена песчаная линза с многочисленными костями степных млекопитающих (гиппарионов, газелей, жирафа, носорога и др.), описанных А. А. Борисьяком. В других местах в верхних горизонтах среднего сармата указываются пресноводные и наземные моллюски и грубые конгломераты с костями *Hipparion*, найденные В. В. Меннером. Эти данные свидетельствуют о небольшом перерыве в отложениях морских осадков в конце среднего или начале позднего сармата, который проявился в Крыму.

На Керченском полуострове в западной части нижний сармат представлен также толщей зеленых глин, которые сменяются известняками среднего и верхнего сармата. Их общая мощность достигает 300 м.

* Нубекулярии — род мелких фораминифер, образующих скопления в виде слоев.

В восточной части полуострова среднесарматские известняки замещаются глинами, заключающими прослой мергелей и массивы мшанковых (винкуляриевых) * известняков, образующих рифы неправильной формы. Эти рифы образовались по краям некоторых антиклиналей, которые в сарматское время были приподняты выше уровня моря и окаймлялись грядами береговых рифов. Верхний сармат представлен светлыми глинами с прослоями белых мергелей. Здесь мощность сарматских отложений возрастает до 700 м.

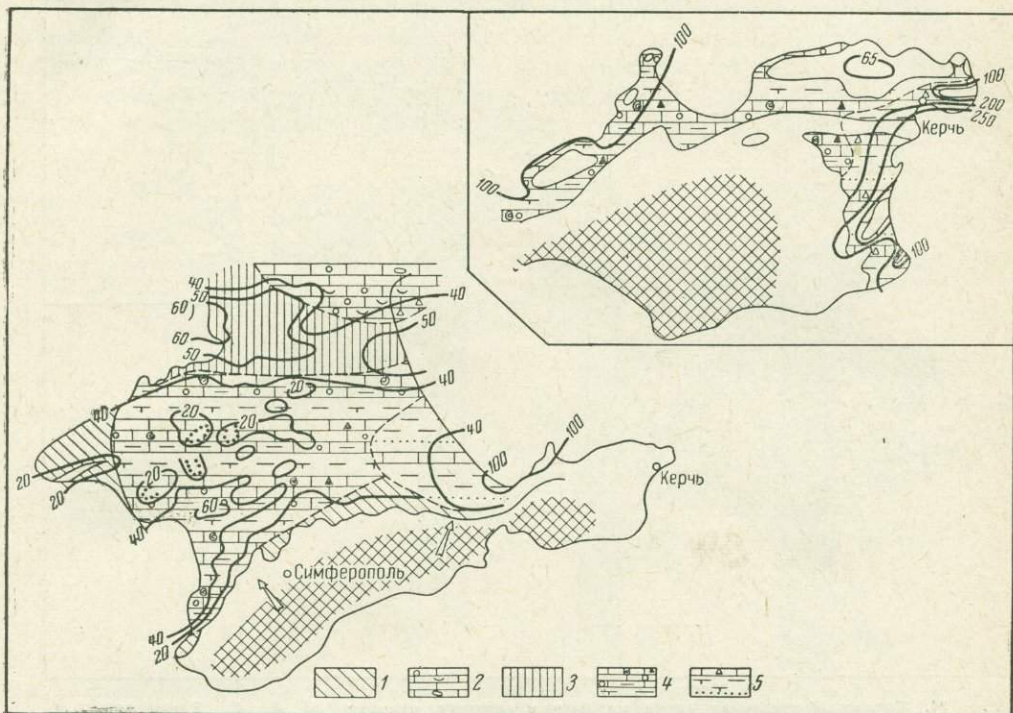


Рис. 35. Литолого-фациальная карта верхнего сармата (по А. Е. Каменецкому и В. Е. Железняк).

1 — известняки ракушечные, оолитовые, песчаные (более 60%), мергели, глины песчаные, песчаники, галька, конгломерат; 2 — известняки ракушечные, органогенно-обломочные, оолитовые, мелоподобные, гравий и галька; 3 — известняки ракушечные, глинистые (более 60%), глины, пески, галька; 4 — известняки оолитовые, ракушечные, мелоподобные (более 60%), мергели, глины известковистые, на юго-западе — трепеловидные окремнения, гравий; 5 — глины известковистые, песчаные, трепеловидные (40%), песчаники, известняки. Остальные условные обозначения см. на рис. 31

Мэотический ярус. Повсюду со следами размыва и часто несогласно Мэотические отложения налегают на подстилающие породы. Мэотические отложения (рис. 36) распространены вдоль периферии Горного Крыма, в степном Крыму и в северной, восточной и юго-восточной частях Керченского полуострова, где они сохранились в многочисленных синклиналиях.

Нижняя часть мэотических отложений на Керченском полуострове представлена голубовато-серыми и серыми песчанистыми глинами, включающими прослой и неправильные линзы, а также крупные, причудливой формы рифовые массивы, состоящие из мембранипоровых ** известняков. Мшанковые рифы Керченского полуострова хорошо известны со времени работ Г. Абиha и особенно Н. А. Андрусова (1961—1965 гг.); их природе посвящено много работ. Прежде вместе с подстилающими глинами их относили к верхам сармата. Но В. П. Қолесников

* Состоящие из колоний мшанок — винкулярий.

** *Membranipora* — мшанки из отряда Cheilostomata.

убедительно доказал, что правильнее их связывать с началом мэотической трансгрессии на Керченском полуострове и относить к низам мэотиса. В основании мэотических глин в ряде мест к тому же указываются следы размыва — конгломераты, континентальные суглинки и мергели с пресноводными и наземными моллюсками, а иногда наблюдается и угловое несогласие между глинами верхнего сармата и нижнего мэотиса. Мэотис кое-где трансгрессивно переходит на более древние слои вплоть до чокрака и майкопа (окрестности Кояшского и Узунларского озер).

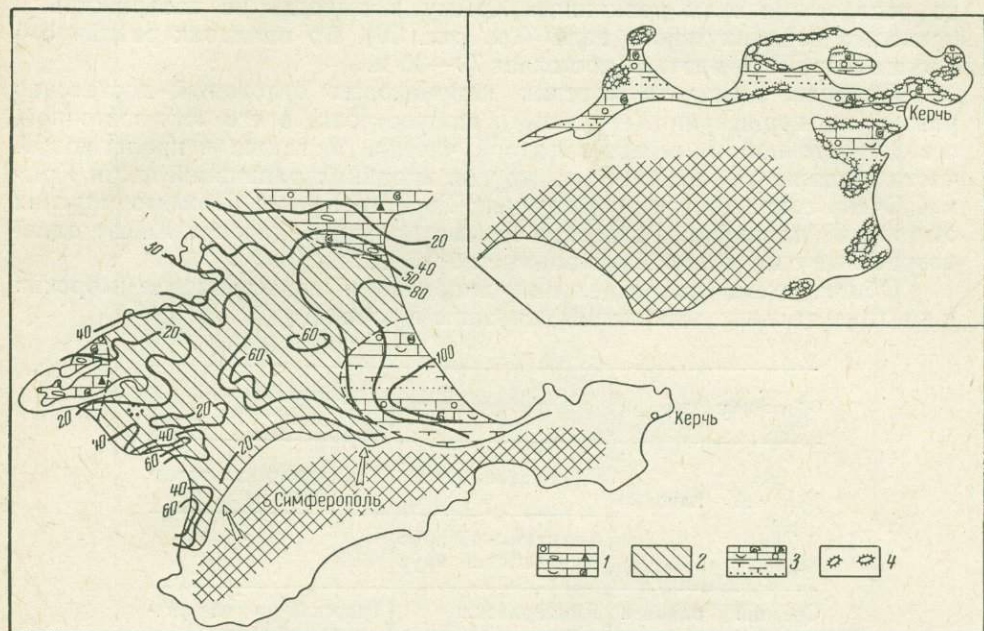


Рис. 36. Литолого-фациальная карта мэотического яруса (по А. Е. Каменецкому и В. Е. Железняк).

1 — известняки ракушечные, оолитовые, органогенно-обломочные, кремнеземные, реже мелоподобные, галька; 2 — известняки ракушечные, оолитовые, органогенно-обломочные, кристаллические, иногда брекчиевидные, глинистые (60%), мергели, галька; 3 — глины песчаные, известковистые (40%), известняки ракушечные, оолитовые, песчаные, кремнеземные (40%), пески и песчаники; 4 — рифы. Остальные условные обозначения см. на рис. 31

Мембранипоровые рифы окаймляют в виде гряд многие антиклинали Керченского полуострова. Сторона рифовых гряд, которая обращена к своду антиклинали, обычно ограничивается чрезвычайно резко и круто. В противоположную сторону, т. е. к соседним синклиналям, рифы разветвляются, образуя целую систему сложных ветвящихся отростков. Эта особенность, отмеченная еще Н. И. Андрусовым, А. Д. Архангельским и другими исследователями, без сомнения, указывает на то, что в то время, когда происходило образование и рост рифов, антиклинали уже существовали, и рифы, как и среднесарматские, образовали своего рода барьерные постройки или атоллы вокруг поднявшихся островов и вдоль их края. В синклиналях рифы развиты очень слабо, а нижняя часть мэотиса представлена глинами. Верхняя часть мэотических отложений представлена известняками, ракушечниками и глинами.

В крыльях синклиналей и близ мшанковых рифов обычно развиты известняки, в частности пористые строительные ракушечники («керченский камень»). Ближе к осевым частям синклиналей известняки замещаются зеленоватыми и серыми глинами и глинистыми мергелями с небольшими прослойками раковистого известняка и песка. Общая мощность мэотических отложений в синклиналях достигает 110 м.

В предгорьях Внешней гряды мезотические отложения протягиваются под покровом вышележащих слоев сплошной полосой. Они представлены небольшой толщей (15—20 м) желтоватых и белых раковистых и нубекулярных известняков, содержащих местами прослои, обогащенные мелкой кварцевой галькой, иногда линзы и прослои строматолитовых известняков. Эти мелководные отложения залегают со следами размыва на верхнем, а иногда и среднем сармате. Слои, соответствующие нижнему горизонту Керченского полуострова (мембранипоровые рифы), здесь отсутствуют. Такие же белые известняки мезотиса широко развиты во всем равнинном Крыму и выходят на поверхность в пределах Тарханкутского вала (см. рис. 36). Во впадинах равнинного Крыма мощность мезотиса достигает 70—80 м.

Плиоцен. Комплекс морских плиоценовых отложений достаточно развит по периферии Керченского полуострова, в его юго-восточной, северо-восточной и северо-западной частях, а также в прилегающей части Индольской впадины и в других впадинах равнинной части Крыма. Очень сокращен он в предгорьях Горного Крыма. Помимо морских отложений плиоцена, в строении Крыма большое значение имеют однообразные с ними континентальные образования.

Общая схема подразделений плиоцена и сопоставление морских и континентальных отложений показаны в табл. 3.

Таблица 3

Общие подразделения	Морские отложения	Континентальные отложения
Верхний плиоцен N ₂ ³	Гурийские слои	Кизилджарская толща галечников
	Акчагыльский ярус Куяльницкий ярус	
Средний плиоцен N ₂ ²	Киммерийский ярус	Таврская и массандровская свиты
Нижний плиоцен N ₂ ¹	Понтический ярус	

Морские отложения плиоцена. Понтический ярус повсюду в Крыму налегает со следами размыва на подстилающие породы, переходя на Керченском полуострове с несогласием с мезотиса на средний миоцен и даже на майкопскую свиту.

На Керченском полуострове (рис. 37) понтические отложения представлены двумя охарактеризованными еще Н. И. Андрусовым разновозрастными фациями: фацией фален, т. е. рыхлых ракушечных известняков, и фацией более глубоководных глин с *Valenciennessia* и *Paradacna abichi* Ноегп. Обе фации участвуют в строении синклиналей полуострова, причем фация фален обычно связана с их крыльями, а осевые части выполнены валенциеннезиевыми глинами. В пределах осевых частей синклиналей понт залегают иногда вполне согласно на мезотисе, но на крыльях переходит с него на сармат и более древние породы. При этом проявляется значительное угловое несогласие. Последнее местами констатировано в мульдах и между верхним мезотисом и понтом. Понтические отложения накапливались в синклиналях, которые представляли собой понижения, куда заходили морские заливы; синклинали продолжали прогибаться одновременно с формированием осадков.

В предгорной полосе равнинного Крыма распространены только нижние горизонты понтических отложений. Они слагают пологие поверхности водоразделов и небольшие обрывы по прорезающим их долинам рек и представлены желтоватыми, нередко оолитовыми известняками

небольшой мощности. Залегают они со следами размыва на мэотисе, нигде не распространяясь далеко к югу. Хотя выходы этих известняков немногочисленны, но, судя по данным буровых скважин, они имеют почти сплошное распространение в степном Крыму и, таким образом, опоясывают Горный Крым непрерывной полосой. Мощность понтических отложений достигает 10—15 м.

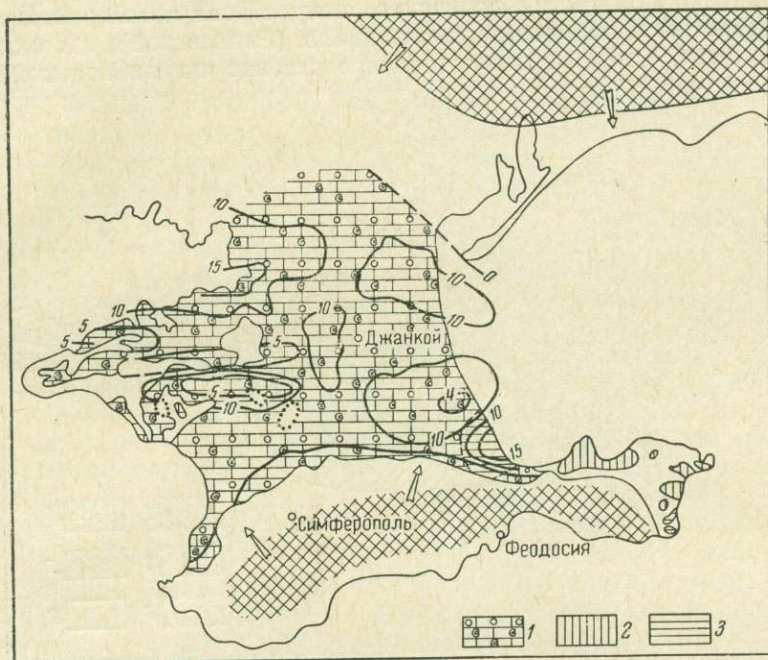


Рис. 37. Литолого-фациальная карта понтического яруса (по А. Е. Каменецкому и Е. Е. Железняк).

1 — известняки ракушечные, кавернозные, участками детритусовые, брекчиевидные, песчаные, оолитовые с галькой; 2 — известняки ракушечные, песчаники и пески, глины, мергели; 3 — глины, переходящие в мергели. Остальные условные обозначения см. на рис. 31.

Накопление морских осадков закончилось в предгорьях Крыма в раннем понте. В течение среднего и позднего плиоцена здесь произошло образование континентальных, обломочных по происхождению отложений. Только в пределах Керченского полуострова, Индольской и Сивашской впадин имеются морские отложения среднего и позднего плиоцена (рис. 38).

Среднеплиоценовые отложения киммерийского яруса на Керченском полуострове выполняют отдельные мульды. В осевых частях мульд они залегают согласно на понте, но по периферии мульд трансгрессивно переходят на различные горизонты понта и на подстилающие его слои. В мульдах северной части полуострова, связанных на западе с осевой частью Индольской впадины, киммерийский ярус начинается зеленовато-серыми глинами и буроватыми железистыми песками с оолитами. На них залегают рудный горизонт, представленный бурями оолитовыми железняками с песчано-глинистым цементом, сидеритовыми конкрециями и характерной фауной киммерийского яруса. Выше они перекрываются чередованием пластичных зеленоватых или коричневатых глин с кварцевыми песками. В северо-восточной части Керченского полуострова подстилающие руду слои (азовский горизонт) отсутствуют, и киммерийские отложения начинаются рудным горизонтом, залегающим со следами размыва на понте и с понта переходящим трансгрессивно на более

древние горизонты по периферии мульд. Мощность отложений киммерийского яруса достигает 50—70 м.

В Индольском прогибе киммерийские отложения представлены серо-зелеными и табачно-бурыми глинами с прослоями серого железистого песка с примесью оолитов и изредка с прослойками бурого железняка. Мощность их здесь достигает 100 м и еще возрастает в осевой части прогиба к востоку.

В центральной части Керченского полуострова киммерийские отложения известны в небольшой антиклинали (Репьевской), где они перекрывают понт, который лежит непосредственно на майкопской серии,

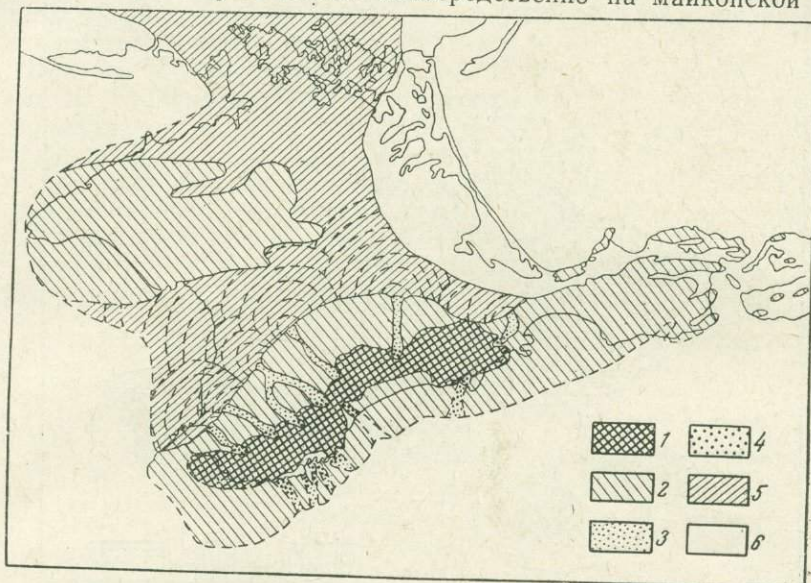


Рис. 38. Палеогеографическая схема Крыма в среднем плиоцене.

1 — возвышенности Крымских гор; 2 — область пологих склонов и предгорных гряд, а также районы Тарханкутского и Керченского полуостровов, где можно предполагать формирование почвенных красноземов на продуктах выветривания коренных пород; 3 — речные ложбины, заполнявшиеся аллювием; 4 — отложения селевых потоков (массандровские отложения) в верховьях эрозионных ложбин; 5 — область накопления пролювиальных отложений в предгорных равнинах, покрытых почвенными красноземами; 6 — киммерийский морской бассейн и его заливы

слагающей ядро складки. Западнее они залегают на майкопских глинах в осевой части Новошепетеевской антиклинали. Здесь они, очевидно, выполнили эрозионную ложбину, образовавшуюся на месте ядра этой складки.

Трансгрессивное залегание киммерийских осадков указывает на значительные опускания, имевшие место на Керченском полуострове и приведшие к трансгрессии из синклинали впадин на их крылья и на оконечность приподнятой перед тем антиклинальной структуры Юго-Западной равнины. Здесь проникновение моря произошло, вероятно, в виде ингрессии по эрозионным ложбинам.

Изрезанность берегов и целый архипелаг островов сложных очертаний явились благоприятным фактором при соответствующих климатических условиях для образования в киммерийский век на Керченском полуострове железных руд.

В это же время в равнинных предгорьях в условиях того же климата и на Тарханкутском полуострове образовались красноземы, покрывающие местами сарматские и мэотические известняки, а в Горном Крыму — красноземы в массандровских отложениях (см. ниже).

Климатические условия среднего плиоцена по всем признакам были особо благоприятными для образования красноземов и способствовали образованию осадочных железных руд.

Без перерыва на киммерийские отложения в мульдах северо-западной, северо-восточной и юго-восточной частей Керченского полуострова налегают слои куюльницкого яруса. Они представлены серыми песчаными глинами с остракодами и *Dreissena*. Мощность их достигает 15—20 м. По периферии мульд эти слои с краевым несогласием переходят с киммерийских отложений на более древние.

В мульдах северо-восточной и юго-восточной частей полуострова куюльницкими слоями закончилось накопление морских осадков. Они вместе с разделяющими их антиклиналями с этого времени оказались выше уровня моря. Накопление морских отложений продолжалось лишь на северо-западе Керченского полуострова, а также в прилегающей Индольской впадине. Здесь на куюльницкие отложения налегают акчагыльские (таманские) слои небольшой мощности (2—10 м), представленные серыми песчанистыми и известковистыми глинами с *Avimactra subcaspia* A p d g. и остракодами. Их перекрывают глины, чередующиеся с песками гурийских слоев мощностью до 12 м и затем песчанистые краснокутские слои, заканчивающие верхний плиоцен.

Таким образом, комплекс морских плиоценовых отложений развит полно в области Индольского прогиба, на участке между нижним течением р. Салгира на западе и Керченским полуостровом на востоке. Накопление морских осадков от понта до конца позднего плиоцена происходило здесь, вероятно, непрерывно. Эта серия морских слоев плиоцена, достигающая в общем 50—100 м мощности, кверху сменяется континентальными суглинками и глинами с прослоями песков четвертичного возраста.

Континентальные отложения плиоцена. Среди континентальных плиоценовых отложений Крыма можно сейчас выделить три различные по составу толщи. Это таврская свита равнинной части Крыма, массандровская свита Южного берега и кизилджарская толща галечников, покрывающая одноименную высокую террасу.

Таврская свита пользуется наиболее широким распространением и является самой древней среди континентальных неогеновых отложений Крыма. Ранее ее описывали (Н. А. Соколов, К. К. Фохт, Б. А. Федорович, В. Я. Гринев и др.) под названием «красно-бурых глин». Это наименование не вполне удачно, так как преобладающими в свите являются не глины, а алевриты желтоватых оттенков, поэтому нами предложено называть эти отложения таврскими. Последние широко распространены в равнинной части Крыма, покрывая также плоские северные склоны Внешней предгорной гряды и слагаая невысокие водоразделы долин Бельбека, Качи, Альмы и Булганака в их нижнем течении, а также обрывы западного морского побережья. В восточной части равнинного Крыма таврские породы отсутствуют, по-видимому, замещаясь морскими отложениями киммерийского яруса.

Таврская свита обычно залегает на понтических отложениях, местами переходя на более древние сарматские. В предгорной западной части равнинного Крыма она состоит из желтовато-бурых светлых алевролитов и алевритистых глин, чередующихся с характерными более тонкими слоями красноземов, окрашенными в красновато-бурый или ярко-красный цвет. Красные слои выделяются в виде полос шириной до 0,5 м и более на поверхности обрывов, сложенных таврской свитой, и придают им характерный полосатый вид и общий красноватый оттенок. Слои желтовато-бурых алевролитов и комковатых глин между красно-бурыми горизонтами имеют несколько большую мощность (от 1 до 2 м и больше). Обычно на обрыве высотой 15—20 м можно видеть до 7—8 красных слоев, но иногда их бывает и меньше. Кроме них, в толще присутствуют тонкие выклинивающиеся прослои (линзы) песчаников, переходящих в мелкогалечниковые конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек юрских известняков и других пород, вынесенных из

Горного Крыма. Песчано-галечниковые линзы имеют протяженность несколько десятков метров и достигают в самой толстой части одного максимума нескольких метров мощности. Они представляют, видимо, аллювиальные отложения речных потоков, стекавших с гор. Включающая их толща алевритов может рассматриваться как пролювиальное образование, вынесенное из гор временными потоками (рис. 39).

Красноземы являются ископаемыми почвами. Их густой темно-красный цвет резко обрывается вверх каждого слоя, сменяясь бледно-желтым алевролитом, тогда как внизу красная окраска ослабевает, постепенно замещаясь пятнистой, а ниже — желто-бурой. Наличие марганцевых и карбонатных включений в подпочве и характер исчезнове-

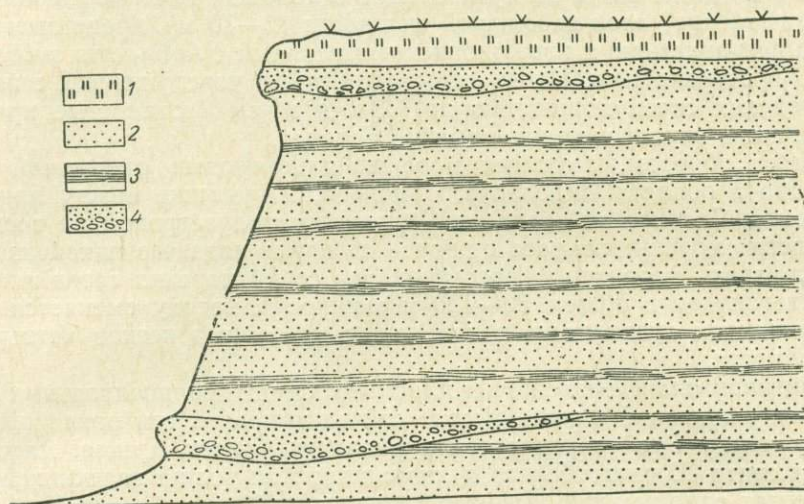


Рис. 39. Строение таврской свиты в обрыве близ устья р. Альмы.
1 — четвертичные суглинки; 2 — желтые алевриты; 3 — конгломераты и песчаники;
4 — горизонты почв красноземов

ния красной окраски кверху и книзу не оставляет сомнений в почвенном происхождении красноземов. Эти своеобразные образования, бедные гумусом и обогащенные окислами железа, близки к красноземам современных областей переменного влажного климата саванн или высоко-травных степей. Они представляют собой погребенные почвы, образовавшиеся в условиях сухого, жаркого климата субтропических степей, увлажнявшихся, вероятно, редкими ливнями.

В периоды сильных выносов материала из Крымских гор водные потоки разносили его в виде шлейфа по равнине, где шло отложение алевритово-глинистого пролювия (см. рис. 38). Во время приостановок этого процесса на поверхности пролювия формировалась железистая почва — краснозем. Затем эта почва покрывалась новыми пролювиальными накоплениями, поверх которых снова образовывалась почва. Реже более постоянные потоки, обладавшие определенным руслом, выносили песчано-галечниковый материал песчаных линз аллювия. Этот своеобразный процесс привел в конечном итоге к образованию довольно мощной (до 40—50 м) слоистой таврской свиты.

В более северных частях предгорной равнины таврская свита уменьшается в мощности и становится более глинистой. В районе Евпатории, по данным Г. А. Лычагина, она представлена жирными красно-бурыми глинами, у озера Кизыл-Яр — однообразными бурыми глинами с известняковыми конкрециями и прослоями гравелита и песчаника. В отдельных карьерах к северо-востоку от Симферополя можно видеть, что красно-бурые глины покрывают резко неровную, размытую поверхность

понтических известняков и заполняют трещины и карстовые пустоты в этих известняках. Глины темно-красные, сухие, комковатые. Наиболее восточные места их распространения находятся севернее Белогорска. На Тарханкутской возвышенности красно-бурые продукты выветривания покрывают известняки сармата и представляют элювиальные образования, видимо, одновозрастные таврской свите. Такие же красноцветы известны и на поверхности датских известняков в Предгорной гряде. Породы таврской свиты накапливались, видимо, на поверхности предгорной степной равнины, населенной фауной гиппарионов, мастодонтов и других обитателей степей. Остатки *Hipparion gracilii* Каур. и *Anancus arvernensis* Сг. et Job. были найдены в этих отложениях у с. Берегового и описаны Н. А. Соколовым. В 1961 г. в морском коренном обрыве в этом же районе были найдены два зуба и остатки двухметрового бивня мастодонта, принадлежащие также *Anancus arvernensis* Сг. et Job. Они находятся сейчас в геолого-палеонтологическом музее МГРИ им. А. П. и М. В. Павловых. Таким образом, таврская свита по возрасту несомненно относится к плиоцену и стратиграфически соответствует верхнему понту и киммерию.

А. У. Литвиненко и В. К. Немкова описали многочисленные остатки древесины, пыльцы и спор из киммерийских отложений Керченского полуострова и Приазовья. Анализ материалов по распространению пыльцы и спор, остатки степных животных — мастодонтов и гиппарионов, а также, близ Одессы, верблюдов, страусов и других свидетельствуют, что равнины Крыма, прилегавшие к киммерийскому бассейну, представляли собой в то время субтропические степи с жарким сухим летом с редкими, но сильными ливнями.

Обстановка теплого переменного влажного климата благоприятствовала развитию процессов выветривания с образованием красноземов, сходных с латеритными почвами тропиков в начальной стадии их образования. Они возникли на поверхности самых разнообразных пород — сарматских известняков Тарханкутского полуострова, известняков юры и мела в предгорной части Крыма, на глинах с сидеритами майкопской серии и др. В таврской свите они образуют почвенный прослой красноземов среди алевролитов.

Формирование красноземов на обширной площади дало исходный материал для дальнейшего образования железных руд Керченского железорудного бассейна.

Водораздельные участки на Южном берегу Крыма, разделенные поперечными речными долинами, покрыты своеобразными щебнистыми накоплениями и известняковыми брекчиями, выделенными и названными М. В. Муратовым (1954 г.) массандровскими отложениями. Они состоят из обломков верхнеюрских известняков, иногда крепко скреплены известковым цементом, реже рыхлы и включают глыбы и огромные отторженцы известняковых массивов. Последние обычно располагаются в основании слоя брекчий, который одевает эти глыбы и в отдельных случаях достигает мощности 80—100 м и более. Наиболее хорошо выражены массандровские отложения у подножия Чатырдага, в районе Гурзуфа, на водоразделе у с. Никиты и на Никитском мысу, на Массандровской горке близ Ялты (откуда они и получили свое название), на вершине горы Могаби и ее южном склоне, на водоразделе у Симеиза, в том числе на горе Кошка, и, наконец, на мысе Кикенеиз близ Качивели. В восточном Крыму отсутствуют крутые обрывы известняков и массандровских отложений нет, за исключением немногих мест, в частности подножия горы Сскол близ Судака, где, видимо, они присутствуют наряду с более молодыми щебнистыми накоплениями.

Наиболее хорошо представлены массандровские отложения близ Ялты и Симеиза, где они слагают поверхность наклоненных к морю плоских водоразделов. В нижней их части залегают огромные блоки

и скалы верхнеюрских известняков, в которых хорошо видна слоистость. Эти блоки сильно разбиты трещинами, расчленяющими их на глыбы меньшей величины. Выше залегают щебнистые накопления, включающие отдельные глыбы, но меньших размеров, чем лежат в основании. В верхней части толща покрыта чехлом щебня или брекчий, окрашенных в красный или красно-бурый цвет. Красная окраска местами проникает и в более низкие горизонты толщи и покрывает по трещинам скалистые массивы в основании. Мощность массандровской толщи здесь около 100 м.

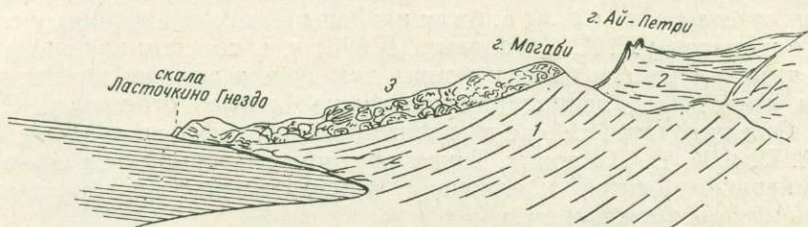


Рис. 40. Схема залегания массандровских отложений на горе Могаби близ Ялты.
1 — таврическая серия, 2 — верхнеюрские известняки, 3 — массандровские отложения

На горе Могаби, западнее Ялты, массандровские щебни покрывают весь южный склон, спускаясь к морю (рис. 40). В основании их на мысе Ай-Тодор залегают отторженцы и глыбы, образующие скалы на берегу моря, среди которых — известная скала «Ласточкино гнездо» у Мисхора. Их прикрывают щебнистые накопления в несколько десятков метров мощностью. К массандровским отложениям относятся известняковые щебни, слагающие горку в центре Гурзуфа, а также скалы близ Артека, в том числе известные скалы Адалары, выступающие из моря в Гурзуфском заливе. Близ Симеиза, скалы Дива и гора Кошка представляют смещенные массивы известняков в основании массандровских отложений, а выше они прикрыты щебнистыми накоплениями с характерной ярко-красной окраской в верхней части.



Рис. 41. Схема строения водораздела близ Никитского сада, сложенного массандровской свитой.
1 — средняя юра; 2 — массандровские отложения

Генетически скалы — отторженцы представляют оползневые массивы, частью огромных размеров, отделенные от материнских известняков трещинами и оползшие по глинистому склону под действием силы тяжести на значительное расстояние от коренных выходов. Вероятно, такому оползанию, когда оно происходило, способствовало увлажнение глинистой поверхности склонов атмосферными водами. Покрывающие и частично одевающие их щебнистые накопления, из-под которых эти массивы выступают иногда лишь отчасти, имеют несомненно совершенно другое происхождение. Если рассматривать отдельные участки их распространения в поперечном направлении (рис. 41), отчетливо видно, что щебнистые накопления утолщаются к центру этого участка и утоняются в стороны. Они образуют, следовательно, заполнения пологой хотя и ясно выраженной ложбины. Последние спускаются довольно полого от гор в сторону к морю. Нижние части этих ложбин частично уходят под уровень моря (Симеиз, Гурзуф), в других местах они подрезаны абразией и заканчиваются обрывом (Никитский мыс).

Очень вероятно, что современный наклон этих ложбин к морю не является первичным. Точнее этот наклон в момент образования щебней был положе, чем сейчас, и приобрел более значительный угол (3—5°) в результате новейших поднятий Горного Крыма и опускания береговой полосы уже после образования массандровских отложений. Материал в этих ложбинах накапливался водными потоками. Слабо окатанный характер и несортированность этого материала, так же как нагромождение щебня с отдельными крупными глыбами, свойственны для отложений селевых потоков. Наиболее типичны такого рода отложения для сухих долин, лишенных постоянного водотока, но выносящих после ливней огромные массы материала к устью с отложением его у подножия горных склонов. Это типичные отложения в условиях аридного и достаточно жаркого климата, что подтверждает характерная красная окраска щебня, обусловленная процессами образования красноземов. Массандровские брекчии слагают сейчас плоские наклонные водоразделы, обрезанные современными долинами и оврагами. Как показывают их соотношения с обрывами нагорий Главной гряды, они не могли бы образоваться в современную эпоху, так как отделены от обрывов и ущелий, которые их когда-то снабжали обломочным материалом, крупными продольными депрессиями эрозионного происхождения. Это указывает на их значительную древность.

Возраст массандровских отложений точно установить пока невозможно. Для оценки его приходится учитывать их условия залегания по отношению к элементам рельефа, а также красную окраску. Морфологически они связаны с самыми древними ложбинами в рельефе Южного берега, формировавшимися до образования современной речной сети. Последняя развилась в течение средне- и позднечетвертичного времени. Следует иметь в виду, что в близких по составу, но не окрашенных в красный цвет щебнистых накоплениях и глыбовых навалах у подножия обрывов Южного берега в окрестностях Ялты есть и, несомненно, более молодые отложения. Часть щебня из конусов выноса датируется здесь как позднечетвертичные образования и описана ниже. Другие, судя по соотношению их с элементами рельефа, привязываются к склонам, которые соответствуют четвертой речной террасе, т. е. имеют среднечетвертичный возраст. Массандровские отложения несомненно древнее их. Судя по условиям залегания и распространения, они представляют самый древний горизонт щебнистых накоплений среди сходных континентальных отложений подножий склонов Южного берега. Эти данные, а также присутствие красноземов на их поверхности привели к сопоставлению массандровских отложений с таврскими по возрасту и к предположению об их среднеплиоценовом возрасте.

В свете новых данных это предположение остается в силе, хотя и не является доказанным. Другие исследователи высказывали предположение о более молодом возрасте массандровских отложений, относя их к древнечетвертичным. Четвертичный возраст их по указанным причинам представляется маловероятным, но отрицать возможность их сопоставления по возрасту с кизилджарской верхнеплиоценовой террасой значительно труднее. До получения новых материалов по этому вопросу надо считать, что наиболее вероятным является их среднеплиоценовый возраст.

Кизилджарская толща галечников приурочена к одноименной террасе, расположенной на правом берегу р. Альмы, близ слияния с долиной р. Бодрака, и полого спускающейся отсюда к западному морскому побережью близ с. Берегового. В районе слияния Альмы и Бодрака хорошо видно, что кизилджарская толща образует самый высокий уровень, достигающий здесь высоты 100—120 м над рекой. Описанный Б. А. Федоровичем, В. И. Бабаком, М. В. Муратовым, этот уровень к устью спускается до 40—30 м. Террасовая поверхность покрыта слоем речного

окатанного галечника, состоящего из крупных галек из обломков верхнеюрских известняков и среднеюрских песчаников, которые включены в желто-бурую известковистую глину. Мощность галечного слоя около 3—5 м. Останцом этой террасы, поднятым на еще большую высоту, являются валунные накопления на горе Присяжной близ Крымской астрофизической обсерватории АН СССР.

Кизилджарская толща относится В. И. Бабаком и автором по возрасту к плиоцену, так как она образует шестую террасовую поверхность, значительно более высокую, чем пятая терраса, которая сопоставляется с чаудинскими морскими отложениями. Последние принято относить к основанию четвертичных отложений и, следовательно, более древняя терраса должна быть отнесена уже к верхам плиоцена. Останцы кизилджарской террасы, покрытые суглинками или галечниками, присутствуют и в других местах Крыма, в частности на поперечных водоразделах у подножия Главной гряды Южного берега, между Алуштой и Судаком. Однако широким распространением эти древние террасы и покрывающие ее отложения не пользуются. Вероятно, кизилджарские галечники одновозрастны с гурийскими отложениями Керченского полуострова.

Четвертичные отложения

Среди четвертичных отложений Крыма распространены как морские, так и континентальные по происхождению. По площади распространения главную роль играют континентальные, но основу для стратиграфического разделения дают морские отложения.

Морские отложения. Четвертичные отложения Черного моря сохранились во многих местах по берегам Крыма, образуя морские террасы. Однако разрез их на дне Черного моря несравненно более полный, чем тот, который дает сопоставление террас.

Из пяти самостоятельных горизонтов четвертичных отложений, установленных на дне Черного моря близ побережья Крыма Н. И. Андрусовым, А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, в Крыму отложения морских террас соответствуют только четырем.

Наиболее древний из них распространен на Керченском полуострове, где отложения его известны на южном берегу близ мыса Чауда. Этот горизонт получил от Н. И. Андрусова наименование чаудинского. Слагающие его прибрежные пески и ракушечники образуют террасу, приподнятую на 20 м над уровнем моря (рис. 42). Они содержат большое количество моллюсков: *Didacna tschoudae* Andr., *D. crassa pseudocrassa* Pavl., *D. crassa baeri-crassa* Pavl., *Dreissena polymorpha* (Palt.) и др. Эта фауна указывает на то, что бассейн был не настоящим морским, а представлял обширное слабо соленое озеро, сходное с современным Каспием и изолированное от других морей или имевшее сток в Средиземное море через район Дарданелл, где известны чаудинские слои близ маяка Гана. Чаудинский горизонт относили, да и сейчас иногда относят, к верхнему плиоцену, что неправильно. Даже принимая старый объем четвертичной системы, чаудинские слои должны быть отнесены к нижней части этой системы.

Второй горизонт также озерно-морских отложений распространен на Керченском полуострове близ Узунларского и Кояшского озер, близ Тобечикского озера и на Азовском побережье. Отдельные ископаемые, принадлежащие этому горизонту, встречены в шурфах в районе Евпатории, а также по побережью Сиваша.

Представлены эти отложения глинистыми песками, песчаниками и детритусовыми известняками с отдельными линзами и прослоями галечников. Они содержат характерную фауну древнекаспийского типа, в которой руководящая роль принадлежит *Didacna crassa ponto-caspia* Pavl., *Monodacna subcolorata* Wass., *Hypanis plicatus* (Eichw.),

Dreissena polymorpha (Pall.). Отложения с этой фауной были названы Н. И. Андрусовым эвксинскими*, по предложению А. Д. Архангельского теперь их называют древнеэвксинскими. Фауна их указывает на низкую соленость древнеэвксинского сильно опресненного озерного бассейна и вероятное соединение его проливом через Маныч с Каспийским морем. Отложения этих слоев слагают террасы с высотой 20—30 м над уровнем моря.

Древнеэвксинские отложения нигде не покрывают чаудинские и образуют обособленную террасу. Между эпохой отложения чаудинских и древнеэвксинских слоев был значительный перерыв, когда Черноморский бассейн был очень сильно сокращен по площади и уровень его понижался.

Покрываются древнеэвксинские отложения в районе Узунларского озера песками и глинами с очень бедной фауной того типа, который характерен для современного Азовского моря. Наиболее характерны для нее морские формы: *Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* Gmel., *Abra*

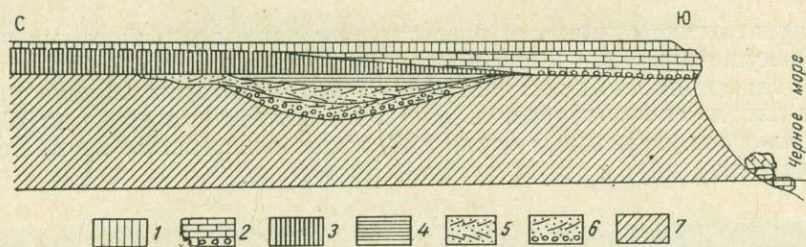


Рис. 42. Схематический разрез четвертичных отложений в районе мыса Чауда (по П. В. Федорову).

1 — суглинки; 2 — известняки; 3 — уплотненные суглинки; 4 — глинистые пески и глины; 5 — пески; 6 — пески с галькой; 7 — палеогеновые глины

ovata Phill наряду с *Didacna crassa pontocaspia* Pavl. и *Dreissena polymorpha* (Pall.). Это отложения опресненного морского бассейна. Слои с фауной азовского типа А. Д. Архангельский назвал узунларскими, считая, что они имеют вполне самостоятельное значение. В настоящее время установлено, что узунларские слои постепенно сменяют древнеэвксинские, нередко слагая вместе с ними одну поверхность террас. Они, таким образом, составляют единый эвксино-узунларский горизонт, который включает древнеэвксинские и узунларские слои.

Смена озерных древнеэвксинских отложений узунларскими свидетельствует о постепенном изменении режима бассейна и наступившем соединении с Средиземным морем. Отложения эвксино-узунларского горизонта связаны своим происхождением с единой длительной эпохой, в течение которой уровень Черноморского бассейна вначале был очень низким, а затем постепенно поднялся, о чем свидетельствует трансгрессивный характер залегания эвксино-узунларского горизонта, до высоты 20—25 м над уровнем моря.

Следующий, карангатский горизонт резко отличается от эвксино-узунларского и отделен от него крупным перерывом. Во время этого перерыва уровень моря сильно падал и соответствующие ему отложения пока по берегам в точности не установлены. Эти гипотетические среднеэвксинские отложения могут быть обнаружены только на дне Черного моря.

Карангатский горизонт распространен в Крыму шире, чем предыдущие отложения, и характеризуется обильной фауной, обогащенной средиземноморскими элементами. Кроме окрестностей Чокракского (рис. 43), Тобечикского, Кояшского и Узунларского озер, эти отложения

* По древнегреческому названию Черного моря — «Понт Эвксинский».

образуют террасу по берегам Керченского полуострова, в ряде пунктов по побережью Керченского пролива и западнее, на всем протяжении от Узунларского озера до мыса Карангат; далее они широко развиты по побережью в районе к северу от Феодосии и известны близ Судака и Нового Света (рис. 44, 45), где образуют террасу высотой от 4 до 18 м.

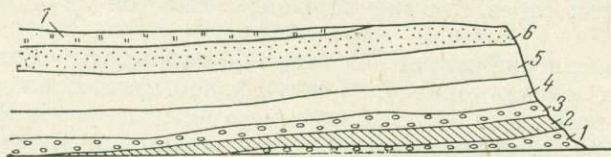


Рис. 43. Строение карангатских отложений на восточном берегу Чокракского озера.

1 — известняки с палюдинами; 2 — косослоистые пески с палюдинами; 3 — конгломерат основания карангатского горизонта, с разрывом залегающий на подстилающих слоях; 4 — пески и рыхлые песчаники с раковинами; 5 — тонкие пески с галькой и раковинами; 6 — песчаные суглинки; 7 — суглинки

Карангатские отложения представлены чаще всего рыхлыми песчаными ракушечниками, часто с прослоями гравия и рыхлого раковинного детритуса; мощность их достигает 10—15 м. В некоторых случаях они довольно плотно сцементированы. Из этих отложений известно до 100 видов моллюсков, из которых около 25% живет в настоящее время только в Средиземном море и отсутствует в Черном море.



Рис. 44. Волноприбойный желоб карангатского моря на скале близ Нового Света

В наиболее известном разрезе под горой Сокол близ совхоза «Новый Свет», который был подробно описан многими исследователями (Андрусов, Муратов; Гвоздовер, Невеский; Федоров и др.), основание карангатских отложений залегает на келловейских глинах на высоте 4—5 м над морем. Они начинаются конгломератом с крупными валунами, а выше состоят из чередования слоистых песков с битой ракушей и гравийных конгломератов, включающих отдельные крупные гальки. Мощность песков и песчаников достигает здесь 8—10 м, а кровля их располагается на высоте 12—14 м над морем. В сторону берега эти слои круто прислонены к абразионной поверхности, вымытой в юрских породах, как пока-

зано на рис. 45. При этом непосредственно к этой поверхности прилегают не морские пески, а склоновые накопления, представленные щебнем и угловатыми глыбами юрских пород, заключенными в суглинистой массе. Переход от морских слоев в эти щебни происходит довольно резко, а сама толщина слоя береговых накоплений невелика — 1—2 м. При этом карангатские морские отложения вместе с одновозрастными с ними прибрежными навалами прослеживаются в глубь склона всего на 20—25 м. Близ края полосы их распространения, ближайшего к Новому Свету, но восточнее самого крайнего обнажения, расположена скала юрского известняка, на поверхности которой сохранились отлично выраженные волноприбойные желоба — след прибою карангатского моря (см. рис. 45).

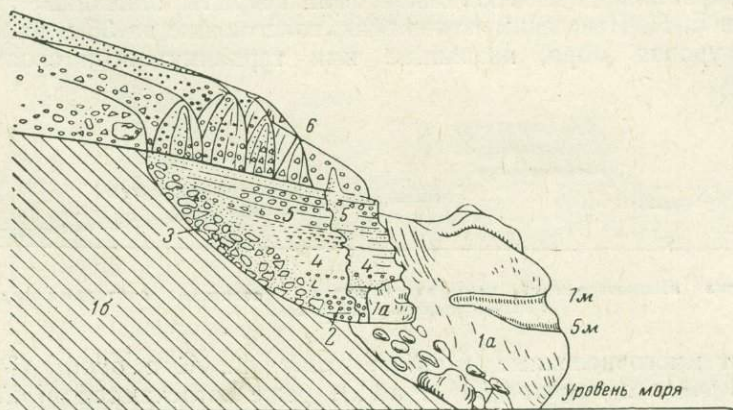


Рис. 45. Строение карангатских отложений у Нового Света.

1а — скала известняка с волноприбойными желобами карангатского моря на высоте 5,5 и 7 м; 1б — коренной цоколь — верхнеюрские аргиллиты с прослоями известняков; 2 — карангатские отложения — конгломерат с крупной галькой и песчаник мощностью 1,1—5 м; 3 — известняковые неокатанные глыбы и щебень в суглинистом материале; 4 — пески с битыми раковинами, рыхлые песчаники и ракушечник мощностью 4,5—6 м; 5 — слоистые пески, переслаивающиеся с мелкими галечниками и гравием мощностью 2—3 м; 6 — судакские светлые суглинки, в нижней части переполненные известняковым щебнем и с включением отдельных глыб известняка, мощностью 6—8 м; 7 — осыпь

Желоб расположен на уровне самых нижних слоев карангата и свидетельствует, что уровень карангатского моря долгое время находился без изменений, а затем повысился и достиг максимума, соответствующего наибольшей высоте морских отложений карангата (в районе Нового Света на высоте 18 м).

В карангатском горизонте, в соответствии с исследованиями Л. А. Невесской, можно выделить три различающихся по фауне пачки слоев, которые отвечают определенным стадиям развития карангатского бассейна.

Нижние — тобечикские слои, выделенные на берегу Тобечикского озера, содержат обедненную морскую фауну, включающую *Cardium edule* L. и другие эвригалинные формы. В них еще нет средиземноморских элементов. Г. И. Горецкий (1955 г.) выделял их ранее как лиманно-морские отложения древнего Тобечикского лимана.

Среднекарангатские отложения содержат наиболее типичный для карангата комплекс богатой фауны, в которой наряду с формами, ныне живущими в Черном море, встречаются средиземноморские виды, теперь здесь отсутствующие. К их числу относятся *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* (С ос.), *Ensis ensis* (L.), а также морской еж *Echinocyamus pusillus* L.

Сравнивая состав карангатской фауны с составом фауны современных средиземноморских моллюсков Л. А. Невесская приходит к выводу, что соленость среднекарангатского бассейна была не ниже 30‰.

Верхние слои карангатских отложений, хорошо выраженные на известном Эльтигенском обрыве, близ с. Героевского, на берегу Керченского пролива снова содержат обедненную фауну. Из средиземноморских видов в них остается *Paphia senescens* и преобладают обычные для современного Черного моря *Ostrea*, *Mytilus*, *Cardium edule* L. и др. Соленость бассейна в эпоху их отложения была несомненно близка к типичной для нынешнего Черного моря (18‰).

Эти слои повсюду в Крыму перекрыты горизонтом континентальных (деллювиальных) буроватых суглинков, получивших еще от Н. И. Андрусова наименование суглинков Судакской террасы (рис. 46). Эти суглинки связаны с эпохой регрессии карангатского бассейна. В Каркинитском заливе донной колонкой были вскрыты описанные Л. А. Невеской и Е. Н. Невеским отложения, залегающие на 35 м ниже современного уровня моря, названные ими тарханкутскими слоями. Они

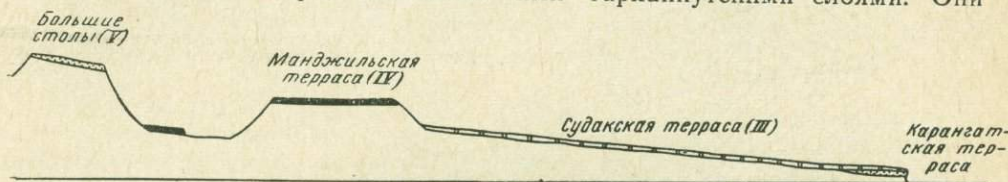


Рис. 46. Схема взаимотношений карангатских морских отложений с террасовыми уровнями в заливе Копсель близ Судака

содержат многочисленные *Cardium edule* L., *Abra ovata* (Phil.), а также *Dreissena polymorpha* (Pall.), реже встречаются *Mytilaster lineatus* Gm. и гастроподы. Эти слои соответствуют, по-видимому, регрессивной стадии карангатского бассейна и могут быть сопоставлены по времени образования с частью судакских суглинков. Соленость бассейна, по данным Л. А. Невеской, во время их отложения была в пределах 3—5 и не более 8‰. Они соответствуют самому концу времени существования карангатского морского бассейна.

Описанные слои на дне Каркинитского залива перекрыты каркинитскими слоями, в которых господствует *Dreissena polymorpha* и изредка встречаются *Cardium edule*. Эти слои относятся уже к основанию следующего новозвксинского горизонта. Отложения последнего описаны по данным колонкам из многих мест со дна Черного моря А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938 г.). Однако последовательная смена отложений карангатского горизонта новозвксинскими впервые была прослежена на дне Каркинитского залива. Для новозвксинского горизонта характерна бедная фауна, состоящая из солоноватоводных видов *Dreissena polymorpha* (Pall.), *D. rostriformis* (Desh.), *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna vitrea euxinica* Nev., *Hypanis plicata* (Eichw.) и гастропод. Новозвксинские отложения повсюду залегают ниже уровня современного моря и террасовых накоплений по берегам не образуют. Уровень этого бассейна был на 30—50 м, а по некоторым данным до 60—80 м ниже современного.

Новозвксинские отложения сверху сменяются древнечерноморскими. В них сначала наряду с солоноватоводными видами появляются эвригалинные (*Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* Gm. и др.). Затем последние начинают преобладать и сменяются комплексом фауны, в которой господствуют виды, типичные для современного Черного моря. Таким образом, солоноватоводные новозвксинские отложения постепенно сменяются морскими, которые формировались в условиях бассейна, близкого по своей солености к современному Черному морю (18‰).

Древнечерноморские отложения Л. А. Невеская делит на нижние (витязевские) слои, для которых характерно наличие эвригалинных форм, средние (каламитские) слои с преобладанием менее эвригалинных

форм (*Mytilus galloprovincialis*, *Chiona gallina*) и верхние (жеметинские) с наиболее стеногалинными для Черного моря видами.

Верхние горизонты древнечерноморских отложений по берегам Черного моря образуют хорошо выраженную террасу высотой до 2—3 м над морем (рис. 47), известную во многих местах Крыма. Терраса эта сложена рыхлыми песками и ракушечниками. Почти повсюду, где присутствуют отложения этой террасы, они служат предметом эксплуатации в качестве строительного песка. Абразионная площадка и ниши, соответствующие по высоте этой террасе, очень широко распространяются по берегам Крыма и имеют вид ступени высотой 1,5—2 м на многих скалистых берегах и мысах.

Эта терраса соответствует наивысшему уровню древнечерноморского бассейна и, согласно археологическим данным, образовалась ранее 3000 лет назад (4000 лет, по

П. В. Федорову). После этой трансгрессии произошла регрессия с падением уровня моря до отметки минус 2 м. Она была названа П. В. Федоровым фанагорийской регрессией, и хорошо установлена как им на Таманском берегу, так и М. Бляху при исследовании развалин древнегреческого города Истрии на румынском побережье моря. Согласно данным М. Бляху, конец фанагорийской регрессии был между VI и IV веками до н. э., так как в это время, по археологическим данным, были сделаны захоронения и могильники

близ Истрии. Последние затем были перекрыты морем после IV века до н. э., и вплоть до I века н. э. происходила последняя истрийская морская трансгрессия, во время которой могильники были погребены под донными отложениями, а уровень Черного моря достиг современного положения (рис. 48).

Континентальные отложения. Среди континентальных четвертичных отложений Крыма главную роль играют аллювиальные отложения, слагающие поверхность речных террас и поймы рек, а также делювиально-пролювиальные отложения, участвующие в заполнении долин и сложении террасовых уровней. Всего в Крыму выделяют шесть террасовых поверхностей; из них самую низкую, высотой 2—3 м, образует I, или «Садовая», терраса; II терраса, 5—7 м высотой, плохо развита в Крыму; III — Судакская, терраса имеет высоту 10—15 м; IV — Манджильская — 25—40 м; V — Булганакская — 60—80 м. VI, наиболее высокий кизилджарский террасовый уровень (до 100—150 м), относится к верхнему плиоцену (виллафранку) и описан выше.

Все террасы различаются не только высотой, но и определенными индивидуальными чертами слагающих их отложений, отражающими историю их формирования. Сопоставление речных террас и делювиально-пролювиальных накоплений с морскими террасами и отложениями побережий позволяет дать довольно хорошо обоснованную схему их стратиграфии.

Кроме речных и делювиально-пролювиальных отложений, в горной части Крыма у подножия крутых склонов и обрывов имеются накопле-



Рис. 47. Залегание песков древнечерноморской террасы у с. Рыбачьего на Южном берегу Крыма. Террасовые отложения (1) прислонены к абразионному уступу (2), сложенному коренными породами

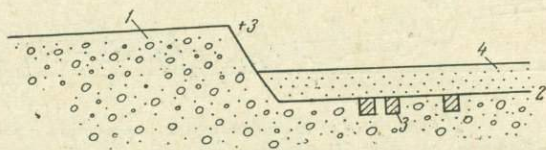


Рис. 48. Схема строения берега Черного моря близ древнегреческого города Истрия, южнее устья р. Дуная.

1 — отложения древнечерноморской террасы (древнее 3000 лет); поверхность с высотой +3 м выше уровня моря; 2 — поверхность после фанагорийской регрессии и с отметкой минус 2 м ниже уровня моря; 3 — могильники VI—IV веков до н. э.; 4 — пески, отложенные при истрийской трансгрессии до I века н. э. (по данным М. Бляху)

ния мощных осыпей и глыбовых навалов. Их также удается, хотя и не всегда надежно, сопоставить с террасовыми поверхностями и, таким образом, расчленить по возрасту. Известны также отложения соленых озер, по возрасту сопоставляемые с самыми молодыми первыми террасами (голоценовыми).

Н. И. Андрусов, впервые описавший террасы Крыма, выделил в окрестностях Судака четыре древних террасовых уровня: 1) наиболее высокие останцы (более 100 м высотой), так называемые «Большие столы» Н. И. Андрусова; 2) Манджильскую террасу, 3) Перчемскую террасу, 4) Судакскую террасу. Н. И. Андрусов превосходно обосновал их взаимоотношения и установил относительный возраст, сопоставив суглинки Судакской террасы с морскими отложениями карангата (Тирренской террасой, как он ее назвал). Вместе с тем, из-за того, что верхние террасы довольно сильно наклонены вниз по склонам и имеют неодинаковую высоту на разных своих участках, Н. И. Андрусов принял за разные террасы (Перчемскую и Судакскую) один и тот же третий террасовый уровень, за которым целесообразно оставить название Судакской террасы (рис. 49).

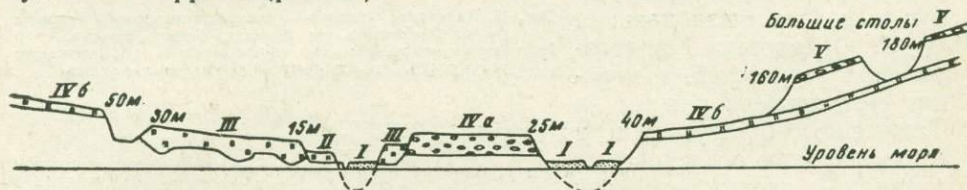


Рис. 49. Схема соотношений террасовых уровней в Судакской долине.
I—Садовая терраса; II—Вторая терраса; III—Судакская терраса; IVа—Манджильская терраса, сложенная аллювием; IVб—Манджильская терраса, сложенная делювиальными суглинками; V—«Большие столы» Н. И. Андрусова

После Н. И. Андрусова террасы р. Альмы изучал Б. А. Федорович, террасы ряда речных долин — М. В. Муратов и Н. И. Николаев, Южного берега — В. Г. Шипулина и Г. А. Золотарев, а затем в других долинах — С. В. Дроздов и Е. И. Дрюк, окрестностей Судака — М. В. Муратов и Д. С. Кизевальтер. Тщательное прослеживание и сопоставление речных террас всех главнейших речных долин Крыма было выполнено В. И. Бабаком. Террасовые отложения первых трех (низких) уровней в Горном Крыму приурочены к речным долинам и их притокам. Отложения четвертого уровня также тяготеют к речным системам, хотя иногда слагают и широкие плоские водоразделы между ними. Отложения пятого уровня (так же, как и шестого — кизилджарского) не связаны с современными долинами и образуют плоские наклонные поверхности к северу и отчасти к югу от горной гряды, окаймляя ее.

Отложения, связанные с пятым булганакским уровнем террас. Отложения, образующие наиболее высокий четвертичный террасовый уровень, шире всего распространены вдоль северного склона низкой предгорной гряды на всем ее протяжении между Севастополем и Феодосией. Они слагают здесь обширные участки плоской наклонной от гор к равнине поверхности этой гряды, местами водоразделы и отдельные останцы. Здесь присутствуют два типа отложений: галечники, заключенные в суглинистом наполнителе и включающие прослойки и линзы буроватых суглинков, и суглинки с прослоями и линзами галечников. Это отложение водных потоков и рек, спускавшихся от гор Главной гряды на предгорную равнину и заполнявших в ее пределах обширные плоские ложбины стока и долины. Здесь, видимо, мы имеем как типичные аллювиальные, так и тесно с ним связанные пролювиальные отложения, отлагавшиеся в условиях плоской слегка наклоненной предгорной равнины, в которой слабо были выражены относительно узкие невысокие водоразделы — останцы VI террасы, и более древних поверхностей раз-

мыва. Мощность этих отложений невелика (6—10 м), но слагаемые ими пространства очень значительны, хотя и подверглись размыву более молодой и современной речной сетью и расчленены ею на отдельные плато и останцы. В составе отложений преобладают гальки из верхнеюрских известняков, хотя присутствуют и другие породы, в частности кварцевые гальки, вымытые из нижнемеловых конгломератов, верхнемеловые известняки и др. Величина галек ближе к горам значительна и уменьшается до размеров гравия при удалении на 20—40 км в сторону равнины.

Описываемые галечники, заполняющие плоскую широкую ложбину, очень хорошо представлены по северному склону долины р. Булганак, к западу от Симферополя. Ширина поверхности галечниковых накоплений здесь превышает 10—12 км, причем поверхность эта заметно снижается от предгорий книзу. В окрестностях Симферополя они слагают довольно

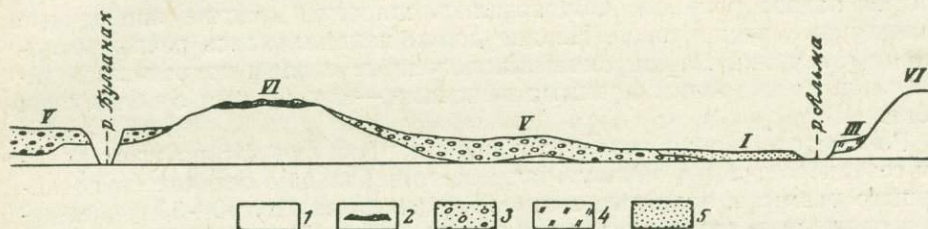


Рис. 50. Схема взаимотношений террасовых уровней в пределах междуречья Булганак и Альмы на западном побережье Крыма.

1 — отложения среднего миоцена; 2 — отложения VI (Кизилджарской) террасы — плиоцен; 3 — галечники V (Булганакской) террасы; 4 — аллювий III (Судакской) террасы; 5 — аллювий I (Садовой) террасы

высокое плато до бровки Предгорной гряды, приподнятое метров на 150 над уровнем моря, а близ берега моря у Николаевки поверхность галечниковых накоплений спускается на высоту всего 8—10 м (рис. 50). Такое значительное снижение на протяжении около 35 км является очевидно вторичным, связанным с поднятием Крымских гор после отложения описываемых галечников. Первоначальный их наклон, вероятно, был значительно меньше.

Эти отложения, столь типично выраженные по Булганaku, лучше всего именовать булганакскими. Южнее Булганака отложения пятого уровня, представленные аллювием 6—7-метровой мощности, образуют террасу по обоим склонам долины р. Альмы.

К востоку от Симферополя отложения этого уровня хорошо выражены на водораздельных плато Предгорной гряды, между долинами Бештерека, Зуи и Карасу, где они также полого наклонены к северу. Далее они образуют обширную поверхность в долине Индола южнее с. Курского.

Восточнее описываемые отложения непосредственно прилегают к подножию горы Агармыш, образуя широкий предгорный шлейф, в котором морфологически выражены отдельные конусы выноса, своими вершинами подходящие к долинам, прорезающим горный массив. Карьеры, вскрывающие эти конусы у западного и северного подножий, обнажают галечники из плохо окатанных известняковых галек, залегающих в массе бурого и желтого суглинистого материала.

Между Старым Крымом и Феодосией останцы галечников слагают возвышенность Эгет, а на Керченском полуострове соответствующие им суглинки покрывают наиболее возвышенные плато.

Останцы булганакского террасового уровня, покрытые не галечниками, а желтоватыми суглинками со щебнем, сохранились и на южном склоне Главной гряды, где имеют наклон к югу. Они образуют обширные плато на побережье залива Чалка и останцы «Большие столы» близ Судака, впервые описанные Н. И. Андрусовым. К западу, между Судаком

и Алуштой, отложения булганакского уровня выражены плохо. Они сохранились здесь на поверхности узких, но довольно высоких и выдержанных водораздельных гребней, спускающихся от гор к морю. Западнее Алушты аналогами их являются древние глыбовые навалы, развитые местами у подножия крутых склонов и являющиеся более молодыми, чем массандровские.

Значительная высота бровок описываемой террасы на берегу моря у Судака (160—100 м) и залива Чалка свидетельствует о том, что в эпоху формирования покрывающих их отложений береговая линия отстояла далеко к югу от современной.

Отложения, связанные с четвертым манджильским уровнем. После формирования отложений пятого уровня в Крыму был крупный перерыв в накоплении осадков, о котором свидетельствуют крутые размытые уступы террас пятого уровня и прислонение к ним четвертого манджильского уровня. Во время этого перерыва происходила интенсивная эрозия и выработка нового рельефа. Образовались широкие плоские поперечные долины рек и их притоков. На дне долин накапливались речные отложения (галечники), а широкие выположенные склоны покрывались делювиальными и пролювиальными выносами — суглинками с обломками щебня.

Речные отложения четвертого уровня присутствуют по всем долинам северного склона, образуя чаще всего небольшие останцы от последнего размыва, поднятые в горной части на высоту 40—50 м над рекой и сложенные слабо окатанными галечниками. При выходе рек на равнину эти террасы сильно снижаются. Так, в долине р. Качи, в районе Предгорной гряды, у слияния рек Альмы и Бодрака, близ с. Почтового превосходно выраженные аллювиальные отложения IV террасы подняты на высоту 20—25 м. А километрах в десяти ниже Почтового, по р. Альме, останцы этой террасы, сложенные галечниками и суглинками мощностью в 4 м, залегают на высоте 10—11 м над рекой. Приблизительно такое же снижение террас наблюдается и по другим долинам рек.

Значительно шире распространены делювиально-пролювиальные отложения, относящиеся к этому же уровню и покрывающие плоские обширные поверхности, непосредственно сливающиеся с речными террасами. Ширина этих наклоненных к реке поверхностей особенно значительна в горных районах, где они достигают с одной стороны долины 2—3 км и более, в отдельных расширениях долины Черной, Качи (у Стили), Бельбека (ниже Орлиной), Альмы (у Почтового), Салгира (выше Симферополя), Зуи (у с. Зуи), Карасу (выше Белогорска), Индола (у Курского) и других рек. В этих расширениях мы имеем или слияние древних долин с системами их притоков или разработанные верховья.

Отложения, одевающие рассматриваемые поверхности, представлены желтоватыми суглинками с прослоями щебнистых накоплений (особенно в нижней части) и включением неокатанных обломков щебня, имеющих местное происхождение.

Эти очень обширные поверхности прикрыты тонким чехлом отложений (не более 5—6 м), что является чрезвычайно характерным для строения манджильских террас (четвертого уровня). Невелика обычно и мощность аллювиальных отложений.

Невольно возникает представление, что выработка широких плоских долин, представляющих ложе для описываемых пород, занимала очень большой отрезок времени, а накопление покрывающих их отложений протекало кратковременно.

Сходно строение манджильских террас и на южном склоне Крымских гор. В районе Судака (см. рис. 49) речная терраса, останцы которой сохранились в самом городе, снижена до высоты 20 м и представлена довольно мощным (12 м) галечником. Прилегающие к ней обширные делювиально-пролювиальные поверхности, впервые здесь описан-

ные Н. И. Андрусовым под названием Манджильской террасы*, поднимаются до высоты 140 м и прикрыты как всюду небольшим слоем суглинков с щебенкой (и галькой, вымытой из юрских конгломератов). Хорошо развиты делювиально-пролювиальные уровни этой террасы на Карадаге и близ Планерского. Западнее они прослеживаются почти по всем долинам Южного берега до Алушты. В Алуштинском амфитеатре присутствует речная терраса, сильно снижающаяся к морю. Останец речной террасы, сложенный галечниками, имеется на р. Учансу, километрах в трех выше Ялты, где высота его достигает 60 м над рекой. Здесь же хорошо выражены мощные глыбовые навалы у подножия обрывов Ай-Петринской яйлы, которые по своему положению привязываются к склонам, прикрытым делювием манджильского уровня.

По периферии описанных террасовых уровней по всем долинам горной части Крыма легко выделить окаймляющие их склоны возвышенностей, отделенные от них перегибом в рельефе. Эти склоны тоже прикрыты небольшим слоем суглинистого делювия и элювия, которые, сливаясь с суглинками поверхности террасы, имеют с ними одинаковый возраст. Таким образом, удастся установить элементы рельефа и одевающие его склоновые отложения, соответствующие по возрасту четвертому уровню. Роль их в рельефе Горного Крыма и Керченского полуострова очень значительна.

Отложения, связанные с третьим, судакским, террасовым уровнем. Отложения, покрывающие террасы третьего, судакского, уровня, часто бывают прислонены к эрозионным уступам четвертой (Манджильской) террасы (см. рис. 49), что указывает на значительный перерыв между формированием манджильских и судакских отложений. Во время этого перерыва происходили процессы развития рельефа и углубления речной сети, при которых были уже созданы все основные элементы речных долин горной части Крыма, их притоки и главнейшие овраги.

Кроме меньшей высоты террасовых поверхностей над реками, отложения судакского уровня отличаются более значительной мощностью. Среди них выделяются аллювиальные, делювиальные, склоновые отложения и отложения конусов выноса.

Аллювиальные отложения, слагающие поверхность III террасы, широко развиты по всем речным долинам северного склона и некоторым долинам южного побережья (Алуштинская долина, Дерекойка у Ялты, Козская речка, Отузка и др.). Террасы эти имеют высоту 12—15 и до 20 м над рекой и образуют довольно значительные по площади участки и останцы. Мощность слагающего их аллювия достигает 10—12 м. Из-под аллювия в основании террасы выступает коренной цоколь. Аллювий состоит из песков, галечников и суглинков. Последние играют существенную роль. Нередко, в особенности в низовьях рек, террасовые отложения состоят целиком из бурых суглинков с прослоями галечника.

Поверхность речных террас почти не снижается к низовьям рек северного склона, чем они сильно отличаются от более высоких уровней. Так, III терраса по р. Альме у слияния с р. Бодраком имеет высоту 15 м. У устья реки, где останец террасы имеется на левом склоне на берегу моря, высота ее поверхности 10—12 м, причем терраса обладает цоколем высотой около 1 м (см. рис. 50). На южном склоне у Алушты наблюдается более сильное снижение III террасы — от 20 м в верховьях до 6—7 м у устья.

Значительно шире распространены в горной части Крыма делювиальные суглинки, связанные с описываемым судакским уровнем и достигающие местами значительной мощности. Это очень типичные желтовато-бурые и бурые лёссовидные суглинки, иногда с включением щебенки. При размыве они образуют на склонах своеобразные формы

* По названию горы Манджил близ Судака.

в виде мелких конусов, разделенных частыми промоинами, что свойственно только им. Суглинки эти обычно заполняют овраги, перекрывая более древний рельеф, сформировавшийся до их отложения. Поэтому мощность их крайне неравномерная — увеличивается над промоинами и уменьшается над выступами коренных пород. Иногда они целиком заполняют отдельные овраги, достигая в этих случаях 15—20 м мощности. Чаще они заполняют только верховья оврагов и долин, сглаживая рельеф этих верховьев и перекрывая как мелкие ложбины, так и разделяющие их местные гребни. При этом они заполняют элементы более древней эрозионной сети и сами прорезаны более молодыми оврагами. Очень характерно для описываемых отложений распространение их на поверхности многих пологих горных склонов, седловин и особенно горных перевалов. Причем в пределах последних они достигают значительных мощностей (15—20 и до 30 м) и залегают в виде широкого шлейфа, что видно, например, на перевале Синор (между Щebetовкой и Судакком), на многих перевалах Главной гряды, к западу от Старого Крыма и др. Седловины перевалов одеты сплошным чехлом суглинков описанного уровня, которые занимают значительные пространства. Присутствуют они и в пределах нагорий Яйлы, покрывая многие склоны и плато. Даже северный склон наибольшей вершины Крыма — горы Роман-Кош — одет небольшим покровом описываемых суглинков, разрезанных системой более молодых овражков.

Всегда судакские суглинки ложатся на неровную поверхность, расчлененную более древней эрозией, покрывают этот древний рельеф, сглаживают его и имеют из-за этого крайне неодинаковую мощность.

В тех местах, где судакские суглинки достигают мощности более 10—15 м, в оврагах или на водоразделах, в них хорошо наблюдается ряд горизонтов погребенных почв, образующих наклонные вдоль склона прослои более темного цвета (перевал у горы Быших-Тау близ Бахчисарая, перевал Синор, карьер кирпичного завода у Керчи и др.). Во многих случаях судакские суглинки, заполняющие верховья оврагов и промоин, выклиниваются вниз по течению. Очевидно, материала, смывающегося в данную ложбину, не хватило для заполнения всего оврага или более значительной его части.

Совершенно другой тип отложений, имеющих, однако, одинаковый возраст, развит у подножия многих горных массивов, сложенных верхнеюрскими известняками. Здесь в низовьях глубоких промоин, при выходе их из горного массива к подножию, в ложбинах стока накапливались своеобразные конусы выноса (рис. 51), состоящие из мелкой известняковой щебенки, очень слабо или совершенно не окатанной, но несколько сортированной по размеру. Из-за этой сортировки конусы обладают элементами слоистости. Кроме щебенки в них встречаются отдельные крупные глыбы известняков, указывающие, что в переносе материала участвовали мощные потоки, может быть типа селей. Конусы такого рода состоят из ряда уступов и плоских участков, спускаясь вниз по долине, и достигают в длину 3—4 км. Они присутствуют у подножия Главной гряды в районе Сименза, Кореиза, близ Ялты, Запрудного и во многих других местах. Небольшие конусы такого же рода есть и у подножий более мелких известняковых массивов, например под горой Сокол у Судака, а также иногда под обрывами Предгорной гряды, сложенными меловыми и эоценовыми известняками, в районе Бахчисарая, Скалистого, Инкермана и других местах.

В пределах равнинной части Крыма судакские суглинки слагают поверхность террас по многим долинам, прорезающим предгорные гряды. Ниже по течению, после погружения более высоких наклонных террас, описываемые суглинки выходят на предгорную равнину, одевая ее сплошным чехлом и слагая очень обширные невысокие плоские водораздельные плато между долинами равнинных рек; поверхность их подня-

та над дном этих долин на 10—12 м. Эти плато заканчиваются крутым уступом или обрывчиком, который совпадает с берегом Сивашей или иногда несколько отступает от него. В обнажениях на обрывах в суглинках хорошо видны горизонты погребенных почв.

В районе Судака, у совхоза «Новый Свет», на берегу моря суглинки судакского уровня непосредственно перекрывают морские карангатские отложения. Этот факт, описанный еще Н. И. Андрусовым, указывает на близость времени их формирования и очень важен для установления стратиграфии четвертичных отложений Крыма.

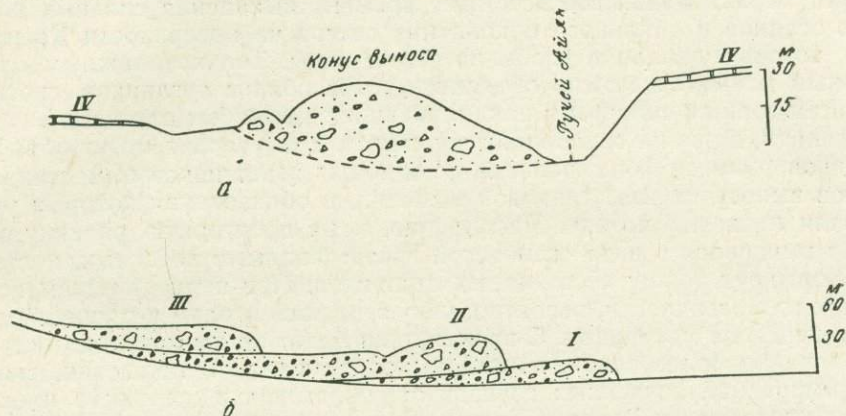


Рис. 51. Схема строения щебнистого конуса выноса в долине у с. Запрудного (между Гурзуфом и Алуштой) в поперечном (а) и продольном (б) разрезах.

I—III — стадии накопления конуса; IV — поверхность, покрытая делювием, соответствующим четвертому уровню

Аналогичные суглинки известны поверх карангатских слоев в Копсельском заливе (близ Судака), на мысе Карангат и в других местах. Сопровождая карангатские отложения, они обладают сходными условиями залегания при близком составе, отличаясь только меньшим содержанием щебня, чем у подножия горы Сокол. Их стратиграфическое положение и возраст непосредственно моложе карангата не вызывает сомнений.

Поскольку в обнажениях хорошо видно, что судакские суглинки лежат на морских песках карангатской террасы (Копсель, Новый Свет) и притом те и другие обрезаны береговым обрывом, можно заключить, что они до размыва покрывали карангатские отложения и далее к югу, где сейчас простирается море, и были уничтожены абразией. Следовательно, они отложились на поверхности дна сейчас же вслед за отступлением карангатского моря, когда уровень последнего упал и сам бассейн сократил свои размеры.

Таким образом, соотношения судакских суглинков с карангатской морской террасой позволяют сделать выводы, что карангатские слои и судакские суглинки образуют два последовательных горизонта, очень близких по времени образования.

Следует еще отметить исключительно важный для оценки их возраста факт, что в суглинках и одновременных с ними образованиях во многих местах Крыма найдены остатки орудий древнего человека — культуры среднего и позднего мустье. Так, в отложениях оврага Канлы близ Бахчисарая, соответствующих судакским суглинкам, найдена стоянка древнего человека, относящаяся к культуре позднего мустье. В судакских суглинках р. Альмы А. А. Формозов обнаружил мустьерские орудия стоянки Кабазн. К этим же отложениям мустьерские орудия приурочены в Холодной балке. Вместе с тем из верхней части карангатских морских песков близ Нового Света М. Д. Гвоздовер и Е. Н. Невесским описан и изображен найденный ими на месте мустьерский

остроконечник. Его особенности позволяют указанным авторам относить его к раннему палеолиту (концу ашеля — началу мустье). Эта единственная и важнейшая находка палеолитического орудия на Южном берегу Крыма связана, таким образом, с культурой несколько более древней, чем распространенные в предгорьях остатки среднего и позднего мустье.

Особенности условий залегания, строения и состава судакских отложений позволяют прийти к выводу, что они образовались в результате сноса материала и его накопления дождевыми водами. По-видимому, время их отложения соответствует времени выпадения сильных дождевых осадков и обильного накопления снегов на поверхности Крымских гор, которые давали в изобилии талые воды. Только влажным плювиальным климатом можно объяснить такое обилие суглинков, сносимых по всем горным склонам и накопившихся в любых относительных понижениях, даже на седловинах перевалов. Эти условия могут объяснить и одновременное формирование у подножия известняковых массивов конусов выноса из известняковой щебенки, в образовании которых участвовали ливневые потоки. Несомненно, и на предгорную равнину материал выносился в виде «глинистой грязи» водными потоками, постепенно формируя толщу лёссовидных суглинков. При периодическом подсыхании их поверхности, вероятно, какую-то роль играли и процессы эолового переноса материала. С временными более сухими периодами, когда происходил более ограниченный вынос делювия и пролювия, связано формирование почвенных горизонтов, образовавшихся как в пределах равнинного, так и Горного Крыма. Ярко выраженные следы предкарангатского размыва свидетельствуют, что во время, предшествовавшее карангатской морской трансгрессии, происходили интенсивные процессы размыва и формирования речной сети. По-видимому, после этого во время карангатской трансгрессии шли процессы глубокого выветривания горных склонов. Они подготовили материал для последующего размыва и сноса его водными потоками в судакское время с образованием столь больших масс делювиальных накоплений и конусов выноса.

Отложения, связанные со вторым, отузским, террасовым уровнем. После эпохи формирования судакских отложений начался интенсивный врез речной сети в пределах Крыма. Он был связан с резким падением уровня Черного моря в новоэвксинскую эпоху, вызвавшим понижение базиса эрозии речной сети.

В начальном этапе развития этого процесса была, видимо, остановка, возможно кратковременная, которая привела к образованию аллювия II надпойменной террасы в речных долинах. Терраса эта плохо выражена и обычно образует небольшие останцы высотой 5—7 м близ побережья, а в предгорьях до 12—14 м. Они покрыты серыми и бурыми аллювиальными суглинками и галечниками, с цоколем из коренных пород. Иногда цоколем их являются судакские суглинки, подвергшиеся размыву перед формированием этой террасы. Она не играет существенной роли в строении речных долин.

Отложения, связанные с первым, садовым, террасовым уровнем. Значительно более распространена присутствующая во всех речных долинах и их крупных притоках I — Садовая, терраса, приподнятая на высоту 2—5 м над руслом. Поверхность этой террасы, особенно в больших долинах, широкая, плоская и сложена темно-серыми гумусированными суглинками. Во многих главных долинах Крыма она покрыта фруктовыми садами.

Бурение в низовьях речных долин показывает, что коренное ложе всех долин Крыма у впадения их в море сильно переуглублено (до 20—30 м ниже уровня моря). Это переуглубление заполнено аллювиальными отложениями — галечниками, песками, суглинками и другими образованиями садового горизонта (рис. 52).

Переуглубление долин обусловлено понижением уровня моря в первой половине новозвксинского времени. Максимальная величина его падения ограничивается 60—80 м. Во вторую половину этого времени уровень моря стал подниматься и достиг максимальной высоты в древнечерноморское время.

Речные отложения в переуглубленных ложах долин накапливались постепенно, заполняя их при повышении уровня моря в конце новозвксинского и в течение древнечерноморского времени. Уровень древнечерноморского бассейна превышал в эпоху максимума его трансгрессии на 2—3 м современный уровень Черного моря. С этим наиболее высоким уровнем и связано образование поверхности Садовой террасы.

В тех долинах Крыма, в которых переуглубленное ложе не успело заполниться аллювиальными осадками, повышение уровня моря во время древнечерноморской трансгрессии привело к образованию заливов. Многие из них были затем отделены от моря пересыями и превратились в соляные озера. Дно их заполнено лиманскими и озерными осадками, соответствующими по времени образования аллювию Садовой террасы и современным речным отложениям.

Другие, как, например, устье р. Черной и ряд впадающих в нее балок, образующих Севастопольскую бухту, и ряд соседних с ней, сохранили черты морских заливов и заполняются осадками типа лиманских.

Сопоставление континентальных отложений Крыма с морскими отложениями Черноморского бассейна. Приведенные выше данные по стратиграфии морских отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма позволяют взять их за основу для сопоставления и построения общей схемы расчленения четвертичных отложений Крыма. Наиболее четко устанавливается сопоставление древнечерноморской террасы с Садовой террасой речных долин, которые сливаются в устьях многих рек и представляют, несомненно, образования одновозрастные (рис. 53).

Отчетливо устанавливается, как подробно рассмотрено выше, соотношение карангатских морских отложений с непосредственно налегающими на них несколько более молодыми судакскими суглинками. Вероятно, судакские суглинки, перекрывая по берегам Крыма карангатские морские отложения, соответствуют по времени образования тем верхним их горизонтам, которые вскрыты Л. А. Невеской и Е. Н. Невеским (1961 г.) на дне моря и названы тарханкутскими слоями, и соответствуют концу существования карангатского морского бассейна. Не исключена возможность, что верхние слои судакских суглинков могут соответствовать по возрасту и вышележащим каркинитским слоям, относящимся к нижней части новозвксинского горизонта.

Соотношения более древних отложений, чем карангатские, с морскими террасами гораздо труднее установить, они имеют более проблематичный характер.

Поверхность более высоких террасовых уровней, чем Карангатская терраса, покрывает отложения, получившие название эвксино-узунларского горизонта, который включает древнеэвксинские и узунларские

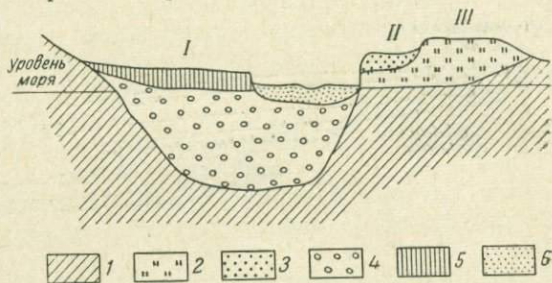


Рис. 52. Типичная схема строения речной долины близ устья в восточной части Южного берега (по В. И. Бабаку). I—III — соответственно I, II и III речные террасы. 1 — коренные породы (таврическая серия); 2 — суглинки III террасы; 3 — суглинки и пески II террасы; 4 — аллювиальные отложения, заполняющие переуглубленные днища долины; 5 — суглинки I террасы; 6 — суглинки и галечники поймы

слои. Эвксинско-узунларскому горизонту побережья Тобечикского озера и берега Азовского моря соответствуют элементы рельефа, прикрытые делювием, соответствующим четвертому (манджильскому) уровню. Это дает возможность считать их одновозрастными. Наконец, чаудинским морским отложениям, по данным М. В. Муратова, Н. И. Николаева, Г. И. Попова, В. И. Бабака и др., соответствуют на Керченском полуострове формы рельефа, отвечающие пятому (булганакскому) террасовому уровню.

Как видно, отложения террасовых уровней соответствуют близким по времени образования отложениям морских террас.

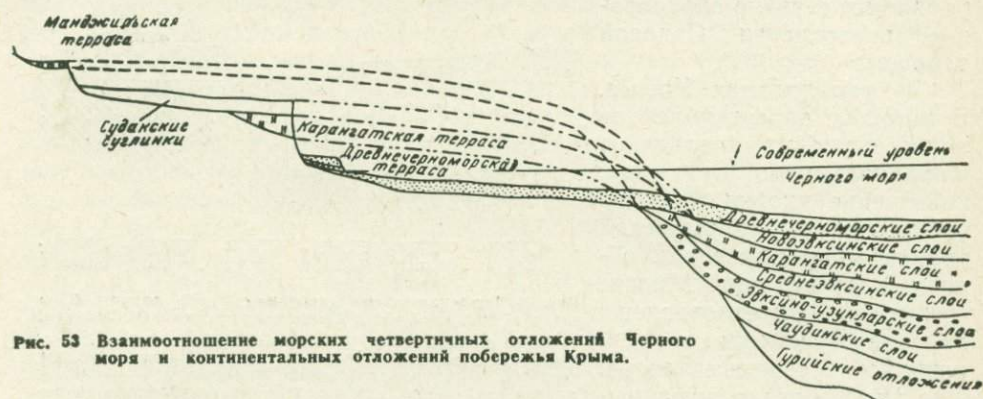


Рис. 53 Взаимотношение морских четвертичных отложений Черного моря и континентальных отложений побережья Крыма.

Таблица 4

Морские отложения дна Черного моря	Континентальные отложения Крыма и разделяющие их перерывы
Современные осадки дна и побережий (пляжи)	Отложения современного аллювия пойм
Древнечерноморские отложения	Садовая терраса
Новоэвксинский горизонт	Отложения, заполняющие переуглубленные долины в ее основании
	Глубокий размыв
Каркинитские слои	Отложения II террасы
Тарханкутские слои	Размыв
Карангатский горизонт	Суглинки Судацкой террасы
Предкарангатские отложения (среднеэвксинские)	Аллювий Судацкой террасы
	Глубокий размыв
Узунларские слои	Суглинки Манджильской террасы
Древнеэвксинские слои	Аллювий Манджильской террасы
Переходные слои между древнеэвксинским и чаудинским горизонтами	Размыв
Чаудинский горизонт	Отложения Булганакской террасы

Таким же образом могут быть увязаны и эпохи размыва, разделяющие время накопления отложений на поверхности террасовых уровней, с эпохами падения уровня моря. Эпохе размыва, который происходил между накоплением отложений пятого и четвертого уровней, соот-

ветствует регрессия моря между чаудинской и эвксино-узунарской трансгрессией. Эпохе размыва между накоплением отложений четвертого (манджильского) и третьего (судакского) уровней соответствует регрессия между эвксино-узунарской трансгрессией и карангатской. Во время этого перерыва уровень моря сильно падал и соответствующие ему отложения пока по берегам в точности не установлены. Гипотетические среднеевксинские отложения, упомянутые выше, могут быть обнаружены только на дне Черного моря. Эпохе размыва, которая была между накоплением судакских суглинков, а также отложений II террасы и формированием аллювия I, Садовой, террасы, соответствует новоэвксинская регрессия Черного моря. Новоэвксинские отложения повсюду залегают ниже уровня современного моря. Понижению уровня этого бассейна соответствует по времени тот глубокий размыв речных долин Крыма, когда образовались переуглубленные части речных долин, лиманов и озер, а также речная сеть, врезанная в судакские суглинки.

Таким образом, стратиграфические соотношения морских и континентальных отложений позволяют дать следующую схему их сопоставления (табл. 4).

Чередование эпох накопления морских и континентальных осадков в речных долинах и по берегам Крыма и эпох размыва и врезания речной сети за четвертичный период объясняется, очевидно, резкими колебаниями уровня Черноморского бассейна. Тектоническое поднятие Горного Крыма играло при этом сравнительно небольшую роль.

Данные о возрасте отдельных горизонтов и слоев четвертичных отложений сведены в табл. I.

ТЕКТОНИКА КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГОРНОГО КРЫМА И КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Мегантиклинорий * Горного Крыма имеет в плане несколько изогнутую форму: на западе простирания слагающих его структур имеют восток-северо-восточные направления, затем становятся северо-восточными, а далее в восточной части Крымских гор принимают почти широтное направление. Главная гряда Горного Крыма составляет ядро антиклинальной структуры, которое в его сохранившейся части сложено триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями. В строении северного крыла принимают участие верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые породы.

Южная часть ядра мегантиклинория и все южное его крыло не сохранились: они опущены на дно Черного моря. Также погружена под уровень моря и юго-западная его оконечность. Здесь только рельеф морского дна в части, прилегающей к берегам Крыма, позволяет проблематично наметить юго-западное ограничение сооружения Горного Крыма. Восточная оконечность мегантиклинория, сложенная юрскими и меловыми породами, уходит под уровень моря южнее Феодосии, но периклинальное замыкание слоев, сложенных палеогеном, располагается в пределах Юго-Западной равнины Керченского полуострова. Мелкие складки, вытянутые широтно в северной части Керченского полуострова и направленные на северо-восток в крайней юго-восточной его части, облекают это погружение. Складки Таманского полуострова служат их продолжением. Они вместе образуют систему плиоценовых складок на периклинали Крымского антиклинального сооружения.

* Большие обособленные антиклинальные поднятия или антиклинории часто называют мегантиклинориями.

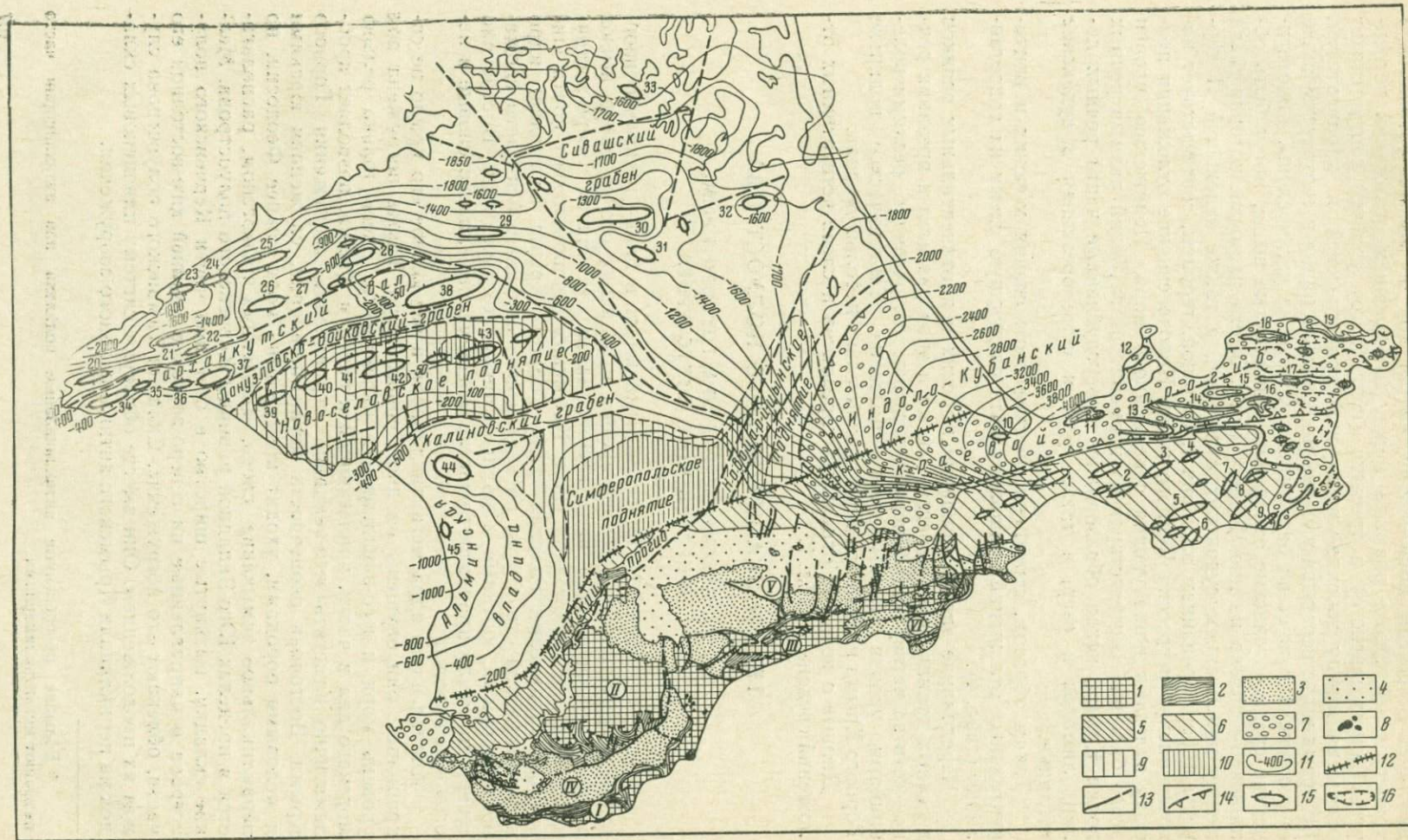


Рис. 54. Тектоническая схема Крыма (по И. В. Архипову, А. Е. Каменицкому, М. В. Муратову, Е. А. Успенской).

Мегантиклинорий Горного Крыма и его правой прогиб; 1 — нижний структурный этаж, верхний триас — лясас (таврическая серия); 2 — то же, верхний подэтаж, средняя юра; 3 — средний структурный этаж, нижний подэтаж, верхний юра; 4 — то же, верхний подэтаж, верхняя юра; 5 — верхний структурный этаж, нижний подэтаж, верхний альб — палеоцен; 6 — то же, верхний подэтаж, эоцен — нижний миоцен; 7 — орогенный комплекс, средний миоцен — плиоцен; 8 — интрузивные породы, Скифская плита; 9 — поднятия палеозойского фундамента Скифской плиты; 10 — участки поднятий фундамента с наименьшими глубинами залегания его поверхности (1000 м и менее); 11 — стратонизисы по поверхности верхнего мела (в метрах); 12 — предполагаемый глубинный разлом, разделяющий мегантиклинорий Горного Крыма и Скифскую плиту; 13 — разрывные нарушения; 14 — граница Индоло-Кубанского краевого прогиба; 15 — антиклиналь; 16 — синклиналь; Цифры на карте. Мегантиклинорий Горного Крыма. Антиклиналь: 1 — Южнобережная; 2 — Мошкарская; 3 — Журавлевская; 4 — Селезеневская; 5 — Гавриленковская; 6 — Дюр-менская; 7 — Марфовская; 8 — Просторненская; 9 — Чокур-Козилская; 10 — Ново-Николаевская; 11 — Каменская; 12 — Беломкаменная; 13 — Королевская; 14 — Слюсаревская; 15 — Ново-Глебовская; 16 — Междоленская; 17 — Андреевская; 18 — Чокракская; 19 — Шубинская; 20 — Оленевская; 21 — Карлаевская; 22 — Глебовская; 23 — Междоленская; 24 — Владымирская; 25 — Бакальская; 26 — Задорненская; 27 — Северобережская; 28 — Серебрянская; 29 — Первомайская; 30 — Джанкойская; 31 — Вишняковская; 32 — Славяновская; 33 — Балашовская; 34 — Меловая; 35 — Родниковская; 36 — Громынская; 37 — Октябрьская; 38 — Северо-Новоселовская; 39 — Крыловская; 40 — Порфирьевская; 41 — Елизаветинская; 42 — Тарасовская; 43 — Южно-Новоселовская; 44 —

В строении Главной гряды Крымских гор и прилегающей к ней части предгорий между Главной и Предгорной грядами, которые вместе составляют мезозойское ядро антиклинальной структуры Горного Крыма, можно выделить целый ряд более мелких структурных элементов. Среди них первостепенными являются обширные антиклинальные поднятия (антиклинории), сложенные породами таврической серии и средней юры, и синклинальные прогибы (синклинории), сложенные верхнеюрскими и отчасти нижнемеловыми отложениями. Структуры эти имеют сложное строение и нарушены более мелкими складками и разломами. Особенно сложно построены ядра отдельных антиклинориев, состоящие из сильно перемятых пород таврической серии, которые образуют мелкие, не поддающиеся пока расшифровке складки.

Таврическая серия служит основанием всех структурных элементов Главной гряды. В антиклинальных поднятиях смятые таврические породы выступают на поверхность, в синклинориях они опущены и перекрыты средней и верхней юрой и нижним мелом.

Залегание верхнеюрских известняков в центральных частях синклинальных структур нередко близко к горизонтальному, но на юге слои вздернуты и имеют крутое падение. Из-за наличия мелких разрывов и в отдельных случаях мелких нарушений картина их залегания бывает иногда сильно затушевана и осложнена.

Таким образом, в строении Горного Крыма можно видеть как бы три структурных этажа (рис. 54). Таврическая серия вместе с породами средней юры образует систему сильно сжатых и осложненных надвигами складок нижнего структурного этажа. На их поверхности залегают верхнеюрские и нижнемеловые породы, образующие более спокойно построенные и крупные складчатые структуры среднего структурного этажа. Верхний структурный этаж сложен породами верхнего альба — нижнего миоцена.

Верхнеюрские и отчасти нижнемеловые породы слагают Юго-Западный, Восточнокрымский и Судакский синклинории. Верхнеюрские известняки, участвующие в строении Юго-Западного синклинория, слагают Бабуган, Никитское и Ай-Петринское нагорья и всю гряду вплоть до Балаклав и мыса Айя. Породы Восточнокрымского синклинория слагают Демерджи, Чатырдаг, Караби и другие вершины восточной части Горного Крыма. Судакский синклинорий расположен в восточной части Крыма, близ побережья, протягиваясь от Судака к Карадагу. Этот синклинорий характеризуется наличием мощной толщи флишеподобных глинистых пород и конгломератов, сопровождаемых массивами рифовых известняков, относящихся по возрасту к средней и

верхней юре до середины титона и достигающих 5—8 км мощности. Складки, осложняющие его строение, опрокинуты к югу и, таким образом, синклиорий принадлежит к нецелевшему в других районах южному крылу Крымского мегантиклинория.

Самым большим из антиклинориев является Качинское антиклинальное поднятие, расположенное в верховьях рек Качи и Альмы и вытянутое в северо-восточном направлении. Оно ограничивает с севера Юго-Западный синклиорий, а с запада — окончание Восточнокрымского синклиория.

Второе поднятие — Леменско-Ялтинский (Южнобережный) антиклинорий — протягивается вдоль Южного берега Крыма от Фороса до Ялты.

Наконец, третье — Туакское поднятие протягивается вдоль моря, от Алушты до восточной оконечности Крымских гор. Оно имеет очень сложное строение, в восточной части постепенно погружается и осложнено целой системой Судакско-Карадагских складок. В строении последних принимают участие, кроме таврических и среднеюрских, также верхнеюрские породы, частью келловейские и главным образом оксфордские, представленные фациями песчаников, конгломератов, мелководных и рифовых известняков. Мощность этих пород до 2—3 км. В восточной оконечности поднятия вдоль системы крупных разломов развиты мощные толщи эффузивов средней юры и келловей, слагающие Карадагскую горную группу.

Все описанные структурные элементы внутренней части Крымского горного сооружения перекрыты всюду несогласно залегающей толщей среднего — верхнего альба, верхнего мела, а затем палеогена и неогена. Эти отложения образуют северо-западное и северное крыло мегантиклинория Горного Крыма и слагают область его периклинального замыкания на Керченском полуострове. Лишь в восточной оконечности Крымских гор, в окрестностях Феодосии, и на Юго-Западной равнине Керченского полуострова верхний мел и палеоген участвуют в строении более внутренней части мегантиклинория, но уже в области его погружения.

Северо-западное и северное крыло антиклинального сооружения Горного Крыма в орографическом отношении соответствует предгорным грядам на участках между Севастополем, Симферополем и Феодосией. Породы, слагающие эти крылья, залегают моноклиально с общим наклоном к северо-западу, запад-северо-западу и северу с углами падения от 20 до 3—4°. Лишь местами эта моноклиаль осложнена пологими складками и небольшими поперечными изгибами, а также поперечными сбросами. Углы наклона в ней уменьшаются, как правило, от более древних горизонтов к более молодым, и между ними можно наблюдать целый ряд заметных угловых несогласий.

Северная граница мегантиклинория Горного Крыма, отделяющая его от эпигерцинской Скифской плиты, протягивается вдоль предполагаемых разломов, которые намечаются по геофизическим данным в пределах его северного крыла. В географическом отношении эта граница совпадает с Предгорной грядой, которая идет от Севастополя к Бахчисараю и Симферополю и далее через Зую к Белогорску. Далее на восток эта граница переходит к гряде моноклиально наклоненных к северу пород среднего миоцена, слагающих Парпачский гребень, который разделяет в продольном направлении с запада на восток Керченский полуостров. В районе с. Марфовки Парпачский гребень резко отклоняется к югу, а южная граница Скифской плиты тянется далее на восток к Керчи вдоль края Керченско-Салынской синклинали. Представляется, что в тектоническом отношении моноклиаль Предгорной гряды и Парпачский гребень совпадают с линией глубинного разлома на всем протяжении. По своей исторической роли разлом является, ве-

роятно, очень древним, и ограничивал в свое время край Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба.

Керченский полуостров разделяется этим разломом в продольном направлении на две части. Северная относится к части Скифской плиты, на которой развился Индоло-Кубанский краевой прогиб. В пределах северного побережья Керченского полуострова южный край этого прогиба осложнен рядом складок. Южная, точнее юго-западная часть Керченского полуострова относится в структурном отношении к мегантиклинории Горного Крыма; она сложена майкопской серией, эоценом и мелом (вскрытыми скважинами), образующими ряд длинных узких складок. Это погружающаяся к востоку часть ядра мегантиклинории Горного Крыма, окаймлена моноклинально залегающими слоями среднего миоцена Парпачского гребня, образующими крыло этого погружения.

От Марфовки Парпачский гребень продолжается до берега Черного моря, близ Кояшского озера. Слои среднего миоцена здесь оконтуривают восточное периклинальное погружение мегантиклинории Горного Крыма и, таким образом, крайняя юго-восточная часть Керченского полуострова, вместе с южной половиной Таманского, должна быть отнесена к области периклинального поперечного прогиба, разделяющего мегантиклинории Горного Крыма и Большого Кавказа.

Южная часть ядра мегантиклинории Горного Крыма и его западное окончание погружены под дно прилегающей части Черного моря. Поэтому южная граница мегантиклинории может быть намечена только на основе интерпретации геофизических данных, сейсмических и гравиметрических исследований (см. прил. 6). Эти данные показывают, что под дном моря к югу от берегов Крыма, в области шельфа и материкового склона, земная кора имеет строение, сходное со строением ее в пределах самого Горного Крыма. Здесь намечается довольно мощный «осадочный» слой земной коры, сложенный относительно уплотненными осадками, который можно рассматривать как продолжение части ядра Крымского антиклинального сооружения, сложенного таврической серией, средне- и верхнеюрскими породами. Южнее, уже в области края глубоководной котловины, над более плотными породами залегает мощная толща менее плотных осадочных пород, которые можно рассматривать как меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные, покрывающие таврическую серию. По-видимому, меловые и палеогеновые слои здесь заполняют относительно узкий прогиб, подобный кавказским флишевым зонам, и перекрытый выше неоген-четвертичными осадками.

Еще далее на юг анализ сейсмических данных, выполненный Ю. П. Непрочновым, позволяет наметить участок утонения менее плотных пород мела и палеогена, т. е. южный край выполненного ими прогиба. Их ограничивает, видимо, выступ более плотных и древних образований. Последние могут рассматриваться или как породы палеозойского складчатого основания, ограничивающего с юга флишевый прогиб, либо как эффузивные породы, подобные среднеюрской порфиритовой свите Кавказа, протягивающиеся вдоль края этого прогиба. Еще далее к югу, в пределах глубоководной котловины исчезает гранито-гнейсовый слой земной коры и вся она сильно утоняется.

Приведенные данные позволяют гипотетично наметить южное ограничение мегантиклинории под дном моря и нанести его контуры. Что касается западного окончания мегантиклинории, то для показа его еще не хватает данных, и его можно наметить весьма условно.

Тектоника ядра мегантиклинории Горного Крыма

Качинский антиклинорий. Качинское антиклинальное поднятие имеет юго-западное простирание, погружаясь в том же направлении в долине Бельбека, где расположено его периклинальное замыкание,

сложенное породами средней юры. Ядро антиклинория сложено перемятыми породами таврической серии, причем в центре этого ядра выходят полосами триасовые отложения, окаймленные нижнеюрскими породами. Породы средней юры, слагая юго-восточное крыло, образуют в области северного склона Главной гряды ряд дополнительных коротких складок, разбитых сбросами. В северо-западном крыле среднеюрские породы имеют крутое падение на северо-запад, но без дополнительных серьезных осложнений.

На северо-востоке, за долиной р. Альмы, Качинский антиклинорий перекрыт несогласно полого залегающими породами готерива водораздела Альмы и Салгира. Из-под покрова этих отложений продолжение северо-западного крыла Качинского антиклинория выступает, как бы в окне, в долине Салгира близ Симферополя. Здесь видна лишь часть этого крыла, сложенная круто залегающими конгломератами средней юры (битакские конгломераты) и подстилающими их породами таврической серии. В породах лейаса здесь включена самая большая в Крыму глыба пермских известняков (до 90 м в длину), обнаруженная еще К. К. Фохтом и принятая им за коренной выход палеозоя в ядре антиклинали «мезотаврического кряжа»*. Примерно так же трактует ее и Г. И. Сократов.

В Курцовской балке близ Симферополя (в ядре антиклинали) на поверхность выходят триасовые отложения таврической серии, пронизанные крупными интрузиями диабазов, а также сильно дислоцированные лейасовые отложения. Эту зону К. К. Фохт назвал «мезотаврическим кряжем». Четко выражено восточное замыкание антиклинали, вдоль которого вытянуты глыбы и разорванные пласты лейасовых известняков.

Далее к северо-востоку слои средней и нижней юры ограничены нижнемеловыми отложениями Салгирской котловины.

Битакские конгломераты средней юры в районе Симферополя заполняют узкую, но глубокую депрессию — грабен-синклиналь, в которой их мощность достигает более тысячи метров. Этот прогиб продолжается к юго-западу, где в долине Альмы и Бодрака мы наблюдаем часть его юго-восточного крыла, сложенного эффузивами средней юры. Можно полагать, что эти породы продолжают на юго-запад под покровом меловых отложений через район Бахчисарая до берега моря у мыса Фиолент близ Балаклавы, где вновь выступают на поверхность. В целом, предполагаемый узкий и, возможно, асимметричный прогиб, заполненный среднеюрскими породами, к северо-западу от Качинского антиклинория получил наименование Бахчисарайского; Битакская грабен-синклиналь составляет его оконечность. Строение других частей этой структуры пока не выявлено.

Верхнеюрские и нижнемеловые слои перекрывают резко несогласно таврические и среднеюрские породы, слагающие ядро описанного антиклинория и упомянутый прогиб, но сами в строении осложняющих его складок участия не принимают. Они залегают значительно более полого (рис. 55).

Юго-Западный синклинорий. Синклинорий юго-западной части Горного Крыма сложен породами средней и верхней юры и отчасти нижнего мела и отделяет Качинский антиклинорий от Леменско-Ялтинского поднятия. Слагающие синклинорий среднеюрские породы несогласно лежат на таврической серии, верхнеюрские породы несогласно ложатся на среднеюрские, а в области северо-восточного замыкания синклинория, близ Алушты, переходят на таврическую серию. Синклинорий имеет резко асимметричное строение из-за сильного уменьшения мощности верхнеюрских пород к северу и несогласного залегания титонских

* Сейчас эта скалистая глыба расположена на берегу Симферопольского водохранилища.

отложений на оксфордских в его северной части (см. прил. 7; разрезы I, II, III). В плане он имеет несколько изогнутую форму, замыкаясь на северо-востоке и раскрываясь после изгиба в западном направлении.

В юго-восточном крыле синклинория залегает мощная толща известняков оксфорда, имеющая довольно крутое падение к северо-западу. Они слагают живописный обрыв Яйлы, обрамляющий Южный берег над Гурзуфом, Ялтой, Алушкой и Симеизом. Их размытая поверхность образует холмистое нагорье Бабугана и Никитское нагорье, а также южную часть Ай-Петринского нагорья. Северо-западнее их сменяют отложения нижнего кимериджа, затем титона, которые над Ялтой и Алушкой залегают с видимым согласием на кимеридже, а западнее ложатся на отложения последнего с явным размывом. В западной половине синклинория они заполняют осевую его часть, причем здесь залегают полого. К ним присоединяются отложения нижнего мела района Байдарской долины и верховьев р. Черной, залегающие здесь чрезвычайно своеобразно.

Нижние горизонты нижнего мела — глины валанжина — заполняют глубокие депрессии, борта которых сложены титонскими известняками. Крупнейшей депрессией является Байдарская, рядом с ней расположены Варнаутская, Узунджикская и др. Раньше считали, что эти депрессии являются грабенами и что по сбросам нижнемеловые отложения опущены, залегая на дне депрессии гипсометрически ниже верхнеюрских пород, слагающих их борта.

Исследованиями И. В. Архипова, Е. А. Успенской и В. М. Цейслера выяснено, что сбросы здесь действительно есть, но они играют значительно меньшую роль, чем им придавали раньше. В целом эти депрессии представляют собой ложбины древнеэрозионного происхождения. Они промыты в титонских известняках до отложения глин среднего валанжина. Последние заполнили уже готовые ложбины, причем отлагались на дне бассейна, который быстро затопил эти депрессии, не успев сгладить рельеф.

Наличие древнеэрозионных депрессий, заполненных валанжинскими, а местами и аптскими глинами, сильно усложняет строение западной части синклинория, которая, помимо упомянутых уже

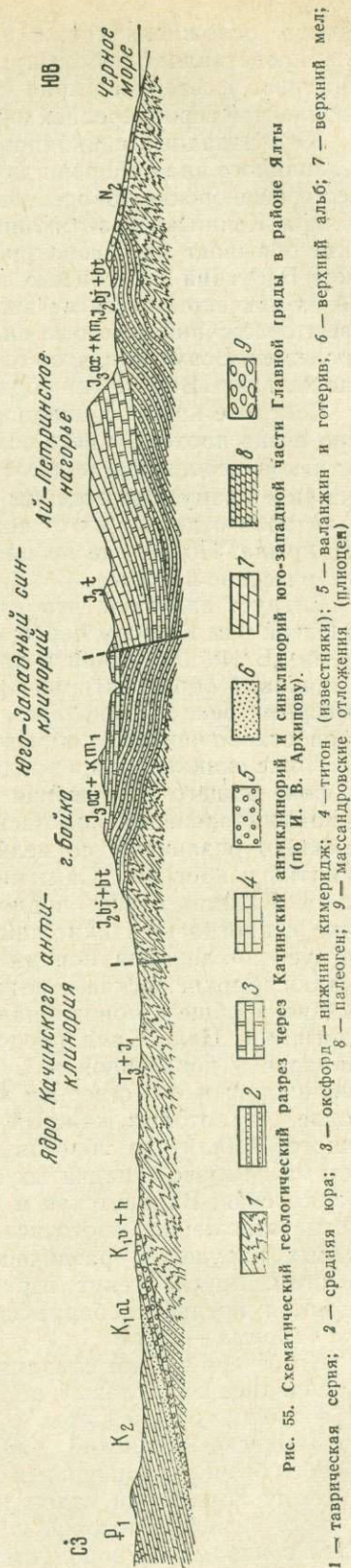


Рис. 55. Схематический геологический разрез через Качинский антиклинорий и синклинорий юго-западной части Главной гряды в районе Ялты (по И. В. Архипову).

1 — таврическая серия; 2 — средняя юра; 3 — оксфорд; 4 — нижний кимеридж; 5 — титон (известняки); 6 — верхний альб; 7 — верхний мел; 8 — палеоген; 9 — массандровские отложения (плиоцен)

сбросов, осложнена также антиклиналью Сухой речки. Эта антиклиналь представляет небольшую куполовидную складку, расположенную, примерно, у северного края синклинория. В ее ядре выступают породы таврической серии, средней юры и глины келловея.

Юго-Западный синклинорий в своей восточной половине вдоль северо-западного края оборван двумя большими сбросами. Один из них отделяет среднеюрские породы, участвующие в строении крыла синклинория, от ядра Качинского антиклинория. Другой, имеющий амплитуду около 1 км, обрывает на северо-западе распространение оксфордских известняков Бабугана и титонских известняков Ай-Петринского нагорья. Первый из них скрывается на западе в долине Бельбека под покровом меловых отложений, которые он не сечет, второй западнее р. Коккозки не прослежен. Возможно, что его продолжение также скрыто под меловыми отложениями. Вместе они образуют систему из двух ступенчатых сбросов.

Северное крыло синклинория, поднятое по сбросу, из-за этого выражено очень плохо. От него сохранились лишь останцы верхнеюрских известняков небольшой мощности, слагающие горы Бойко, Биук-Таушан, Басман и Базму. Эти останцы непосредственно примыкают к линии сброса, которая отделяет их от значительно более мощных известняков южного крыла. Последние по плоскости сброса упираются в среднеюрские и таврические породы.

Следует заметить, что вдоль южного обрыва нагорий Бабугана и Ай-Петри над Южным берегом сброс, о котором писали многие исследователи (Б. Ф. Добрынин и др.), в действительности не существует. Известняковый обрыв нагорий сформирован процессами размыва верховьями горных рек, обваливанием и оползанием отдельных массивов известняков, отколовшихся от обрывов по трещинам.

Ложе синклинория в продольном направлении также очень неровное. На фоне общего погружения подошвы верхнеюрских известняков в западном направлении оно несколько раз заметно поднимается, образуя несколько различных по величине продольных и косо расположенных поднятий и прогибов. Самыми крупными из них являются хорошо видимое на Южном берегу поднятие у Голубого Залива, поднятие Сухая речка и прогиб на Никитской яйле. Наиболее сильно дислоцированы в составе синклинория породы средней юры, часто образующие крутые складки. Верхнеюрские отложения образуют изгибы, флексуры, осложняющие в общем моноклинальное залегание слоев, и нарушены часто разрывами. Целый ряд продольных сбросов сечет синклинорий между Байдарской котловиной и Сухой речкой. Они разделяют осевую часть синклинория и его северное крыло на ряд узких длинных ступенчатых блоков, из которых каждый северный приподнят относительно более южного. Амплитуда сбросов достигает 500 м. Из-за этого образуется система глыбово-складчатых поднятий (Сухой речки и др.) и котловин (Байдарская, Варнаутская и др.). Поперечные сбросы, секущие верхнеюрские отложения, многочисленны, но являются мелкими. Возраст разрывных нарушений различен. Некоторые из них являются доверхнеюрскими, другие секут верхнюю юру и нижние горизонты мела и являются предверхнебарремскими. Они перекрываются глинами верхнего баррема — апта.

На северо-западе синклинорий ограничен сбросом Мраморной балки (западнее Балаклавы), по которому известняки титона соприкасаются с эффузивами средней юры.

Леменско-Ялтинский (Южнобережный) антиклинорий. Поднятие Южного берега ограничивает с юга Юго-Западный синклинорий на участке между Никитским садом и Батилиманом. Оно соответствует полосе Южного берега, в которой можно выделить ряд обособленных антиклиналей с ядрами из пород таврической серии и крыльями, сложенными

среднеюрскими породами. Все эти антиклинали образуют единую зону — располагаясь одна за другой несколько кулисообразно. Они крутые, опрокинутые к югу и осложнены надвигами. Самая западная — Ласпинская — находится близ Батилимана и выражена узкой полосой таврической серии, зажатой среди среднеюрских пород. Вторая — Форосская — вскрыта более сильно. Таврические породы ее ядра слагают район мыса Сарыч и санатория Форос. В северном ее крыле развиты эффузивы средней юры (рис. 56).

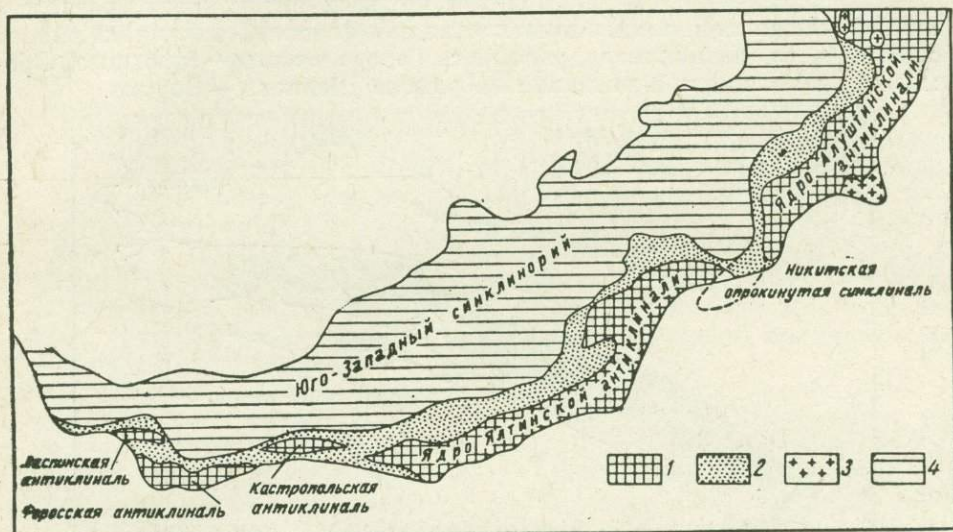


Рис. 56. Тектоническая схема Южного берега Крыма.

1 — таврическая серия; 2 — средняя юра; 3 — интрузивные массивы; 4 — верхняя юра

Третья антиклиналь, в ядре которой выходят таврические породы, а крылья сложены среднеюрскими породами, расположена в районе Кастрополя. Она опрокинута на юг в сторону моря и вдоль замка разорвана надвигом, по которому породы ядра надвинуты на южное опрокинутое крыло. Оба крыла — северное и южное, сложенные среднеюрскими отложениями, отлично выражены и имеют сходное крутое падение слоев на север.

Четвертая антиклиналь — Ялтинская — имеет более значительную длину, протягиваясь почти от Кастрополя до Ялты. Она имеет изогнутую форму и сильно расширяется к востоку в районе Ялты. Здесь у Никитского мыса происходит замыкание этой антиклинали. Она ограничивается с востока узкой Никитской синклиналью среднеюрскими породами, сильно сжатая, асимметричная и опрокинута к юго-востоку. На ее крыло в районе Никитского сада надвинуты таврические породы ядра Ялтинской антиклинали. Никитская синклиналь отделяет Ялтинскую антиклиналь от Алуштинской, расположенной восточнее и являющейся частью Туакского поднятия.

Туакское антиклинальное поднятие. Туакское антиклинальное поднятие является самым длинным в Горном Крыму, протягиваясь на 80 км от района Гурзуфа и Алушты на западе до района Коктебельского залива и Карадага на востоке. Оно отделяет Восточнокрымский синклинорий от Судакского и осложнено целым рядом складок Судакско-Карадагской системы. Ядро его сложено смятыми в складки породами таврической серии и средней юры. Северное крыло сложено породами средней и верхней юры Главной гряды восточного Крыма. Южное крыло сохранилось только на участке, протягивающемся от Судака до Карадага; здесь оно очень крутое и отделяет антиклинорий от Судакского синклинория. Западнее последний обрезан морем и южное крыло Туакского поднятия тоже скрывается под уровнем моря (рис. 57).

В пределах Туакского антиклинория особенно отчетливо выражено различие между строением нижнего и верхнего структурных этажей. Ядро поднятия осложнено целой системой сжатых крутых, опрокинутых к югу складок. Ядра антиклиналей у них сложены таврической серией, а разделяющие их синклинали — средней юрой. Во многих антиклиналях, как это часто бывает в системах таких сжатых узких складок, одно из крыльев разорвано надвигом, по которому ядра антиклиналей надвинуты на синклинали и срезают их крылья.

Наиболее четко выделяются три крупных антиклинали, разделенные двумя синклиналями: Алуштинская антиклиналь, синклиналь района с. Рыбачьего, антиклиналь района с. Генеральского — Морского, Громовская синклиналь и антиклиналь района Шеллена — Ворона.

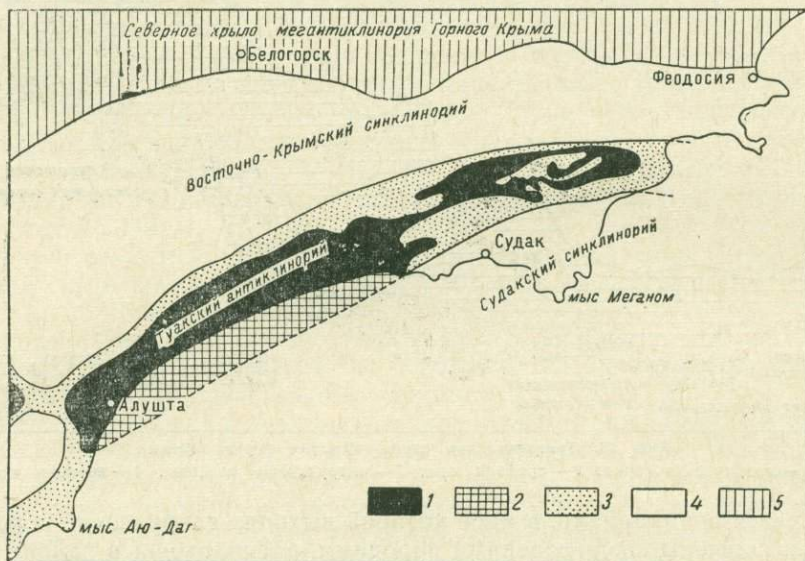


Рис. 57. Схема расположения Туакского поднятия (по Д. С. Кизевальтеру и М. В. Муратову).

1 — ядро поднятия, сложенное таврической серией и средней юрой; 2 — то же, под уровнем моря; 3 — крылья и погруженные участки поднятия; 4 — синклинорий; 5 — северное крыло мегантиклинория Горного Крыма

Самое крупное поднятие представляет Алуштинская антиклиналь, расположенная в области резкого изгиба всех структур Горного Крыма, смыкания ядер Качинского и Туакского поднятий и сочленения синклинорий Юго-Западного и Восточного. Ядро Алуштинской антиклинали прорезано наиболее крупными в Крыму и многочисленными интрузиями диоритов и диорит-порфиритов Аюдага, Кастели, Ураги, Чамны-Буруна и других. Эти интрузии и общая ориентировка образуемой ими полосы, вытянутой с юга на север, указывают, по-видимому, на существование древнего среднеюрского разлома, вытянутого приблизительно вдоль западного края поднятия.

Западное замыкание Алуштинской антиклинали, а вместе с тем и всего Туакского поднятия намечает полоса среднеюрских отложений массива Бабугана, которые слагают северо-западное крыло складки и падают на северо-запад. Еще далее на север верхнеюрские породы массивов Чатырдага и Демерджи наложены на смятые слои таврической серии ядра описываемой антиклинали. При этом породы таврической серии прослеживаются далеко на север и выступают на поверхность в эрозионной долине р. Ангары между Чатырдагом и Демерджи почти до с. Перевального и только здесь скрываются под трансгрессивно залегающие отложения баррема — апта.

Таким образом, ядро Алуштинской антиклинали, частью перекрытое

верхнеюрскими породами Чатырдага и Демерджи, залегающими в общем спокойно, далеко протягивается в северном направлении и имеет значительные размеры. При этом естественного ограничения ядра этой антиклинали крылом, сложенным среднеюрскими породами, здесь на севере не видно. Можно лишь предполагать, что ограничением ее тут служат широтные разломы, которые отделяют массив Чатырдага от Салгирской депрессии и массив Демерджи от Долгоруковского нагорья. Внутренняя структура ядра Алуштинской антиклинали пока еще не расшифрована; видимо, она имеет очень сложное строение.

На северо-востоке Алуштинская антиклиналь сменяется сложно построенной синклиналью, заполненной породами средней юры, в основном батского яруса, а также эффузивами байоса. Синклиналь эта была выявлена после установления среднеюрского возраста глинистых сланцев и песчаников близ Рыбачьего на основе собранной фауны; литологически эти слои почти не отличимы от таврической серии. Синклиналь ограничена с обеих сторон надвигами с поверхностями, наклоненными на север, имеет сложное внутреннее строение и разделена на ряд вторичных складок и чешуй. В районе Рыбачьего на небольшом участке удалось точно закартировать пять чередующихся полос, надвинутых друг на друга, отложений средней юры и таврического флиша. На востоке синклиналь замыкается близ берега моря, а на западе уходит под покров верхней юры Демерджи и далее не прослежена.

Следующая антиклиналь с ядром из пород таврической серии протягивается из района Генеральского в широтном направлении через район Приветного и далее на восток до Морского, где таврическая серия ее ядра слагает берег моря. Восточным продолжением антиклинали служит Перчемская, описываемая ниже. С севера она сменяется в районе с. Громовки полосой среднеюрских темных глинистых сланцев, образующих следующую узкую синклиналь.

Самая восточная на рассматриваемом отрезке Туакского поднятия Шелленско-Вороновская антиклиналь расположена в районе с. Ворон. Ядро ее сложено таврической серией и в строении крыльев участвуют среднеюрские породы. Складка расчленена разрывами на многочисленные чешуи.

Породы верхней юры северного крыла поднятия, относящиеся к верхнему структурному этажу, залегают резко несогласно, перекрывая только что описанные складки ядра поднятия. При этом они залегают с крутым падением к северу, но в общем спокойно, образуя совершенно другую по масштабу и строению структуру.

На востоке ядро Туакского поднятия постепенно погружается. Складки нижнего структурного этажа здесь в области погружения несогласно перекрыты верхнеюрскими породами, образующими систему Судакско-Карадагских складок (рис. 58). Эта система состоит из нескольких синклиналей, разделенных выступами складчатого нижнего структурного этажа, слагающего ядра антиклиналей.

Ядра всех главных антиклиналей сложены сильно дислоцированными породами таврической серии с трудно различимой внутренней структурой, периклинали и крылья антиклиналей, являющиеся одновременно бортами разделяющих их синклиналей, — верхнеюрскими, а в пределах южной окраины района — также и среднеюрскими отложениями. Располагаясь кулисообразно и четковидно, антиклинальные складки группируются в три вытянутые приблизительно параллельно друг другу зоны: северную, состоящую из антиклиналей Суук-Су и Шебетовской; центральную, образованную Тарахташской, Урбашской и Легенерской антиклиналями, и южную, менее отчетливо выраженную, Перчемско-Карадагскую зону.

Наиболее крупными антиклинальными структурами Судакско-Карадагской системы складок являются антиклинали Суук-Су и Тарах-

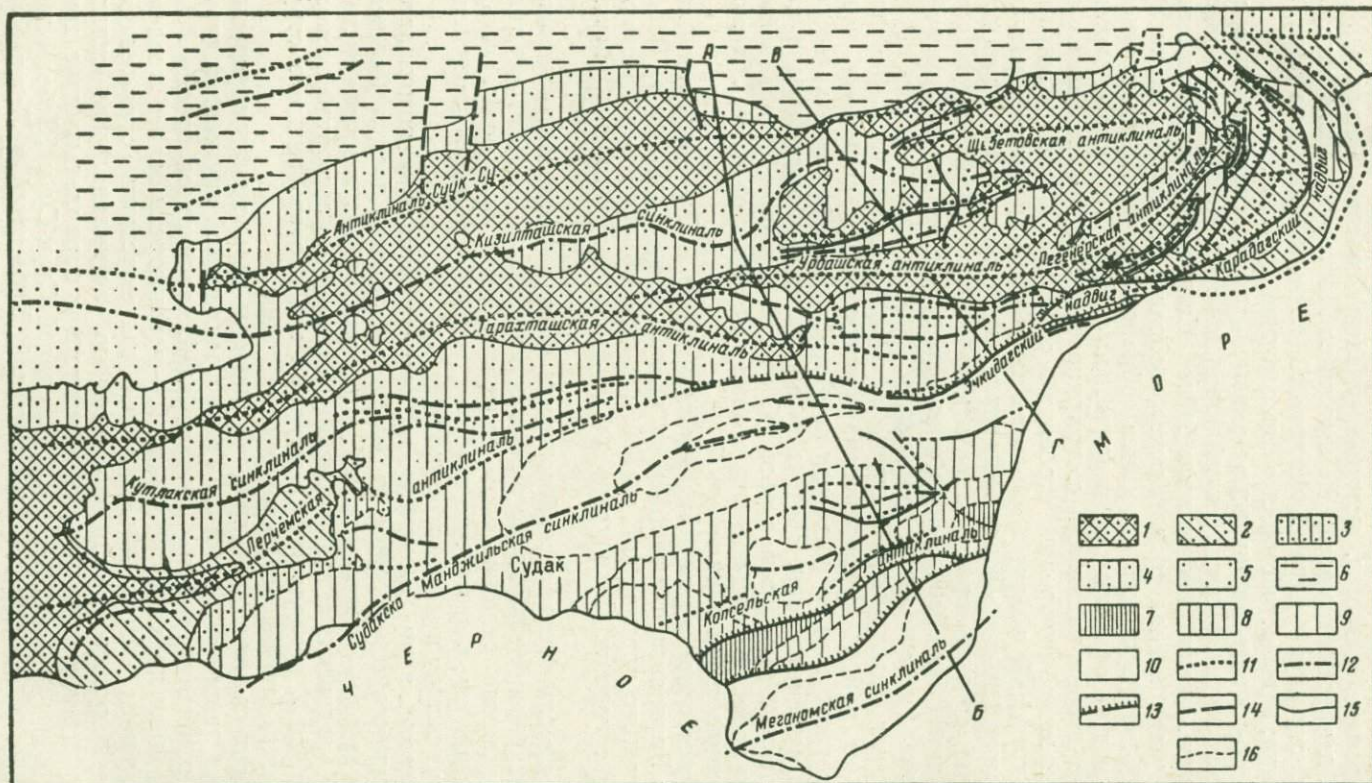


Рис. 58. Схема строения Судако-Карадагской системы складов (по Д. С. Кизевальтеру и М. В. Муратову).

Ядро и свод Туакского антиклинория. Нижний структурный этаж: 1 — флиш таврической серни в ядре антиклиналей; 2 — отложения средней юры. Верхний структурный этаж: 3 — келловей; 4 — оксфордские отложения в ядрах и крыльях синклиналей; 5 — титонские отложения. Северное крыло Туакского антиклинория; 6 — титонские и меловые отложения. Судаковский синклиниорий; 7 — аргиллиты батского яруса в ядрах антиклиналей; 8 — келловей; 9 — оксфордские отложения; 10 — титонские отложения; 11 — оси антиклиналей; 12 — оси синклиналей; 13 — надвиги; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — границы несогласного залегания; 16 — границы согласного залегания и маркирующие горизонты

ташская, выступающие в ее западной части. Их длина 16—18 км, ширина 1—3 км. Простирается антиклиналь Суук-Су восточнее северо-восточное. Также ориентирована и западная часть Тарахташской антиклинали, меняющей восточнее свое простирание сначала на широтное, а затем на запад-северо-западное. Антиклиналь Суук-Су обладает отчетливой поперечной асимметрией, обусловленной различной крутизной ее крыльев: южное крыло антиклинали сравнительно пологое, северное — очень крутое, часто подвернутое. Тарахташская антиклиналь, напротив, имеет крутое (вертикальное и слегка запрокинутое) южное и относительно пологое северное крылья (рис. 59).

Тарахташская антиклиналь на востоке кулисообразно сменяется более короткой широтно расположенной Урбашской антиклиналью, которая, раздваиваясь в своей восточной части, соединяется с узкой Легенерской и куполовидной Щebetовской антиклиналями. Восточные оконечности северной и центральной антиклинальных зон, сильно сближенные благодаря северо-восточному простиранию Легенерской антиклинали, построены значительно сложнее их западных частей. Здесь антиклинали нарушены многочисленными взбросами и крутыми надвигами, в которых, кроме пород таврической серии, участвуют также средне- и верхнеюрские отложения. У Карадагского массива обе антиклинальные зоны испытывают погружение.

Наиболее западной синклиналию описываемой системы является Кутлакская, которая в районе с. Веселого образует хорошо выраженное центриклинальное замыкание на западе и здесь расширена.

Кулисообразно по отношению к ней восточнее расположена большая Кизилташская синклиналь, которая состоит из целого ряда структур, расположенных кулисообразно. Такое строение синклинали объясняется присутствием небольших поперечных складок, вызвавших сильную ундуляцию шарнира. В целом это довольно широкая (до 3 км в поперечнике) синклиналь, сложенная породами оксфорда и имеющая плоское дно. Углы падения крыльев структуры колеблются в пределах 25—40° с тенденцией к увеличению в западном направлении.

Южнее ее Урбашская и Тарахташская антиклинали разделены довольно большой синклиналию Козьей горы, которая сложена известняками оксфорда и осложнена вторичными складками и разрывами.

К юго-востоку от Щebetовской антиклинали расположена симметричная и относительно просто построенная синклиналь Балалы-кая — Легенер, сложенная песчаниками и известняками оксфорда. В плане она слегка изогнута, приобретая на востоке северное простирание.

Южнее, параллельно с ней, тянется узкая, разбитая разломами на блоки, синклиналь гор Зуб — Острая (Сюрюкойская), которая отделяет Легенерскую антиклиналь от сложной структуры Карадага. Эта синклиналь является продолжением синклинали Козьей горы.

Все перечисленные синклинали сложены породами оксфорда, представленными конгломератами, песчаниками и известняками. Фациальный состав пород в пределах складок очень изменчив, смена фаций происходит в них на коротком расстоянии.

Как уже отмечено при описании оксфордских отложений, быстрота и характер этих фациальных изменений с несомненностью показывают, что складки Судакско-Карадагской системы росли одновременно с накоплением осадков и были хорошо выражены в рельефе морского дна в верхнеюрское время.

Кутлакская синклиналь с юга ограничена Перчемской антиклиналью, которая расположена вдоль самого края Туакского поднятия. Эта антиклиналь асимметрична и наклонена к югу, имея вид флексуры. Восточнее Судака она затухает, и на ее продолжении край Туакского поднятия ограничен крутым Эчкидагским надвигом с величиной вертикального смещения по нему около 1 км. Туакское поднятие по этому

надвику в целом надвинуто на юг, на Судакский синклиниорий. Ось Перчемской антиклинали, вероятно, расположена на продолжении этого поднятия, скрытого здесь под верхнеюрскими отложениями. Туакское поднятие имеет в поперечном разрезе вид веерообразного антиклинория, потому что северное его крыло очень крутое и местами (см. рис. 59)

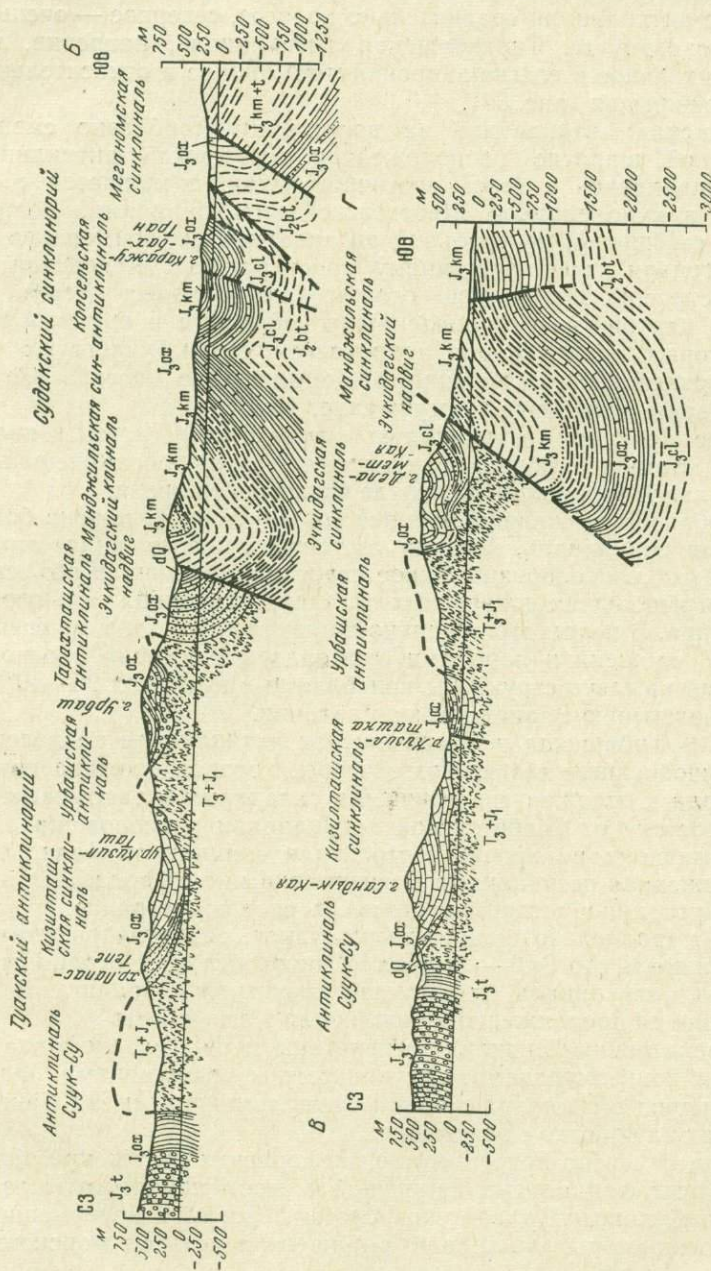


Рис. 59. Схематические разрезы через Туакский антиклинорий и Судакский синклиниорий в районе, расположенном к востоку от Судака (по Д. С. Кизевальгеру)

запрокинуто к северу, а южное, как видно, ограничено надвигом и также запрокинуто в обратную сторону, к югу. На востоке в районе Карадагской горной группы Туакский антиклинорий погружается. Здесь породы таврической серии скрываются под среднеюрские, причем полоса этого погружения разбита целой системой разрывов, секущих восточную оконечность поднятия на узкие, перемещенные относительно друг друга

участки. Сложная тектоника района Карадага связана с наличием ряда этих перемещенных блоков, разделенных надвигами. Сама вулканическая деятельность района Карадага, продолжавшаяся в средней и в начале верхней юры, была обусловлена, очевидно, разломами земной коры, которые ограничивают здесь Туакское поднятие. Схема строения Карадага описана в путеводителе геологических экскурсий.

Как видно, Туакское антиклинальное поднятие в целом имеет очень сложное строение. Оно не только осложнено складчатостью, но и разбито по краям на блоки крутыми разломами.

Судакский синклиниорий. На ограниченном участке к югу от Туакского антиклинория в районе Судака, между совхозом «Новый Свет» и санаторием «Крымское Приморье», сохранился участок Судакского синклинория, к которому относится весь полуостров Меганом. По своему строению и истории развития он сильно отличается от Туакского антиклинория. В его пределах выделяются две синклинали: Судакско-Манджильская и Меганомская, разделенные Копсельской антиклиналью. Складки эти сложены очень мощной толщей преимущественно глинистых пород средней и верхней юры вплоть до титонского яруса. Общая мощность пород от бата до титона достигает здесь 4000 м; более глубокие горизонты не вскрыты эрозией. Внутри этой толщи нет перерывов и несогласий между средней и верхней юрой и между оксфордом, кимериджем и титоном, которые отчетливо выражены непосредственно севернее — в Судакско-Карадагской складчатой системе и в других районах Крыма (см. рис. 59).

Длинная Судакско-Манджильская синклинали протягивается вдоль края Туакского поднятия и борт последнего на нее надвинут по Эчкидагскому надвику. Синклинали эта асимметричная и очень глубокая, в осевой части ее залегают титонские конгломераты и флиш. Северное крыло синклинали крутое, местами подвернутое. Здесь проходит резкая граница глинистых фаций верхней юры Судакского синклинория и песчано-известковистых фаций Судакско-Карадагской системы Туакского антиклинория.

Западнее Судака хорошо выражено центриклинальное замыкание складки в келловей-оксфордских слоях. В этих слоях среди глиен появляются огромные рифовые массивы известняков, слагающих целые скалы и горы, вытянутые цепочкой по периферии складки. Намечаются два горизонта этих рифовых массивов: нижний — массивы гор Караульной, Хоба-кая и горы Сокол, Крепостная, Алчак — связан с нижним оксфордом, верхний — с верхнеоксфордским подъярусом. Они придают своеобразный и на редкость живописный характер побережью в окрестностях Судака. Расположение массивов по периферии центриклинального замыкания синклинали свидетельствует в пользу формирования складки в течение верхней юры, одновременно с накоплением осадков. В области замыкания складка имеет широтное простираение, а восточнее плавно изгибается и на Меганомском полуострове приобретает восток-северо-восточное направление, а затем срезается морем.

Внутреннее строение Судакско-Манджильской синклинали достаточно простое; синклинали мало осложнена складчатостью более высокого порядка и крылья ее нарушены только по большей части пологими продольными и поперечными изгибами слоев в западной части синклинали и несколько более крутыми — в восточной, наиболее узкой ее части, где, кроме того, имеется несколько мелких поперечных разрывных нарушений северо-западного простираения.

Вторая крупная синклинали — Меганомская — располагается в пределах полуострова Меганом. Она образована очень полого почти горизонтально залегающим флишем и конгломератами кимериджа и титона. С севера синклинали оборвана взбросом, по которому кимериджские и титонские отложения контактируют с крутопадающими и

несколько запрокинутыми к югу породами бат-келловейского и оксфордского возраста. Поперечным сбросом северо-западного простирания Меганомская синклиналь разделена на два блока, из которых западный незначительно приподнят по отношению к восточному.

В ядре разделяющей описанные складки Копсельской антиклинали на поверхность выведены батские и келловейские отложения, крылья образованы оксфордскими породами. В центральной части Меганомского полуострова шарнир антиклинали резко погружается, а у восточного побережья полуострова вновь воздымается, в результате чего в плане синклиналь имеет пережатую форму и по существу состоит из двух соединенных узкой седловидной перемычкой коротких складок: более крупной западной, собственно Копсельской, и меньшей по размеру — восточной. Взброс отделяет Копсельскую антиклиналь от Меганомской синклинали. Южнее крыло ее значительно круче северного. Местами оно слегка подвернуто. С востока и запада эти складки косо срезаны морским побережьем.

Описанный участок Судакского синклинория является лишь фрагментом более обширной складчатой системы, опущенной под уровень моря к югу от берегов Крыма.

Восточнокрымский синклинорий. Восточнокрымскому синклинорию орографически соответствует наиболее возвышенная часть, а также северные и южные склоны Главной гряды восточного и центрального Крыма на участке от водораздела Альмы и Салгира на западе до района Феодосии на востоке.

Синклинорий сложен разнообразными по составу отложениями верхней юры и нижнего мела, причем основная роль принадлежит фациально изменчивым верхнеюрским породам. В строении крайней восточной части синклинория, а также, возможно, наиболее прогнутых участков его внутренней зоны, кроме того, принимают участие и среднеюрские отложения. Синклинорий вытянут в направлении с запад-юго-запада на восток-северо-восток более чем на 100 км. Его средняя ширина 15—20 км.

Структура синклинория сравнительно проста. На западе он замыкается в районе водораздела Альма — Салгир, нижнего плато Чатырдага и западных окраин нагорий Демерджи и Долгоруковской яйлы. Западное центриклинальное замыкание Восточнокрымского синклинория, образованное в своих крайних южных и западных частях (гора Байраклы) в основном конгломератами оксфорда, а в центральных и северных частях (Северная Демерджи и Долгоруковская яйлы) — известняками титона, осложнено поперечной Салгирской эрозионно-тектонической депрессией.

Внутренняя зона синклинория к западу от верховьев р. Тонас (меридиан Белогорска) сложена титонскими известняками, образующими массив Караби-яйлы, а восточнее — мощный флишевой толщей титона, очень быстро замещающей известняки фациально (см. прил. 7, разрезы IV, V). Титонский флиш осевой зоны синклинория частично перекрыт нижнемеловыми в основном глинистыми отложениями. На востоке, в районе Феодосии, синклинорий погружается под уровень моря (см. рис. 54).

Весь описываемый синклинорий резко асимметричен. В южном крыле конгломераты и флиш титона залегают очень круто, иногда запрокинуты, но к северу быстро выполаживаются. В осевой части к югу от Белогорска и в районе Старого Крыма залегают нижнемеловые отложения. В районе Белогорска они представлены очень мощной толщей глинистых пород с прослоями конгломератов валанжина и готерива, близ Старого Крыма — песчано-конгломератовыми отложениями того же возраста и аптскими глинами. Северное крыло, вследствие перекрытия породами нижнего и верхнего мела, выражено плохо. В его пределах титонский флиш замещается фацией известняков, образующих ряд массивов.

Крупнейшим из них является массив Агармыша близ Старого Крыма, который ограничивает с севера осевую часть описываемого синклинория. Другие выступы титонских известняков меньших размеров известны к югу от Белогорска.

По своей структуре массив Агармыша представляет асимметричную антиклиналь. Южное крыло ее крутое, а северное пологое и осложнено дополнительными складками и изгибами, хорошо видными в слоистых известняках титона. На западе антиклиналь Агармыша оборвана крупным поперечным сбросом.

Общая мощность верхнеюрских отложений в пределах северного крыла Восточнокрымского синклинория значительно меньше, чем в его осевой зоне и южном крыле вследствие сокращения мощностей всех их горизонтов. Кроме того, в северном направлении отложения титона перекрываются трансгрессивно залегающими валанжин-готеривскими осадками. Последние хотя и относятся к северному крылу синклинория, однако в современной структуре из-за сильной приподнятости его южного крыла и осевой зоны залегают с падениями не к югу, внутрь синклинория, а к северу.

Резкие различия в условиях залегания и мощностей отложений, образующих южное и северное крылья синклинория, предопределяют отчетливую поперечную асимметрию его структуры. Эта асимметрия подчеркивается трансгрессивным смещением титонского и нижнемелового осадочных комплексов в северном направлении, а также характером распространения слагающих его отложений, наиболее древние из которых (оксфордские) обнажаются лишь в пределах его южного крыла, тогда как самые молодые (нижнемеловые) — в северном крыле. Наиболее погруженная осевая зона синклинория сложена флишем, менее опущенная западная его часть и северное крыло — в основном известняками, замещающими флиш фациально, южное крыло — конгломератами.

Мощные толщи осадочных пород, слагающих Восточнокрымский синклинорий, разделены несколькими поверхностями перерывов и угловых несогласий, наиболее крупными из которых являются несогласия в основании оксфорда, титона, среднего валанжина и верхнего готерива.

Среди складчатых нарушений, осложняющих внутреннюю структуру синклинория, преобладают довольно простые, крупные (от сотен метров до нескольких километров), пологие линейные и короткие антиклинальные и синклинальные складки. Часто наблюдаются флексуробразные и асимметричные неправильные складки с различной крутизной и шириной крыльев, а также складки, оборванные сбросами. Значительные по площади участки синклинория характеризуются более или менее выдержанным моноклинальным как пологим, так и крутым залеганием слагающих их пород, осложненным слабыми поперечными и продольными перегибами слоев. Наиболее круто верхнеюрские отложения, слагающие синклинорий, залегают, как правило, в его южном крыле, почти на всем протяжении от Демерджи на западе до мыса Кник-Атлама на востоке. Здесь часто наблюдаются падения с углами $70-80^\circ$, вертикальное залегание слоев и даже опрокидывание к северу. Нередко также зона южного крыла бывает разбита надвигами на чешуи, смещенные и нередко перекрывающие одна другую. В частности, очень сложное строение имеет это крыло в районе долины рек Ворона и Шелена, где наблюдается ряд таких изогнутых чешуй, у перевала в верховьях р. Тонас, по склонам горы Теркез, близ Шебетовки на горе Отлу-Кая и в других местах. Все эти нарушения связаны, видимо, с древней зоной разлома, ограничивающего Восточнокрымский синклинорий с юга, и свидетельствуют, так же как и лолоса конгломератов титона, тянущаяся вдоль южного края синклинория, о существовании Туакского поднятия в то время, когда вдоль разлома происходило прогибание Восточнокрымского геосинклинального прогиба.

Важная роль в структуре Восточнокрымского синклинория принадлежит продольным и поперечным разрывным нарушениям, среди которых преимущественное развитие имеют сбросы разной амплитуды и протяженности и сбросо-сдвиги с горизонтальным смещением, обычно не превышающим величину перемещения их крыльев по вертикали. Надвиги в пределах синклинория практически не известны.

Наиболее крупными продольными разрывными нарушениями, осложняющими синклинорий, являются сбросы в его западной части и крутой взброс вдоль южного крыла восточной части синклинория.

На западе система сбросов отделяет массив Южной Демерджи от Северной Демерджи и возвышенности Тирке, а последнюю — от Караби-яйлы. Один из сбросов ограничивает с юга Салгирскую депрессию. По сбросу, располагающемуся на северо-востоке Караби-яйлы, титонские известняки подняты по отношению к валанжинским глинам Молбайской котловины, которая расположена на продолжении осевой части синклинория. Поперечные сбросы ограничивают с запада массивы Южной и Северной Демерджи.

Система пересекающихся продольных и поперечных сбросов расчленяет массивные толщи верхнеюрских известняков и конгломератов юго-западной части синклинория на нескольких крупных, смещенных относительно друг друга блоках. Массив Северной Демерджи — Тирке является несколько приподнятым по сравнению с блоками, ограничивающими его с юга и севера.

Наиболее крупные поперечные разрывные нарушения, пересекающие весь Восточнокрымский синклинорий с юга на север, расположены в верховьях р. Тонас, в районе сел Громовка — Ворон, на меридиане Судака, а также между Щebetовкой и мысом Топрах-кая. Кроме того, известно много более мелких поперечных разрывных нарушений. Они расчленяют синклинорий, разбивая его на отдельные блоки, перемещенные один относительно другого. Сбросы доходят до края Туакского поднятия, но не секут слагающих его пород. На севере они в большинстве затухают в породах нижнего мела и не пересекают апт и вышележащие слои, являясь, таким образом, доаптскими. Наиболее крупными из них являются пять или шесть сбросов, секущих южное крыло синклинория между Белогорском и Старым Крымом. По самому западному из них — Куртлукскому — нижнемеловые отложения осевой части синклинория резко соприкасаются с известняками титона, слагающими нагорье Караби.

Часть поперечных разрывов принадлежит по своему типу к сбросо-сдвигам. Необходимо, однако, отметить, что деление поперечных разрывных нарушений Восточнокрымского синклинория на сбросы и сбросо-сдвиги является в большинстве случаев достаточно условным из-за трудности разграничения этих двух типов разломов на местности по структурно-морфологическим признакам.

Возраст большей части разрывных нарушений — предсредневаланжинский. Имеются, вероятно, также преаптские и более молодые разрывные нарушения. Доаптские в основном, по-видимому, предсредневаланжинские разломы сыграли значительную роль в процессе формирования заполненных нижнемеловыми осадками глубоких Салгирской депрессии и Молбайской котловины, наложенных на структуру западной части синклинория.

В геологической литературе по Крыму Салгирская депрессия до последнего времени называлась грабенom, так как считалось, что она со всех сторон ограничена сбросами. Как показали наблюдения Г. А. Лычагина и других исследователей в последние годы, нижнемеловые отложения, заполняющие Салгирскую депрессию, имеют более или менее достоверно доказанный тектонический контакт с верхнеюрскими породами только по южному ее борту. Западный и восточный борта де-

прессии представляют собой довольно крутые поверхности стратиграфического прислонения баррем-аптских и альбских, преимущественно глинистых, осадков к верхнеюрским конгломератам и известнякам.

Таким образом, Салгирская депрессия, заполненная мощными баррем-аптскими и альбскими отложениями, имеет эрозионно-тектоническое происхождение, т. е. связана с эрозией на участке, который испытывал местное прогибание. Роль эрозии подтверждается ингрессивным залеганием базальных конгломератов и глин апта, видимым на шоссе Симферополь — Алушта близ устья балки Курлюк-су у восточного подножия Чатырдага. Здесь аптские конгломераты заполняют глубокую эрозионную ложбину, промытую в породах таврической серии и расположенную гипсометрически на несколько сотен метров ниже верхнеюрских известняков Чатырдага (см. рис. 25).

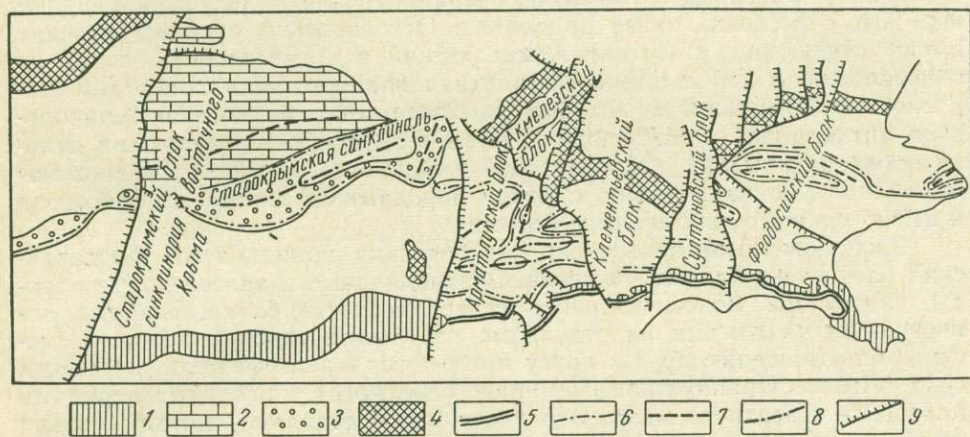


Рис. 60. Схема тектонической структуры восточной части северного крыла мегантиклинория Горного Крыма в районе Феодосии (по М. В. Муратову).

1 — основание титонского трансгрессивного комплекса — базальные конгломераты; 2 — известняковые фации титона горы Агармыш; 3 — мелководные песчано-конгломератные фации нижнего мела Старо-Крымской синклинали; 4 — слоистые мергели датского яруса — палеоцена; 5 — контакт несогласного залегания титона на средней юре и оксфорде; 6 — линия контакта титона и нижнего мела; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси синклиналей; 9 — поперечные и косые сбросы и сбросо-сдвиги, секции крыла мегантиклинория на блоки

Вместе с тем можно достаточно обоснованно предполагать наличие более древних, чем апт, разломов, которые, по всей вероятности, определили линейность очертаний западной и восточной границ Салгирской депрессии и способствовали опусканию ее и развитию избирательной эрозии, которая привела в конечном итоге к образованию достаточно широкой и глубокой поперечной эрозионной депрессии внутри синклинория. Позднее она была заполнена верхнебаррем-аптскими и альбскими отложениями.

Очень сложное блоковое строение имеет восточная часть описываемого синклинория — между Старым Крымом и Феодосией. К востоку от Старого Крыма сохранилось только южное крыло синклинория, перекрывающее севернее верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, залегающими трансгрессивно. Осевая часть и северное крыло синклинория скрыты под более молодыми отложениями. Вместе с тем эта часть синклинория, так же как и покрывающие ее слои мела и палеогена, разбита целой системой поперечных разломов, пересекающих все слои от юрских до майкопской серии и образующих весьма сложную и разветвленную сеть. Между разломами сохранились крупные и более мелкие блоки, по-разному смещенные один относительно другого, что создает большую сложность глыбовой структуры этого участка (рис. 60).

Крайний к западу Старо-Крымский блок ограничен крупным поперечным сбросом доальбского заложения, с востока — сбросом более

молодого возраста (предчокракского времени). Далее к востоку располагается Карабурунский, Арматлукский, Акмелезский, Клементьевский, Султановский и Феодосийский блоки, соответственно разделенные одноименными поперечными разломами. Эти сбросы или сбросо-сдвиги, имея амплитуды порядка нескольких сотен метров, рассекают толщу пород от юры до майкопской серии включительно. Как видно из расположения толщи конгломератов титона, наиболее опущенными являются Арматлукский и Клементьевский блоки. Эти блоки на юге вдоль конгломератов титона также ограничены сбросами, что придает этому отрезку синклинория характер грабена. Наиболее поднят крайний к западу Старо-Крымский блок, занимающий значительную площадь и осложненный линейными складками широтного простирания; в его пределах сохранялась поднятая часть северного крыла синклинория, представленная массивом Агармыша. Карабурунский блок, ограничивающий его с востока, менее приподнят. Относительно простое строение имеют следующие к востоку Арматлукский и Акмелезский блоки, но они осложнены небольшими брахиантиклинального типа складками широтного простирания, из которых наиболее четко выражена Баракольская антиклиналь с титонским флишем в ядре и нижнемеловыми отложениями на крыльях. Султановский и Клементьевский блоки сложены моноклинально падающими к северу породами от титона до олигоцена и имеют сравнительно простое строение.

Расположенный на востоке относительно приподнятый Феодосийский блок очень сложно построен. Верхнемеловые и палеогеновые породы, слагающие моноклинальную северную часть блока, разбиты поперечными разломами на отдельные небольшие участки, которые смещены по отношению друг к другу и образуют в рельефе ряды невысоких гряд (Лысая, Французская, Длинная, Бродского), сложенных породами палеогена и верхнего мела. Эти участки представляют систему мелких глыб, разделенных рядом сбросов, оперяющих большой косою разлом прослеженный к северу от хр. Тете-Оба. Этот разлом в свою очередь является ответвлением (а возможно, и продолжением) крупного Султановского сброса. Южнее хр. Тете-Оба прослежен еще один сброс косою простирания, который отделяет моноклинально залегающую северную часть блока от смятого в мелкие складки южного участка.

Вся эта система глыбовых нарушений восточной оконечности Крымских гор имеет предсреднемиоценовый возраст, аналогичный складчатости юго-западной части Керченского полуострова. Описанные поперечные разломы уходят на север в толщу майкопской серии и смещают и пересекают во всяком случае нижние горизонты этой серии и ее границу с эоценом, а может быть и ее всю.

Генезис всей этой системы нарушений рассматривался по-разному. Можно полагать, что эти нарушения имеют длительную историю и на первых этапах формирования представляли комплекс сдвигов, осложненных позднее сбросами.

В северной части Восточнокрымского синклинория расположен несколько обособленный Белогорский прогиб, выделенный Г. А. Лычагиным в 1957 г. Этот прогиб имеет нижнемеловой возраст и выполнен отложениями верхнего готерива — баррема, апта и нижнего альба, которые залегают с размывом на отложениях валанжина — титона северного крыла Восточнокрымского синклинория.

Белогорский прогиб сильно смещен по отношению к осевой части Восточнокрымского. Южным бортом его служат известняковые титонские массивы от отрогов Караби-яйлы на западе до Агармыша. Толщи заполняющих его слоев верхнего готерива — баррема состоят из песчаников, глин и конгломератов; отложения апта и альба представлены в основном глинистыми породами и флишеподобными отложениями (альб). Нижнемеловые отложения здесь достигают огромной мощно-

сти — более 1000 м, простираясь вдоль прогиба в почти широтном направлении, при этом они, по-видимому, увеличиваются в мощности с запада на восток. Северное крыло рассматриваемого прогиба перекрыто верхнемеловым — палеогеновым комплексом, слагающим северное крыло мегантиклинория Горного Крыма на участке от р. Бурульчи до долины Индола. При этом пологий прогиб, который образуют слои верхнего мела и палеогена, слагающие это крыло в районе Тополевки, вероятно, можно рассматривать как унаследованный по отношению к осевой зоне Белогорского нижнемелового прогиба.

По происхождению Белогорский прогиб тесно связан своим образованием с развитием Восточнокрымского синклинория, при формировании которого происходило последовательное смещение оси прогибания с юга на север. Белогорский прогиб относительно слабо прогнут и возник, видимо, в самую последнюю стадию смещения оси прогиба, непосредственно перед окончательным замыканием в середине альба. Таким образом, время его существования ограничивается частью раннемеловой эпохи.

Основные этапы формирования структур ядра мегантиклинория Горного Крыма

Крылья описанных синклинальных структур — Юго-Западного и Восточнокрымского синклинориев перекрывают структуры таврической серии, выступающие в ядрах Качинского, Туакского и Леменско-Ялтинского антиклинальных поднятий. Мелкие складки, осложняющие строение последних, образовались, следовательно, в основном до начала образования осадков, слагающих синклинории, т. е. до оксфорда. Структурные формы нижнего структурного этажа являются, таким образом, в основном предверхнеюрскими. Вместе с тем позднеюрские синклинальные прогибы — Юго-Западный и Судакский полностью унаследовали положение прогибов, существовавших на этом же месте в среднеюрское время и начале келловей. Восточнокрымский прогиб только частично унаследовал положение более узкого среднеюрского прогиба. Основание среднеюрского комплекса с резким несогласием налегает на таврическую серию. Таким образом, складчатые структуры таврической серии были созданы в начале средней юры и предсреднеюрская фаза складчатости играет в Крыму очень важную роль. В это время наметились уже главные синклинальные прогибы, которые опускались в течение средней юры, и антиклинальные поднятия, которые испытывали воздымание. В начале поздней юры (после раннего келловей) был второй крупный перерыв и начался второй этап формирования перечисленных антиклинориев и синклинориев.

Юго-Западный синклинорий продолжал далее развиваться как прогиб в оксфорде. Заполнение его осадками продолжалось до конца поздней юры. Перед ранним мелом он был поднят и слагающие его породы размыты. Валанжинские осадки отложились на уже сформированную структуру синклинория и заполнили углубления, созданные эрозией. Перед аптом вновь происходил размыв пород, слагающих синклинорий, и аптские осадки выполняют углубления, большей частью унаследованные от предваланжинских.

Восточнокрымский синклинорий начал формироваться тоже в оксфорде, но основное его прогибание происходило в титоне, когда накапливались флишевые толщи, заполняющие его осевую часть, и мощные толщи известняков его западной оконечности. Перед верхним валанжинском и аптом он был разбит рядом сбросов, а затем поднят; слагающие его породы местами были размыты, так что верхнебаррем-аптские осадки легли на размытую поверхность и отложились в глубоких эрозионных депрессиях (Салгирская котловина, депрессия в районе Старого Крыма и др.). Осевая часть синклинория перед аптом сместилась к северу, и здесь (Белогорский прогиб) накопились небольшие

мощности отложений апта и альба. В Судакском синклиналином прогибе накопление осадков началось в средней юре и шло непрерывно до конца поздней юры.

Одновременно с возникновением и прогибанием описанных синклинорий, т. е. начиная со средней юры, началось образование и разделяющих их антиклинорий: Качинского, Туакского и Южного берега. В начале поздней юры они достигли значительной величины и были уже вполне четко выраженными складчатыми антиклинориями. Туакское поднятие поднималось в целом более слабо и на его поверхности в поздней юре отложился комплекс келловей-оксфордских осадков до 1000 м мощностью. Только в титоне произошло дальнейшее его поднятие, сопровождавшееся прогибанием осевой части Восточнокрымского синклинория. Можно наметить несколько стадий положения его осевой части. В оксфорде она занимала наиболее южное положение и протягивалась вдоль края Туакского поднятия; в титоне сместилась к северу, к месту наибольшего прогибания синклинория; перед аптом сместилась еще далее к северу, образовав Белогорский прогиб.

Налегание верхнеальбских и верхнемеловых пород на все структуры внутренней части Крымского мегантиклинория указывает, что к позднеальбскому времени и к сеноману они, несомненно, в основном были сформированы и в дальнейшем при формировании Крымского мегантиклинория в целом подвергались только разламыванию сбросами и общему изгибанию.

Строение северо-западного и северного крыла мегантиклинория Горного Крыма

Северо-западное и северное крыло антиклинального сооружения Горного Крыма в орографическом отношении соответствует предгорным грядам на участках между Севастополем, Симферополем и Феодосией. Их слагает комплекс пород от среднего альба до плиоцена, залегающий с общим наклоном к северо-западу, запад-северо-западу и северу и образующий моноклинал с углами падения от 20 до 3—4°. Лишь местами моноклинал осложнена пологими складками и небольшими поперечными изгибами, а также поперечными сбросами. Углы наклона в ней уменьшаются, как правило, от более древних горизонтов к более молодым, и между ними можно наблюдать целый ряд слабых угловых несогласий.

Общее простирание пород в более западной части — между Севастополем и Симферополем — северо-восточное. Этот участок является северо-западным крылом Крымского мегантиклинория. Слагающие его слои верхнего мела и палеогена образуют тут пологий изгиб, изменяя простирание от почти широтного в долине р. Черной близ Инкермана до северо-северо-восточного, почти меридионального между долинами Качи и Альмы. Ближе к Симферополю простирания снова становятся северо-восточными. Отложения среднего миоцена и сармата этот изгиб почти не повторяют. В целом этот изгиб соответствует весьма пологому поперечному прогибу, который образуют слои, слагающие рассматриваемую часть Крыма. Ось этого прогиба совпадает приблизительно с долиной р. Бельбека, и здесь происходит заметное увеличение мощности верхнемеловых отложений, и разрез их достигает наибольшей полноты.

В основании комплекса отложений, слагающих описываемое крыло, залегают с размывом средне- и верхнеальбские отложения, которые трансгрессивно переходят местами с подстилающих их баррем-аптских глин на готерив и более древние отложения средней юры и таврической серии.

Верхнемеловые отложения на участке северо-западного крыла также ложатся трансгрессивно с размывом на различные подстилаю-

щие породы — от верхнего альба до таврической серии. К северо-востоку, к Симферополю, происходит уменьшение мощности верхнемеловых отложений и вместе с тем из разрезов выпадают слои коньяка, сантон, а затем и турон и часто сеноман, так как толщина верхнего сантона и кампана, лежащая на подстилающих породах турона в долине Бельбека, приближаясь к Симферополю, срезает их и переходит на сеноман. Толщина кампана и маастрихта близ Симферополя тоже уменьшается в мощности и, кроме того, срезана эоценом. Нижнеэоценовые глины и нуммулитовые известняки залегают на подстилающих породах трансгрессивно и имеют более пологий уклон падения ($3-8^\circ$). В районе между Бахчисараем и Симферополем они срезают верхние горизонты мела и переходят к северо-востоку на все более древние отложения, вплоть до нижнего мела (см. рис. 28).

На фоне описанного общего широкого изгиба слоев на юго-западе Предгорной гряды наблюдаются более мелкие, как бы второстепенные изгибы, осложняющие строение описываемого участка крыла. Небольшой поперечный синклинальный прогиб в нижне- и верхнемеловых породах констатирован вдоль долины р. Бодрака, другой отмечен вдоль долины р. Качи. Часть крыла между этими двумя прогибами в районе Бахчисарая образует род пологого антиклинального перегиба, особенно хорошо выраженного датскими и нуммулитовыми известняками. Ось его совпадает примерно с долиной р. Чурюк-Су в Бахчисарае. Крылья отмеченных поперечных прогибов осложнены еще более мелкими прогибами третьего порядка. Кроме того, верхнемеловые отложения в долинах Качи и Бельбека образуют на фоне моноклинального залегания продольную складку — антиклиналь и синклиналь, хорошо видную по изгибу датских известняков по обоим берегам р. Бельбека, выше ст. Сюрень.

Миоценовые отложения — средний миоцен и сармат — залегают на более древних породах также резко трансгрессивно и со слабым угловым несогласием, в мелких нарушениях не участвуют и более выдержаны по простиранию. Углы падения их обычно около $2-5^\circ$. Они залегают между Симферополем и долиной Бельбека на верхнеэоценовых мергелях и олигоцене (по рр. Альме и Каче). Западнее р. Бельбек они переходят на еще более древние породы верхнего мела и юры.

В районе Симферополя и Зуи происходит довольно резкий общий изгиб в простирании пород. Они приобретают широтное направление, сохраняющееся далее на всем протяжении до середины Керченского полуострова. Этот участок к востоку от Симферополя представляет северное крыло Крымской антиклинальной структуры.

Область изгиба рассматриваемого крыла в районе Симферополя и Зуи и перехода северо-восточных простираний в широтные характеризуется еще некоторыми особенностями. В ней мы имеем наиболее сокращенный разрез отложений, слагающих крыло: здесь отсутствует верхний мел и палеоцен, а многие горизонты сильно сокращены в мощности (нуммулитовые известняки, нижний мел). Резко проявляется трансгрессивное залегание отдельных горизонтов и срезание ими подстилающих отложений. Так, здесь срезаны верхним сантоном коньяк и турон, эоценом — весь верхний мел, неогеном — олигоцен и эоцен, а в долине р. Зуи неоген ложится даже на нижний мел.

Кроме общего изгиба, на этом участке проявляются мелкие нарушения в залегании слоев, выраженные рядом пологих изгибов слоев эоцена, частью куполовидных. Они, по данным Г. А. Лычагина, группируются в зоны северо-восточного простирания. Лучше других выражен куполовидный выступ нуммулитовых известняков в долине Бештерека и в неогене на левом берегу Салгира.

Все это позволяет считать, что этот участок был все время несколько приподнят относительно соседних крыльев во время отложения слагающих их осадков. С ним связана область неглубокого (250—300 м)

залегания складчатого палеозойского основания Симферопольского поднятия, описанного ниже.

На участке к востоку от области общего изменения простираения между Зуей и горой Агармыш породы, слагающие северное крыло, имеют в общем моноклинальное северное падение и на всем пространстве разбиты поперечными сбросами. Верхнемеловые отложения между Зуей и Белогорском представлены в основном нижним комплексом сеномана, турона-коньяка, достигающим значительной мощности. Эти слои перекрываются трансгрессивно эоценом, а местами средним миоценом и сарматом. Только восточнее долины р. Бурульчи появляется кампан-маастрихт, а затем у Белогорска — датский ярус и палеоцен и разрез становится более полным. К востоку от Белогорска, в районе Тополевки, сеноман-турон выклинивается и прямо на апт ложится кампан-маастрихтский комплекс верхнего мела. Эоценовые отложения к востоку переходят с нижнего мела на сеноман-турон, потом на кампан-маастрихт, в районе Белогорска — на датские отложения и еще далее к востоку — на палеоцен.

К востоку от Белогорска полоса распространения верхнемеловых и палеогеновых отложений образует дугообразный изгиб, отклоняясь к югу. Этот изгиб обусловлен существованием Тополевского прогиба, поперечного к общему простираению крыла. Он выполнен верхнемеловыми и палеогеновыми породами. Его расположение примерно соответствует осевой части Белогорского нижнемелового прогиба.

На этом участке крыла проявляются многочисленные поперечные сбросы впервые констатированные Г. Ф. Вебер, В. В. Меннером и В. В. Колюбинской. Между Белогорском и Бурульчей имеется четыре значительных сброса, секущих верхнемеловые и частью эоценовые отложения. Пять небольших сбросов описано в склоне Белой скалы и целый ряд — к востоку от Белогорска. Все они смещают отложения верхнего мела и палеоцена, но только часть из них пересекает эоценовые отложения и уходит в олигоцен (в майкопскую серию).

Таким образом, по возрасту можно наметить две системы сбросов: первую — доэоценовую и вторую — досреднемиоценовую. В. В. Меннер, изучавший этот район, выделял еще третью систему — предпалеоценовую, относя к ней отдельные сбросы, которые секут меловые отложения, включая датский ярус, но не затрагивают палеоцена.

К востоку от осевой части упомянутого прогиба в районе с. Тополевки, его восточное крыло разбито рядом крупных поперечных сбросов, из которых самый большой сечет все отложения от нижнего мела до олигоцена. Он, видимо, является продолжением разлома, пересекающего весь Восточнокрымский синклиниорий в районе Шеллена и Ворона.

К востоку от этого сброса кампан-маастрихтские слои описываемого крыла, а также палеогеновые имеют восток-северо-восточное простираение и разбиты рядом поперечных сбросов на блоки. Самый большой сброс далее расположен вдоль долины р. Индола и ограничивает слои описываемого крыла, отделяя их от известняков верхней юры массива Агармыш. К востоку от этого разлома слои мела и палеогена смещены к северу и далее простираются на восток под покровом довольно мощных неогеновых и четвертичных накоплений, огибая Агармышский выступ юрских пород.

Здесь и восточнее Агармыша в строении описываемого крыла огромной ширины достигает полоса майкопской серии, простирающаяся в сторону Керченского полуострова. Майкопская серия к северу от Тополевки залегает моноклинально, но детали ее тектоники здесь совершенно неизвестны, так как она прикрыта чехлом мощных четвертичных накоплений. Восточнее, близ Владиславовки, в начале Керченского полуострова, майкопская серия слагает уже ряд крутых длинных складок. Где на западе начинаются эти складки и как происходит переход в моноклираль, остается неизвестным.

Подошва майкопской серии и подстилающие ее слои восточнее Старого Крыма и в районе Феодосии разбиты системой сбросов на ряд блоковых участков. Вероятно, и сама майкопская серия затронута этими поперечными разломами. Все эти сбросы, как уже сказано выше, секут меловые и палеогеновые отложения, но не затрагивают отложений среднего миоцена, которые спокойно залегают в районе Владиславовки, участвуя в строении пологого северного крыла. Сбросы имеют, следовательно, досреднемиоценовый возраст.

Восточнее меридиана Феодосии средне- и верхнемиоценовые породы описываемого крыла тянутся почти непрерывно от Владиславовки и затем по Парпачскому гребню Керченского полуострова, оконтуривая восточное погружение структуры Горного Крыма.

Тектоника Керченского полуострова

Общие черты строения. Парпачский гребень сложен среднемиоценовыми отложениями и тянется сначала в широтном направлении, начинаясь у Владиславовки, затем у Марфовки он сворачивает к югу и, образуя два плавных дугообразных изгиба (Параболический гребень), приближается к берегу Черного моря у Кояшского озера и горы Опук. Область к югу и западу от Парпачского гребня, известная как Юго-Западная равнина полуострова, сложена преимущественно майкопской серией. Эта область представляет северную часть периклинального замыкания большого антиклинального поднятия Горного Крыма, а миоценовые породы Парпачского гребня четко очерчивают его северное крыло и восточное погружение.

Парпачский гребень, таким образом, позволяет выделить на Керченском полуострове три части, в тектоническом отношении относящиеся к различным структурным элементам (рис. 61).

Область юго-западной части полуострова, оконтуренная Парпачским гребнем, является прямым продолжением и погружением ядра Крымского мегантиклинория. Северная часть Керченского полуострова к северу от Парпачского гребня принадлежит северному крылу антиклинального сооружения Горного Крыма и вместе с тем к южному крылу окаймляющего его Индольского прогиба. Многочисленные в этой части полуострова складки, образующие несколько рядов, таким образом, представляют осложнения структуры этого крыла. Юго-восточная часть Керченского полуострова вместе с осложняющими ее строение складками к востоку от изгиба Парпачского гребня относится к области периклинального прогиба, отделяющего мегантиклинорий Горного Крыма от мегантиклинория Большого Кавказа. К этому прогибу, кроме юго-восточной части Керченского полуострова, относится также и южная половина Таманского.

Юго-западная часть Керченского полуострова сложена мощной майкопской серией глинистых пород, которые образуют несколько крупных складок. В строении северной части полуострова и его юго-восточного участка наряду с майкопской серией участвуют средне- и верхнемиоценовые и плиоценовые отложения. Майкопские породы выступают на поверхность только в ядрах антиклиналей, крылья последних сложены породами миоцена, а синклинали выполнены плиоценом.

Начало изучения тектоники Керченского полуострова было положено Н. И. Андрусовым. Позднее его тектоника была уточнена работами А. Д. Архангельского, А. А. Блохина, Г. А. Лычагина, В. В. Меннера, З. И. Маймин, М. И. Соколова, С. С. Осипова, К. Р. Чепикова и др.

Строение юго-западной части Керченского полуострова. Мощная майкопская серия, слагающая юго-западную часть Керченского полуострова, образует систему узких, сильно сжатых антиклиналей, разде-

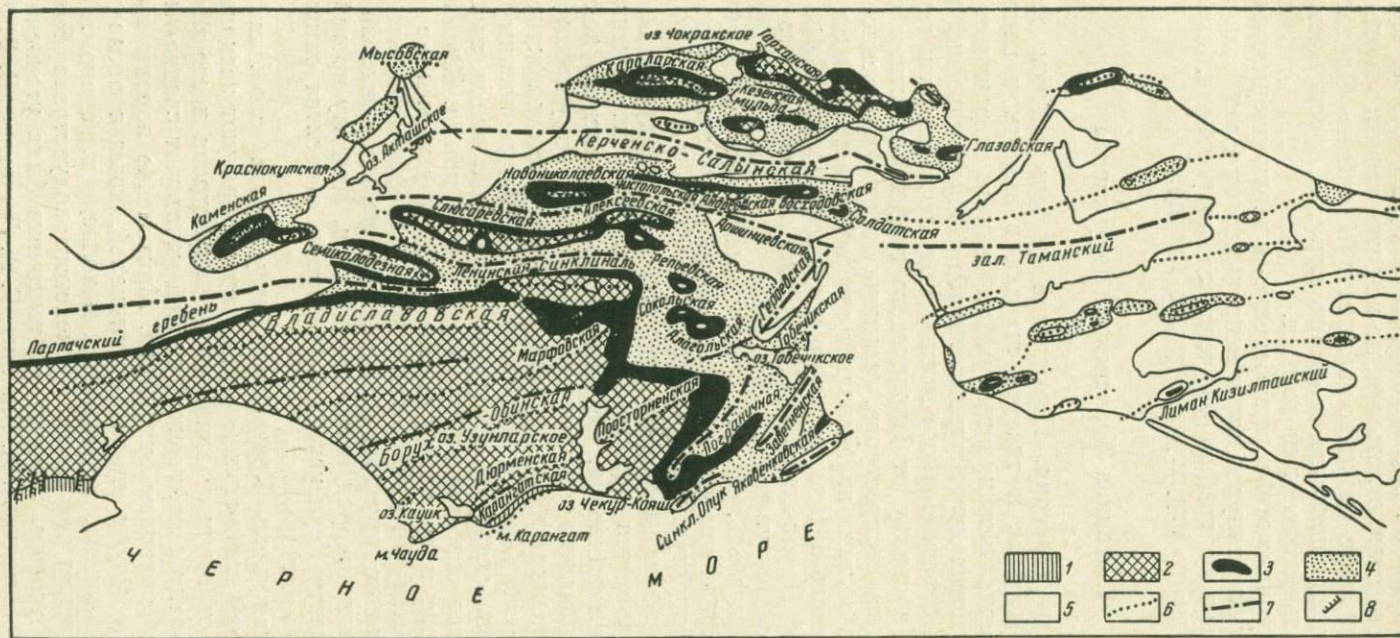


Рис. 61. Схема тектонической структуры Керченского полуострова (по А. Д. Архангельскому, А. А. Блохину, В. В. Меннеру, С. С. Осипову, М. И. Соколову, К. Р. Чепикову с дополнениями) и Таманского полуострова.

1 — меловые и эоценовые отложения; 2 — ядра антиклинальных складок, сложенные майкопской серией; 3 — средний миоцен; 4 — верхний миоцен; 5 — плиоценовые и четвертичные отложения синклиналей; 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — сбросы

ленных более плоскими и широкими синклиналями. Всего здесь намечается четыре антиклинальные зоны, разделенные тремя синклинальными. Антиклинальные зоны состоят из двух-трех антиклиналей, кулисообразно подставляющих одна другую. Складки крутые, с вертикальным залеганием слоев в осевых частях и быстро выполаживающимися крыльями. Разделяющие их синклинали отличаются пологим и спокойным залеганием слоев.

Южная антиклинальная зона — Дюрменская — состоит из трех складок. Самая южная антиклиналь, вытянутая в восток-северо-восточном направлении, Карангатская расположена близ берега моря у мыса Карангат (см. рис. 61). В ее опрокинутом к югу ядре выступают верхнемеловые и эоценовые отложения. Следующая, рядом расположенная, Дюрменская антиклиналь также опрокинута к югу. В ее ядре выступают эоценовые отложения и дюрменские слои нижней части майкопской серии. Ее продолжением на северо-востоке является Просторненская антиклиналь. Вторая — Борух-Обинская зона состоит из трех складок, вытянутых к восток-северо-востоку и сменяющих одна другую. Третья зона включает Мошкаревскую, Вулкановскую и Марфовскую антиклинали. Мошкаревская складка обладает более крутым северным крылом и пологим южным. С ней связано небольшое промышленное месторождение нефти. К Вулкановской антиклинали приурочена самая большая в Крыму грязевая сопка — Джау-тепе.

Широкая синклиналь Песчаной балки отделяет перечисленные складки от четвертой — наиболее северной антиклинальной зоны — Владиславовской, в состав которой входит несколько сжатых, но коротких складок. Эти складки имеют широтное простираие вдоль Парпачского гребня и несколько наклонены к северу.

Все системы антиклинальных складок, сложенных майкопской серией, вместе с разделяющими их синклиналями в структурном отношении образуют большой антиклинорий Юго-Западной равнины, погружающийся на восток-северо-восток.

Строение северной части Керченского полуострова. Складки северной части Керченского полуострова образуют систему широтного простираия, в которой насчитывается четыре антиклинальных зоны. Антиклинали в них короткие, быстро погружаются, кулисообразно подменя одна другую по простираию, поэтому в пределах этих зон расположено по несколько складок (см. рис. 61).

Антиклинальные зоны состоят из брахиантиклиналей, большинство которых имеет ядро, образованное олигоценом (майкопской серией); в некоторых из них олигоценные отложения ядра скрыты под более молодыми породами. В последнем случае антиклинали имеют сравнительно простое строение и представляют собой вытянутые, не очень длинные складки с довольно крутыми крыльями. В тех же случаях, когда ядра складок, образованных глинами олигоцена, обнажены на поверхности, в строении их наблюдаются более или менее значительные осложнения. Олигоценные глины ядра залегают круто и несут следы дробления и перемятия. Слои, слагающие крылья (миоцен), лежат на них резко несогласно, круто, а по мере удаления от ядра, складки выполаживаются. При этом короткие резкие вздутия в осевых частях этих складок имеют несимметричный характер, сопровождаясь иногда опрокидыванием крыльев.

Самой западной складкой в описываемой системе является Каменская брахиантиклиналь. Она имеет ядро, сложенное майкопской серией. Кулисообразно по отношению к ней, немного восточнее и южнее расположена небольшая, но крутая Насырская антиклиналь. На ее продолжении к востоку, вдоль Парпачского гребня, вытянуты более длинная Королёвская (Семиколодезная) и затем большая Новошепетеевская брахиантиклинали, обе обладающие сильно вскрытыми и сложно построенными

майкопскими ядрами. Перечисленные складки образуют первый ряд, наиболее близкий к Парпачскому гребню.

Косо по отношению к этому ряду от Каменской брахиантиклинали, вдоль берега Азовского моря, в северо-восточном направлении протягиваются еще три несколько обособленных брахиантиклинали — Краснокутская, Белокаменная и Мысовская. Последняя слагает мыс Казантип. Все эти складки очень короткие, округлые. В их ядрах обнажены сарматские породы, а по периферии они окаймлены кольцом мшанковых рифов мзотиса. Это делает складки очень четко выраженными морфологически, правильными брахиантиклиналями.

Второй ряд складок начинается самой длинной на Керченском полуострове Слюсаревской антиклиналью. От Королёвской и Новошепетевской брахиантиклиналей Слюсаревская антиклиналь отделена узкой Ленинской синклиналью, заполненной нижней и среднесарматскими отложениями. Ядро Слюсаревской антиклинали образовано перемятыми майкопскими глинами, крылья — среднемиоценовыми и сарматскими отложениями. К сводовой части антиклинали приурочена крупнейшая на Керченском полуострове (диаметром до 4 км) округлая, так называемая «вдавленная» синклиналь, осложняющая общее строение антиклинали и получившая название Бурулькайского котла. На пологом восточном погружении Слюсаревской антиклинали располагается Алексеевская антиклиналь, которая на востоке раздваивается. На месте раздвоения расположены минеральные источники.

Третий ряд образуют несколько удлинённых складок — Новониколаевская, Чистопольская, Андреевская, Восходовская и Солдатская антиклинали, образованные крутопадающими породами майкопской серии и более полого залегающими отложениями среднего миоцена.

К северу от него располагается один из наиболее крупных структурных элементов Керченского полуострова — Керченско-Сальнская синклиналь, заполненная отложениями верхнего миоцена и плиоцена. На западе эта синклиналь протягивается до ограничивающих ее Краснокутской и Белокаменной антиклиналей и здесь замыкается в районе Акташского озера. Восточная расширенная часть синклинали получила название Керченской мульды.

Участок между Керченско-Сальнской синклиналью и Азовским морем занимает четвертый, наиболее сложно построенный ряд антиклиналей, названный Н. И. Андрусовым зоной Чегене-Еникале. В западной части этой зоны располагается крупная Караларская антиклиналь, ядро которой сложено глинами майкопской серии, а крылья — среднемиоценовыми и сарматскими отложениями. На восточном погружении Караларской антиклинали располагается овальная Кезенская мульда, заполненная плиоценом. Она отделяет северную приморскую ветвь антиклинальной зоны Чегене-Еникале от южной ветви. Самая западная из образующих южную ветвь антиклиналей (Караминская) располагается непосредственно к югу от Караларской антиклинали, а две другие — Бурашская и Бабчикская — к югу от Кезенской мульды. В строении северной ветви принимают участие Чокракская, Тарханская, Булгананская и Юракон-Кутская антиклинали. Антиклинали южной ветви, как и вся зона Чегене-Еникале, характеризуются интенсивными проявлениями грязевого вулканизма и широким развитием вдавленных синклинальных структур. На востоке антиклинальная зона Чегене-Еникале заканчивается системой из нескольких мелких брахиантиклинальных складок (Глазовская и Борзовская антиклинали и др.).

Строение юго-восточной части Керченского полуострова. Юго-восточная часть Керченского полуострова включает зону складок, находящихся на самом юго-востоке его, и довольно обширный участок пологих структур. Последний расположен между юго-восточной системой складок и южным краем широтного ряда антиклиналей — Чисто-

польской — Солдатской, относящихся к северной системе полуострова. Этот участок характеризуется очень спокойным залеганием слоев, нарушенных куполовидными антиклиналями и очень пологими мульдами — синклиналями. Он находится на прямом простирании осевой зоны антиклинория Юго-Западной равнины. Вероятно, его и следует рассматривать как погружающееся к востоку продолжение этого антиклинория.

Главными элементами структуры этого участка является Аршинцевская (или Камышбурунская) и Героевская (или Эльтигеновская) плоские синклинали, хорошо известные как главные железорудные мульды Керченского полуострова, которые заполнены всей толщей пород мезотиса, понтического и киммерийского ярусов. Оси этих мульд сходятся под углом, так как в первой из них ось простирается широтно и следует складкам северной системы, а во второй — простирается с юго-запада на северо-восток и следует складкам юго-восточной системы Керченского полуострова.

В пределах очень пологого поднятия, разделяющего упомянутые мульды, расположены три сближенных куполовидных складки: Репьевская, Сокольская и Алагольская, своды которых образованы среднемиоценовыми отложениями и майкопской серией.

В таком сочетании куполовидных складок и мульд отражается сочленение двух систем неогеновых складок Керченского полуострова, окаймляющих погружающееся ядро более древнего возраста.

В состав юго-восточной системы складок Керченского полуострова входит два ряда антиклиналей северо-восточного простирания. Один из них начинается на юго-западе близ горы Опук и представлен длинной Чорелекской (Пограничной) антиклиналью с ядром, сложенным среднемиоценовыми отложениями и проявлениями грязевого вулканизма, и затем сменяющей ее кулисообразно Приозерной (Чонгелекской) антиклиналью. Складка эта наклонена к юго-востоку и осложнена вдавленной синклиналью. В северо-восточном направлении Приозерная антиклиналь скрывается под водами Тобечикского озера. Ее северо-восточное продолжение получило название Заозерной (Тобечикской) антиклинали, большая часть которой уничтожена морем. К юго-востоку от описанной зоны располагается широкая Заветненская мульда, заполненная понтон и киммерийским ярусом с железными рудами; северо-восточное замыкание ее располагается в пределах Керченского пролива.

Юго-восточнее Заветненской мульды протягивается вторая антиклинальная зона. Она образована двумя кулисообразно расположенными антиклиналями — Яковенковской и Кореньковской, несколько опрокинутыми на юго-восток. Они имеют сложное строение. Яковенковская антиклиналь вдоль южного крыла разбита крупным надвигом.

Возраст и происхождение складок Керченского полуострова

Складчатые системы Керченского полуострова принадлежат к различным частям крупных структурных элементов. Они осложняют погружающееся ядро мегантиклинория Горного Крыма в юго-западной части Керченского полуострова, северное крыло этого мегантиклинория и в то же время крыло Индольского прогиба и периклинальный Керченско-Таманский прогиб на юго-востоке. Вместе с тем эти складки по происхождению очень тесно связаны и во всех частях полуострова имеют в общем близкий возраст.

Наиболее древними являются складки Юго-Западной равнины. Их формирование закончилось перед средним миоценом, когда ядро Крымского мегантиклинория, оконечность которого они слагают, оказалось целиком приподнятым. В области Парпачского гребня, особенно его восточной части, можно хорошо наблюдать несогласное налегание

чокракского горизонта среднего миоцена на размытую поверхность майкопских глин, участвующих в строении складок. Следовательно, в среднем миоцене отдельные складки уже не росли.

Системы складок северной и юго-восточной частей полуострова являются значительно более молодыми (рис. 62). В них породы майкопской серии образуют лишь основание; в строении верхних частей складок участвуют средне- и верхнемиоценовые и плиоценовые породы. При этом основание среднего миоцена обычно несогласно налегает на майкопские породы, указывая, что первая фаза формирования этих складок была в начале среднего миоцена, в предчокракское время. Далее рост их шел до конца миоцена, так как хорошо выражено несогласие в основании мзотиса, указывающее на продолжение роста этих складок еще в сарматское время. Окаймление антиклиналей сарматскими и мзотическими мшанковыми рифами показывает, что складки эти являлись возвышенностями на дне моря в верхнем миоцене. Дальше рост складок



Рис. 62. Схема взаимоотношений отдельных слоев в складках Керченского полуострова (Керченская синклиналь).

1 — верхний плиоцен; 2 — средний плиоцен; 3 — понтический ярус; 4 — мзотический ярус (а — глины, б — известняки, в — рифовые массивы); 5 — сармат; 6 — средний миоцен; 7 — майкопская серия; 8 — отложения сопочных брекчий

продолжался в конце миоцена и начале плиоцена, о чем свидетельствует несогласие на крыльях антиклиналей между понтом и подстилающими породами, и несогласное, иногда трансгрессивное залегание слоев киммерийского яруса по периферии отдельных складок. Рост их, таким образом, продолжался по крайней мере до середины и, вероятно, далее до конца плиоцена, а может быть, и до четвертичного периода.

Складки северной системы Керченского полуострова либо симметричны, либо слегка опрокинуты на север (Мало-Бабчикская, Новониколаевская антиклинали, Владиславовская антиклиналь Юго-Западной равнины). Складки системы юго-восточной части полуострова (Дюрменская, Кореньковская, Яковенковская) опрокинуты на юго-восток. Опрокинутость складок в противоположные стороны подчеркивает центральное, осевое положение поднятия Юго-Западной равнины и соответствует опрокидыванию антиклиналей, осложняющих само ядро. Здесь Керченский полуостров имеет, следовательно, черты веерообразного строения в разрезе. Это позволяет говорить о генетическом единстве всех систем складок, его осложняющих. Образование их было связано с общим процессом воздымания погружающегося ядра мегантиклинория, в ходе которого оно и осложнялось системами складок как вдоль осевой части, так и по крыльям.

При этом генетически складки Керченского полуострова большинство исследователей относит к числу диапировых. Доказательство этому видят в очень крутом залегании майкопских глин в ядрах антиклиналей, где они осложнены, кроме того, разрывами и перемяты. К крыльям складок они выполаживаются.

Г. А. Лычагин считает, что антиклинальные складки северной и юго-восточной части Керченского, а также и Таманского полуострова принадлежат к складкам диапирового типа и отличаются от складок Юго-Западной равнины только тем, что в их строении, кроме майкопских отложений, принимают участие также отложения миоцена и плиоцена.

В сильно размытых складках, в которых вскрывается майкопское ядро, видно, что оно построено так же, как и в складках Юго-Западной равнины: в приосевой части майкопские глины залегают очень круто и сильно перемяты. В малоразвитых складках майкопские глины на поверхность не выходят и антиклинальный перегиб сложен слоями среднего и верхнего миоцена или плиоцена. В такого рода закрытых складках перегиб происходит плавно и диапировая природа складок не видна и выявляется только при бурении и вскрытии майкопских глин. К таким «криптодиапировым» структурам относятся: Мысовая, Караминская, Бабчикская, Борзовская, Опукская, Чонгелекская и некоторые другие антиклинали.

Однако строение складок Юго-Западной равнины с их крутыми формами залегания майкопских глин и перемятиями вдоль осевой линии скорее может быть объяснено и тем, что эти складки вытянуты вдоль глубоких продольных разломов, рассекающих погружающееся ядро мегантиклинория на «клавиши». Иначе говоря, можно считать, что эти складки относятся к разломному типу, которые возникают как следствие подвигек по разломам, значительным по протяженности и глубине заложения. Системы разломов в антиклинориях обычно рассекают антиклинальные поднятия на ряд узких блоков, имеющих в сумме веерообразное строение. Это, как раз согласуется с веерообразной структурой Керченского полуострова.

На основе полевого изучения строения ряда складок Таманского полуострова, произведенного мной совместно с В. Я. Медведевым, можно сделать вывод, что роль диапиризма в происхождении таких складок, как антиклиналь мыса Панагии, горы Зеленского и других, сильно преувеличена. Эти складки по их структуре следует отнести также к числу «разломных» или «шовных», т. е. образовавшихся вдоль разломов глубокого заложения. Можно полагать, что вся система складок Юго-Западной равнины, северной и юго-восточной части Керченского полуострова и Таманского полуострова подчинена такой системе разломов. Диапиризм же лишь вторичное явление, сопровождающее разломы. Именно с разломами и связано расположение складчатых систем неогенового возраста вдоль периферии погружающегося ядра. Они следуют разломам, сопровождающим его крылья.

Очень значительную роль в строении и происхождении рассматриваемых складок, кроме того, играет грязевой вулканизм. Его широкое проявление также вполне соответствует выводу о связи складок с глубокими разломами, которые служат путями проникновения воды и газов, обуславливающих процессы грязевого вулканизма. Без такого рода разломов этот процесс вообще невозможно объяснить.

В пределах Керченского полуострова грязевой вулканизм имеет длительную историю и, как сейчас стало известно, начало его возникновения относится еще к миоцену. При этом этот процесс теснейшим образом связан с ростом и развитием отдельных складок.

На значительную роль грязевого вулканизма в истории формирования складок Керченского полуострова впервые по настоящему обратил внимание Г. А. Лычагин.

Уже давно было известно, что многие антиклинали здесь осложнены чрезвычайно характерными именно для тектоники Керченского полуострова совершенно особыми округлыми мульдами, получившими название «вдавленных синклиналей» или «вдавленностей». Действительно, эти синклинали как бы насажены и вдавлены в ядро или иногда в крылья антиклиналей. Несмотря на относительно небольшие размеры, эти вдавленности отличаются большой глубиной погружения заполняющих их слоев плиоцена, эоцено и сармата, иногда и среднего миоцена, так что в разрезе такая синклиналь имеет форму котла (рис. 63). Целый ряд таких вдавленностей осложняет складки самого северного ряда,

особенно Тарханскую антиклиналь, а также отделяет от нее Глазовскую и Борзовскую антиклинали.

Большой «котел», заполненный сарматом и средним миоценом, расположен в самой середине Слюсаревской антиклинали (см. рис. 63); котлы меньших размеров насажены на ядра Семиколодезной и Новошепетевской антиклиналей. Осложнены вдавленностями Солдатская, Выходовская и Андреевская антиклинали, а также Чорелекская. Вдавленность известна среди Сокольских куполов и целый ряд их был установлен как осложнения поверх складок, сложенных майкопскими глинами,

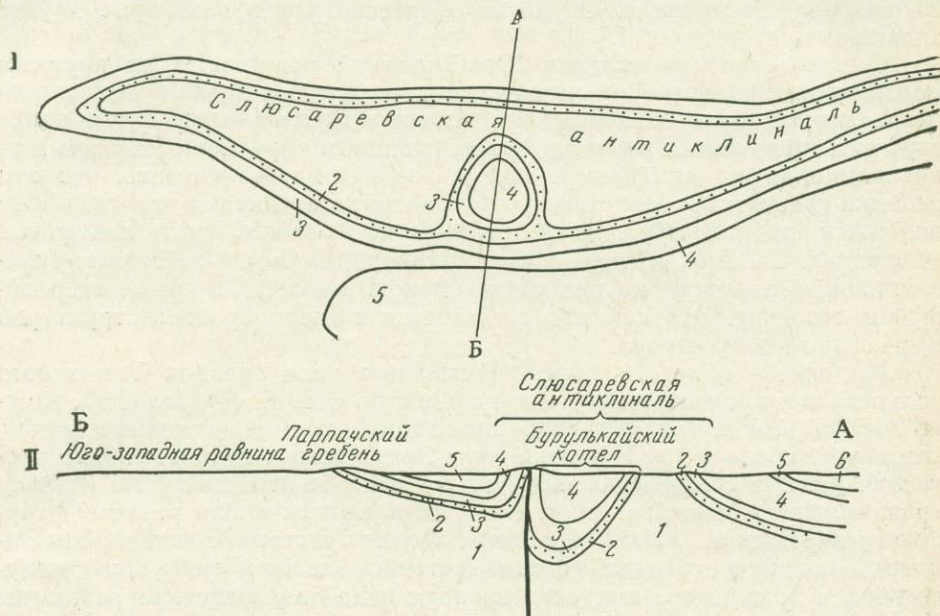


Рис. 63. Строение Слюсаревской антиклинали и осложняющей ее вдавленной синклинали (Бурюлькый котел) в плане (I) и разрезе (II).

I — майкопские глины; 2 — чокракский горизонт; 3 — караганский и конкский горизонты; 4 — глины нижнего и среднего сармата; 5 — известняки среднего сармата; 6 — мзотис

в пределах Юго-Западной равнины полуострова. Во многих случаях синклинали вдавненности здесь сильно размыты, и от них сохранились лишь остатки в виде небольших участков сарматских или среднемиоценовых пород, наложенных на майкопские глины или заполняющих небольшие углубления. Особенно типичны для них крепкие сарматские известняки и глинистые брекчии. В некоторых случаях в результате размыва от этих котлов сохранились только отдельные глыбы известняков, окруженные полем брекчии.

Происхождению вдавленных синклиналей, осложняющих строение антиклиналей Керченского полуострова, посвящена большая литература, причем большинство исследователей, которые изучали этот вопрос, искали его разрешения в особенностях механизма формирования складок под влиянием тех или иных сжимающих усилий. Лишь в результате проведенного бурения Г. А. Лычагину (1952 г.) удалось найти правильное объяснение происхождения этих совершенно специфических элементов структуры керченских складок.

Давно было известно распространение на Керченском полуострове действующих грязевых сопок (описанных в свое время еще Г. Абигом), извергающих своеобразные продукты в виде жидкой грязи и так называемой сопочной брекчии. Как выяснилось, грязевые сопки, которые обычно располагаются группами, иногда образуют целые поля с довольно обширной площадью; приурочены они часто к местам, располо-

женным вокруг вдавленных синклиналей, или же расположены непосредственно на раздробленных и перемятых породах ядра антиклиналей. Сопки образуются в результате проникновения подземных вод по раздробленным глинам. Эти глины легко разжижаются и в виде глинистой грязи выносятся на поверхность под воздействием давления углеводородных газов, образующихся из органического вещества, заключенного в глинах. Грязь, отлагаясь на поверхности, образует целые холмы — конусы грязевых сопок. Когда каналы, по которым воды или грязь проникают на поверхность, оказываются забитыми, газы, не находя выхода, постепенно накапливаются. Давление газа увеличивается и, наконец, оказывается настолько значительным, что под его воздействием происходит прорыв, освобождающий скопившиеся газы. Это явление сопровождается взрывом; вырывающиеся газы самовоспламеняются, грязь извергается из жерла, происходит извержение грязевого вулкана. Внешне оно несколько напоминает извержение настоящего вулкана, однако не имеет ничего общего с ним по существу. Самым крупным действующим грязевым вулканом Керченского полуострова является располагающийся в его центре Джау-тепе высотой до 100 м.

Вдавленные синклинали обычно сопровождаются целыми полями раздробленных глин и древних сопочных брекчий, представляющих продукты деятельности древних грязевых сопок. При изучении результатов бурения Г. А. Лычагин установил, что в середине вдавленных синклиналей также широко развиты продукты извержения грязевых сопок, причем они там чередуются со слоями осадочных пород с фауной плиоцена, сармата и в некоторых случаях среднего миоцена (карагана и чокрака). Это указывает на то, что процессы сопочных извержений на Керченском полуострове происходили в течение плиоцена и почти всего миоцена. Большая мощность этих накоплений в котлах и приуроченность их именно к ним привели Г. А. Лычагина к мысли, что генезис самих котлов вдавленных синклиналей обусловлен процессом древней сопочной деятельности. В результате этой деятельности сопки выносили из глубины на поверхность большие массы разжиженного глинистого материала.

Вдавленные синклинали представляют собой просадочные депрессии, образовавшиеся на поверхности в виде небольших впадин, которые возникли в результате выноса материала и компенсировали недостачу вещества на глубине, происходившую при деятельности сопки. Депрессии тут же заполнялись морскими осадками и частью сопочными брекчиями и, таким образом, глинистый материал, вынесенный из глубины, отлагался поблизости на поверхности.

Процесс образования углублений поверхности на месте сопочных полей происходит и сейчас в местах интенсивной деятельности грязевых сопок. В этом легко убедиться на примере Булганакского поля сопки, расположенных недалеко от Керчи в котловине, имеющей явно не эрозивное, а просадочное происхождение.

Таким образом, деятельность грязевых сопок и образование вдавленных синклиналей тесно связаны друг с другом и представляют собой генетически разные стороны одного очень интересного процесса.

Обе системы складок Керченского полуострова — северная и юго-восточная — находят свое продолжение, как это выяснил еще Н. И. Андрусов, в складках на соседней части Таманского полуострова. Здесь антиклинали сильнее погружены, а синклинали, разделяющие их, значительно шире. Развиты здесь и грязевые сопки. Эти структуры, таким образом, должны быть отнесены к системе складок, обрамляющих погружение Крымского мегантиклинория. Подобные же складки окаймляют западное погружение Кавказского мегантиклинория. Разделом между этими двумя системами складок служит глубокая депрессия, расположенная в районе Кизылташского лимана.

Предполагаемое строение южного крыла поднятия Горного Крыма под уровнем Черного моря

Асимметрия Крымского горного поднятия резко бросается в глаза, и отсутствие его южного крыла не может быть объяснено иначе, как погружением под уровень Черного моря. Поэтому не удивительно, что о Крымских горах сложилось представление как об обломке горной страны, часть которой погрузилась под уровень Черного моря.

Такое предположение высказывалось еще первыми исследователями природы Крыма в конце XVIII — начале XIX вв. Большой знаток геологии Крыма К. К. Фохт писал, что «Крымские горы представляют сохранившуюся северо-западную окраину некоторой сложноскладчатой горной системы, в которой при посредстве сбросовых явлений было выкроено Черное море». Основываясь на своих наблюдениях геоморфологии Крыма, Б. Ф. Добрынин считал, что суша на месте Черного моря, которую он назвал «Понтидой», спустилась по сбросам в конце плиоцена и начале четвертичного времени. Она и составляла продолжение Горного Крыма. Такого же мнения придерживался Н. И. Андрусов, который рисовал на месте Черного моря сушу еще в плиоцене, и многие другие исследователи (Э. Зюсс, Ф. Освальд, Л. С. Берг, С. А. Ковалевский и др.).

Однако охарактеризованные общие черты геологической структуры Горного Крыма, известные нам сейчас, и сравнение его с другими подобными же сооружениями показывает, что Горный Крым представляет собой не часть какой-то широкой складчатой полосы и не обломок древнего массива, занимавшего пространство Черного моря, а часть крупного антиклинального поднятия — мегантиклинория, который не весь сохранился в пределах Крыма. Однако совершенно ясно, что это сооружение не распространялось далеко к югу и ограничивалось непосредственно прилегающей к Крыму частью Черного моря. Вся же остальная, несравненно большая часть Черноморской впадины составляет уже совершенно другой тектонический элемент — глубокую и достаточно древнюю депрессию на поверхности земной коры.

Возникает вопрос, когда возникла эта впадина и какую часть Крымских гор поглотило Черное море. Несомненно, что эта проблема очень тесно связана с вопросом о происхождении и длительности существования впадины Черного моря.

В настоящее время данные по исследованию берегов Черного моря заставляют отодвигать время возникновения его впадины все далее и далее.

А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым в 1938 г. в ряде пунктов к югу от берегов Крыма были найдены на дне морские киммерийские раковины, что указывает на несомненное существование впадины Черного моря в среднем плиоцене. Ссылаясь на данные Н. А. Андрусова о характере понтических отложений по берегам Черного моря, А. Д. Архангельский считал сначала, что существование Черноморской впадины было вполне вероятным в понтическое время, а затем позднее признавал существование Черного моря с нижнего миоцена.

Известные исследователи неогеновых отложений Черноморского бассейна Б. П. Жижченко, В. П. Колесников и А. Г. Эберзин полностью отказались в своих палеогеографических реконструкциях от возможного существования «Понтиды» в таком виде, как она изображалась Н. И. Андрусовым и другими, и начали считать, что бассейны среднего и, возможно, нижнего миоцена занимали всю глубоководную часть Черного моря.

На основе анализа геологического строения и истории развития берегов Черного моря мною было высказано предположение, что глубоководная Черноморская впадина в начальном виде у берегов Кавказа

возникла в олигоцене, но что море на месте Черноморского бассейна существовало и ранее, в течение всего палеогена, а может быть, и позднего мела.

История Черноморской впадины является сложной, а начало возникновения ее в различных частях разное, но в общем глубокая впадина, возникшая в олигоцене, с тех пор расширялась.

Таким образом, сейчас невозможно говорить о новейшем в геологическом смысле образовании впадины Черного моря в целом. В то же время несомненно, что та часть ее, которая протягивается у берегов Крыма, возникла сравнительно недавно — в конце неогена (см. ниже), и именно в связи с расширением здесь Черноморской впадины произошло погружение южной части Крымских гор.

Первоначально этот процесс представляли себе весьма просто — как процесс опускания части Крымского горного поднятия по сбросам, которые его раскололи. Многие даже в недавние годы считали, что обрывы известняков юры на Южном берегу образовались по сбросам, что, конечно, неверно.

Так, Б. Ф. Добрынин в известном курсе «Физической географии СССР» считает, что многие частные формы рельефа здесь обусловлены образованием сбросов, по которым отдельные глыбы опускаются в сторону моря, так что нередко можно видеть на Южном берегу систему ступенчатых сбросов. По его мнению, отдельные мысы и бухты «выкроечны» этими сбросами. Сбросовую природу Б. Ф. Добрынин видит и в смежных уступах известняковых массивах Кошки у Симеиза, Могаби и Айтодора у Ялты и Парагельмена у Алушты.

В качестве доказательства сбросовой природы берегов, кроме прямой формы обрывов, других конкретных данных не указывается, и приводятся лишь общие соображения о глыбовом характере полосы Южного берега Крыма. Ссылаются при этом на залегание средней юры на различной высоте, что, конечно, не является доказательством сбросов. Идея о Южнобережном сбросе, якобы обрезающем с юга Крымские горы, наваяна, видимо, впечатлением грандиозного обрыва Яйлы. Однако в формировании последнего тектонические явления играли лишь косвенную роль. Тектоника обусловила поднятие Крымских гор и образование трещин в известняках, по которым шло оседание и обваливание отдельных глыб.

Опускание южной части Крымских гор, как это выяснил А. Д. Архангельский, связано со значительно более сложным и длительно протекающим процессом.

К югу от берегов Крыма намечаются три расширенных участка материковой отмели (шельфа). Первый из них, наиболее широкий, находится на востоке, примерно против Керченского пролива. Здесь ширина материковой отмели достигает около 50—60 км, причем отмель имеет форму полукруга, выдающегося к югу. Второй участок, отделенный от первого небольшим сужением материковой отмели против Керченского полуострова, располагается примерно напротив Феодосийского залива и Карадага. Он имеет несколько меньшую ширину, чем первый. Третье расширение материковой отмели находится юго-западнее, между Ялтой и крайней юго-западной оконечностью Крымских гор, причем ширина отмели здесь также несколько меньше, чем в первом участке (30—40 км). Между вторым и третьим участками расширения материковой отмели, примерно между Ялтой и Судаком, располагается участок, где отмель чрезвычайно сильно сужена, доходя до 10 и в отдельных местах до 6—8 км. В этом участке дна моря большие глубины образуют, как выражается А. Д. Архангельский, резко очерченное заливовобразное углубление, выступающее к северу между двумя участками, где большие глубины отступают далеко к югу от берегов Крыма (рис. 64).

Первый из расширенных участков, расположенный против Керченского пролива, по происхождению, вероятно, является затопленной и погруженной древней дельтой реки «Палео-Дона», которая в конце неогена и четвертичном периоде протекала через Керченский пролив, впадая южнее в Черноморский бассейн.

Два других расширения материковой отмели представляют собой слабо наклоненные в сторону моря ровные поверхности, срезанные абразией. Глубины в них постепенно увеличиваются от береговой линии примерно до 160—200 м ниже уровня моря близ края материковой отмели.

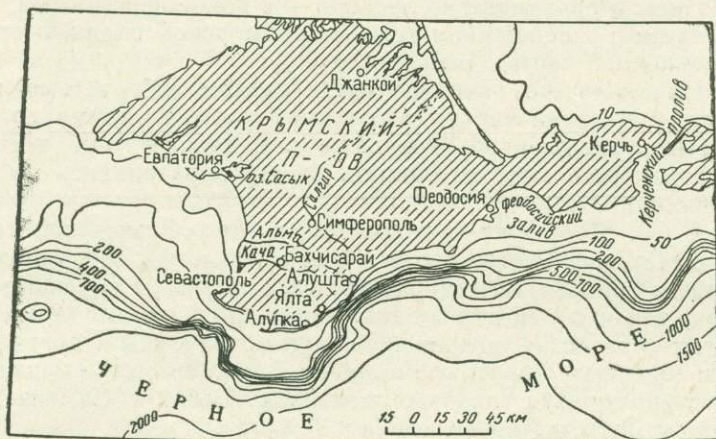


Рис. 64. Рельеф морского дна у берегов Крыма

С юга их ограничивает относительно более крутой уступ материкового склона, в пределах которого глубины увеличиваются на коротком расстоянии до 1000—1500 м. Поверхность этого склона сливается к югу с весьма ровной поверхностью дна центральной части Черного моря, имеющей, как известно, глубину 2000—2200 м.

Расширенные участки материковой отмели образуют, следовательно, плоские подводные возвышенные участки, ограниченные относительно крутыми (3, 6, 15 и изредка до 20°) склонами.

Происхождение материковой отмели у берегов Крыма А. Д. Архангельский (1930 г.) объясняет следующим образом.

Материковая отмель представляет, несомненно, абразионную поверхность, обязанную своим происхождением постепенному продвижению моря, которое медленно, но неуклонно срезало Крымское побережье. Однако большая часть этой поверхности опущена сейчас на глубину более 30 м (и до 200—400 м) и, следовательно, здесь абрадирующая работа моря в настоящее время происходить не может. Изучая строение покрывающих террасу донных отложений, А. Д. Архангельский пришел к выводу, что параллельно с образованием абразионной поверхности, очевидно, шло ее общее опускание. Это доказывается прежде всего присутствием древнего мидиевого ила под слоем современного фазеолинового ила или глубоководной глины на глубинах, превышающих 150 м, в то время как массовое распространение мидий не идет глубже 50 м. Следовательно, край террасы, на котором распространен древний мидиевый ил на глубинах более 150 м, испытал опускание за время, протекшее с момента отложения этого древнечерноморского ила до наших дней.

А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, изучавшими строение осадков и геологическую историю Черноморского бассейна, при исследовании многочисленных проб, взятых трубкой со дна Черного моря ниже новозвксинских ракушечников с *Dreissensia*, залегающих под древ-

нечерноморским илом, в ряде мест были обнаружены известковые пески-ракушечники из перетертой ракушки и галечники. Породы эти могли образоваться только в полосе сильного волнения на глубине всего нескольких метров. В настоящее время они приурочены к краю материковой отмели, удалены от берега на 10—12 км и опущены на глубину до 60—150 м. А. Д. Архангельский считает величину их опускания в данном случае примерно равной глубине, на которой они сейчас находятся, а для других мест допускает погружение края абразионной террасы за время с новозвксинского века до настоящего момента в 200 и даже 400 м.

На основе своих наблюдений А. Д. Архангельский (1929, стр. 191) приходит к следующим выводам: «прилежащая к Крымским горам часть дна Черного моря находится уже с плиоценового, а может быть, и более раннего времени в состоянии опускания, которое распространяется и на прилежащую часть гор. Под влиянием этих опусканий море абрадирует Таврический хребет, все далее и далее проникая на север».

Природу более крутого материкового склона А. Д. Архангельский объясняет по-другому. Он считает, что уступ образован системой сбросов, отделяющих материковую отмель от глубоководной части Черного моря. Доказательство сбросов он видит в относительно крутом уклоне поверхности склона, в наличии на нем дополнительных осложняющих террасовых ступеней (элементов ступенчатых сбросов, по его мнению) и в фактах, указывающих, согласно его выводам, на значительное опускание дна в области склона и прилежащей глубоководной части дна Черного моря. В ряде мест были обнаружены слои песков и галечников с толстосторчатыми раковинами киммерийских (плиоцен) и чаудинских карид. А. Д. Архангельский считает, что явно мелководный прибрежный характер этих отложений указывает на то, что они были отложены первоначально на поверхности той же материковой отмели на небольшой глубине. Современное же их положение связано с опусканием на глубину участков края отмели по сбросам. Террасовидные ступени являются опущенными по сбросам обрывками когда-то единой абразионной поверхности. Опускания произошли за время, прошедшее после киммерийской эпохи.

А. Д. Архангельский (1930 г.) специально разбирает развитые на материковом склоне оползневые процессы. На поверхности склона им выделяется полоса с отсутствием современных осадков и выходами древнечерноморских или прямо новозвксинских илов. Полоса эта связана с развитием подводных оползней. Благодаря им верхние горизонты ила соскользнули с подстилающих слоев и сместились по склону.

Приуроченность находок мелководных плиоценовых отложений исключительно к полосе илов, для которой характерны оползневые явления, заставляют отнести к приведенным выводам А. Д. Архангельского о крупных сбросовых опусканиях с большой осторожностью. Проще предположить, что мелководные отложения попали на современную глубину в результате процессов оползания с верхнего края материкового склона. При этом имеющиеся здесь второстепенные террасовидные уступы на середине и у подножия материкового склона сами по себе могут представлять оползшие участки. Исходя из этого, мне представляется, что для обоснования сбросов, развитых вдоль материкового склона, данных недостаточно, а образование самого склона может быть объяснено по-другому.

Что же касается крутизны его, то представления о ней преувеличены. Уклон дна материкового склона Черного моря обычно не превышает 6—10° и только на отдельных редких участках 20°. Эти уклоны никак не подтверждают наличие сбросов по краям впадины, а, наоборот, скорее свидетельствуют против их существования. Дно впадины

отдельно от материковой отмели (шельфа) в сущности весьма пологим и растянутым уступом.

При этом на разных участках материковый склон может иметь несколько разное время образования. Склоны, ограничивающие с юга два широких участка материковой отмели, являются, вероятно, более древними элементами морфологии северного края Черноморской впадины. Так как они расположены на продолжении намекающегося на высоте южного контура мегантиклинория Горного Крыма, то, мне кажется, возможным считать, что южное крыло последнего протягивается примерно вдоль этих прямолинейных в общем участков континентального склона, вытянутых в юго-западном направлении, что и показано на рис. 64. Заливообразное углубление, внедряющееся в материковую отмель между Ялтой и Судаком, наоборот, является скорее относительно более молодым элементом рельефа. В пользу этого можно привести сейсмические данные.

Как раз к области материкового склона в западной части этого Ялтинско-Судакского заливообразного изгиба приурочено большинство эпицентров крымских землетрясений. Сейсмическая активность указывает, очевидно, на продолжающиеся сейчас здесь резкие движения земной коры.

Самые сильные толчки за 100 лет произошли здесь 26 июня и 11 сентября 1927 г., вызвавшие землетрясения в районе Ялты — Алушты, силой 7—8 баллов; последние толчки были 30 августа 1949 г. и 17 марта 1957 г. По данным А. Я. Левицкой и Г. П. Горшкова глубина очагов этих землетрясений не превышает 40 км. Они проявляются в пределах земной коры и локализуются в полосе между берегом моря и низом материкового склона.

С этой зоной, очевидно, и связаны те подвижки на глубине, которые вызывают толчки крымских землетрясений. Очевидно, она является активной зоной подвижек и смещений, сопровождаемых разрывами, хотя на поверхности эти разрывы прямо не отражаются. На поверхности дна моря подвижная зона выражена только плавным изгибом материкового склона, который соединяет дно глубоководной плоской котловины, опущенное на 2000 м, с дном мелководной и тоже плоской материковой отмели.

Подытоживая все приведенные данные, можно считать вероятным, что ядро антиклинального сооружения Горного Крыма укладывается в пределах сохранившейся на суше части Горного Крыма и Керченского полуострова вместе с прилегающими к ним участками материковой отмели.

Самые древние гипотетические Форосский и Туакский участки ядра располагаются, по-видимому, в области западного расширения материковой отмели, к югу от Фороса и в области края упомянутого заливообразного углубления к юго-востоку от Алушты.

Южное крыло, облекающее с юга ядро мегантиклинория, при таком представлении будет протягиваться вдоль более удаленных от берега участков материкового склона, пересекая также и Ялтинско-Судакский заливообразный изгиб. Можно думать, что последний является новообразованием, развившимся относительно недавно и продолжающим формироваться до настоящего времени.

Гораздо труднее даже гипотетически оценить расположение юго-западной оконечности мегантиклинория. Второе, вдающееся к северу заливообразное углубление материкового склона, находящееся юго-западнее берегов Крыма, как бы срезает здесь продолжение Крымского антиклинального сооружения и далее в рельефе дна моря оно никак не отражено. Основываясь на далеком проникновении к югу и резко трансгрессивном залегании сармата и среднего миоцена в западной оконечности Крыма на верхнем мелу и средней юре, в чем можно видеть

следы погружения мегантиклинория к западу, я допускаю, что сооружение Горного Крыма не распространяется далеко в пределы Черного моря, а замыкается непосредственно близ берегов Крыма.

ТЕКТОНИКА РАВНИННОЙ ЧАСТИ КРЫМА

Основные элементы тектонической структуры фундамента

Приведенные выше данные о возрасте домезозойских комплексов, слагающих основание равнинного Крыма, и характере распространения докембрийских и палеозойских пород, слагающих это основание, позволяют построить схему его тектонической структуры.

Присутствие позднекембрийских образований к северу от Симферополя, Зуи, Нижнегорска, а также наличие пород этого возраста в галечках нижнемеловых конгломератов района Белогорска и Старого Крыма позволяют считать, что основание юго-восточной части равнинного Крыма сложено верхнепротерозойскими (рифейскими) породами. Возможно такое же основание имеет и южная часть Альминской впадины. Там на это основание ложатся, вероятно, известняки среднего карбона и перми, о которых свидетельствуют многочисленные упомянутые выше глыбы известняков карбона и перми, присутствующие среди пород таврической серии по окраине Горного Крыма. Следовательно, довольно значительная южная и юго-восточная части равнинного Крыма обладают достаточно древним байкальским складчатым основанием. Оно образует Среднекрымский срединный массив (рис. 65).

К северу от него протягивается полоса более молодых пород палеозойского возраста, образующих систему складок, примерно, широтного простирания. Они слагают основание Тарханкутского вала и Новоселовского поднятия, а также, вероятно, основание северной половины Альминской впадины и склонов Симферопольского выступа. Эту полосу можно рассматривать как зону палеозойской геосинклинальной системы, которая ограничена, вероятно, глубинными разломами. Один из них на севере отделяет ее от края Восточно-Европейской платформы, другой — на юге — от края Среднекрымского срединного массива. В целом полоса палеозойских геосинклинальных образований является, очевидно, продолжением палеозойского геосинклинального прогиба Добруджи. Подобно ему, она имеет верхнепалеозойский герцинский возраст замыкания и сопровождается, вероятно, верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями. На востоке продолжение Добруджинско-Тарханкутской палеозойской складчатой системы уходит в пределы Северного Кавказа.

К северу от Добруджинско-Тарханкутской складчатой системы, по границе ее с древней Восточно-Европейской платформой, вдоль зоны разделяющих их разломов не исключено наличие прогиба типа краевых, который своим образованием может быть связан с герцинским заключительным этапом.

О таком предположении позволяют говорить упомянутые выше песчаники и галечники верхней перми или нижнего триаса, вскрытые в районе Генническа.

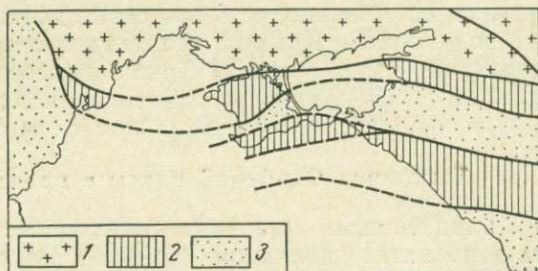


Рис. 65. Схема предполагаемого строения складчатого основания Скифской плиты Крыма и сопредельных областей.

1 — Восточно-Европейская древняя платформа; 2 — Добруджинско-Тарханкутская и Кавказская геосинклинальные системы позднепалеозойской (герцинской) складчатости; 3 — Среднекрымский и другие срединные массивы с байкальским возрастом складчатости

Что касается основания горной части Крыма, то пока данные о его строении отсутствуют. Присутствие гранитных галек докембрийского возраста в конгломератах Демерджи и пермских известняков на Масандровской горке близ Ялты позволяет предположить, что к югу от Горного Крыма располагался ранее докембрийский массив, прикрытый чехлом мелководных пермских известняков. Этот массив можно считать продолжением Закавказского (Грузинской глыбы) допалеозойского (байкальского) возраста. Однако в пределах самого Горного Крыма и непосредственно к югу от него не исключено присутствие в их основании палеозойского геосинклинального прогиба. Данных в пользу такого предположения очень мало. Они заключаются в сопоставлении строения Горного Крыма и Кавказа. Как известно, мезозойский геосинклинальный прогиб южного склона Главного Кавказского хребта заложился в лейасе, но при этом унаследовал положение палеозойского геосинклинального прогиба. Так как есть основание считать, что Крымский геосинклинальный прогиб, в котором отлагалась таврическая серия верхнего триаса и нижней юры, является прямым продолжением Кавказского и вместе с ним составляет Крымско-Кавказскую геосинклиналь, то, естественно, есть известные доводы в пользу возможного наличия под Горным Крымом остатков палеозойского прогиба. Однако не исключено, что в пределы Крыма палеозойский прогиб не распространился, и здесь мезозойская геосинклиналь Горного Крыма могла заложиться непосредственно на байкальском основании.

Тектоника Скифской плиты в пределах равнинного Крыма

Главнейшими элементами тектонической структуры Скифской плиты в пределах равнинного Крыма и прилегающих частях дна Черного и Азовского морей и Сивашей являются три главных поднятия складчатого основания и разделяющие их глубокие и обширные впадины, несколько различные по истории развития (см. рис. 54).

Самым большим является Симферопольское поднятие, непосредственно граничащее на юге с краем мегантиклинория Горного Крыма и постепенно погружающееся к северо-востоку, к Нижнегорску. Его северо-восточную более погруженную часть иногда выделяют под названием Новоцарицинского вала или выступа. Вторым является обширное Новоселовское поднятие, расположенное к северо-востоку от Евпатории. Третьим — более узкое и длинное Тарханкутское, или Тарханкутский вал, который отличается большей глубиной залегания складчатого фундамента. К северу от двух последних поднятий, отделяя их от склона Украинского щита располагаются две обширные впадины — Каркинитская на западе и Сивашская на востоке, которые разделены поперечной слабо выраженной перемычкой в районе Джанкоя. Это поперечное поднятие недавно выявлено по большому материалу бурения и структурных карт Г. В. Чернявским. Обе впадины иногда объединяют под наименованием Северокрымского прогиба. К югу от Новоселовского поднятия расположена Альминская впадина, оконтуренная на юге краем мегантиклинория Горного Крыма, а на юго-востоке — Симферопольским поднятием.

Наконец, на юго-востоке равнинного Крыма и в пределах южной части дна Азовского моря и северной части Керченского полуострова располагается Индоло-Кубанский краевой прогиб, отличающийся асимметрией строения и более молодым олигоцен-неогеновым возрастом наибольшего прогибания.

Кроме этих главных структурных элементов, необходимо упомянуть еще два крупных грабена: Калиновский, который осложняет северный борт Альминской впадины, и Донузлавско-Войковский, окаймляющий северный борт Новоселовского поднятия и отделяющий его от Тарханкутского вала.

Все эти структурные элементы равнинного Крыма сложены мощной толщей пород, слагающих осадочный чехол Скифской плиты. В нем можно выделить три крупных, разделенных несогласиями и различающихся по своей истории, комплексов: 1) триасово-юрский, 2) меловой — палеогеновый и нижнемеловый (т. е. включающий майкопскую серию) и 3) неоген-четвертичный. Каждый из них образует важный структурный этаж в строении чехла Скифской плиты.

Первый комплекс пород верхнего триаса или среднего — верхнего триаса и средней юры заполняет только глубокие части Каркинитской, Сивашской и Альминской впадин. Многие исследователи на основании интерпретации геофизических данных полагают, что в пределах Каркинитской и Сивашской впадин эти образования залегают в грабенах, которые погребены под чехлом меловых пород и, таким образом, заполняют совершенно обособленные депрессии, ограниченные разломами.

Второй комплекс образует мощное выполнение всех впадин, особенно Сивашской и Каркинитской, и одевает более тонким чехлом поднятия.

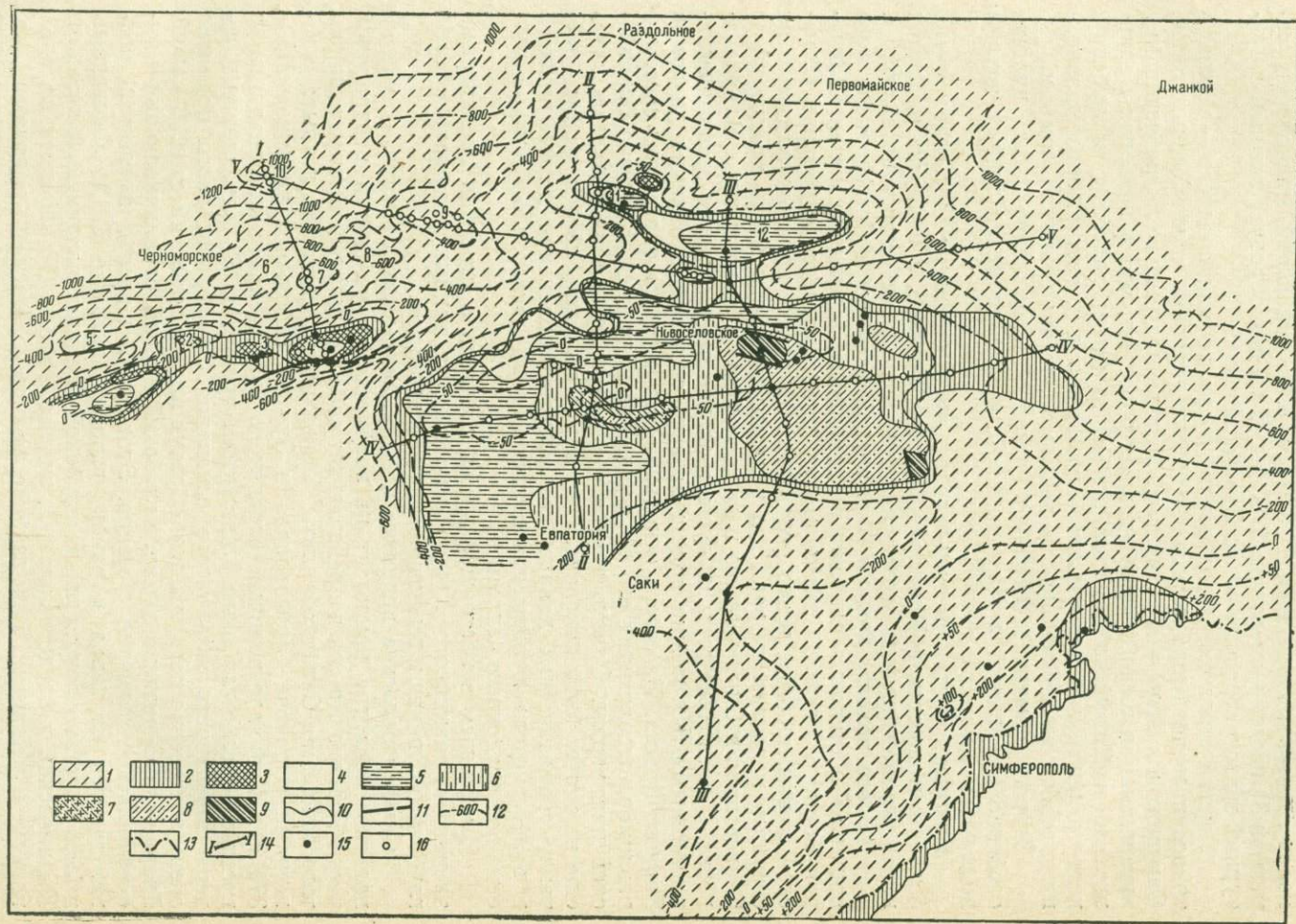
Наконец, третий неоген-четвертичный комплекс достигает очень большой мощности в Индоло-Кубанском прогибе, а в других впадинах имеет ограниченную мощность и еще больше уменьшается на выступах.

На юге пологие крылья Альминской впадины и Симферопольского поднятия постепенно сливаются с северными крыльями мегантиклинория Горного Крыма. Однако на глубине складчатое основание Скифской плиты, видимо, резко ограничено системой крупных разломов от структур мегантиклинория. Эти разломы вытянуты вдоль предгорий от Севастополя к Симферополю и от последнего к Белогорску и Владиславовке. В последние годы их существование подтверждено геофизическими данными. Их можно вместе назвать системой окраинных разломов Горного Крыма. На севере основание плиты также обрамлено системой разломов, отделяющих его от фундамента древней Восточно-Европейской платформы. Однако точное местоположение этих разломов здесь еще не может быть показано. Они намечены лишь на основе интерпретации геофизических данных как область сочленения докембрийского и палеозойского фундамента платформы на достаточно большой глубине под осадочным чехлом.

Имеющиеся в настоящее время сведения о строении структурных элементов равнинного Крыма основаны на данных большого объема глубокого бурения и геофизических исследований.

Симферопольское поднятие и Новоцарицынский выступ. Симферопольское поднятие прилегает на значительном участке к центральной части Горного Крыма и представляет собой обширный выступ складчатого основания Скифской плиты. Поверхность основания вскрыта скважинами в районе Симферополя и Зуи на небольшой глубине (215—370 м). На западе поднятие ограничено краем Альминской впадины, на востоке — более глубоким Индольским прогибом. В направлении к северу поверхность складчатого основания Симферопольского поднятия очень постепенно погружается, образуя плоский пологий свод. В районе Гвардейского недавно выявлен глубокий прогиб, ограничивающий Симферопольское поднятие с севера. Этот узкий широтно вытянутый прогиб тянется на запад к району города Саки, где Г. А. Лычагиным в 1958 г. установлено наличие глубокой впадины, получившей название Калиновской и представляющей, видимо, грабен. Он заполнен палеогеновыми и меловыми, а на глубине, возможно, юрскими породами.

Симферопольское поднятие прикрыто с поверхности относительно маломощным чехлом нижне- и верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений, разрез которых сокращен и для многих горизонтов представлен мелководными фациями. Верхний мел на значительной площади поднятия отсутствует.



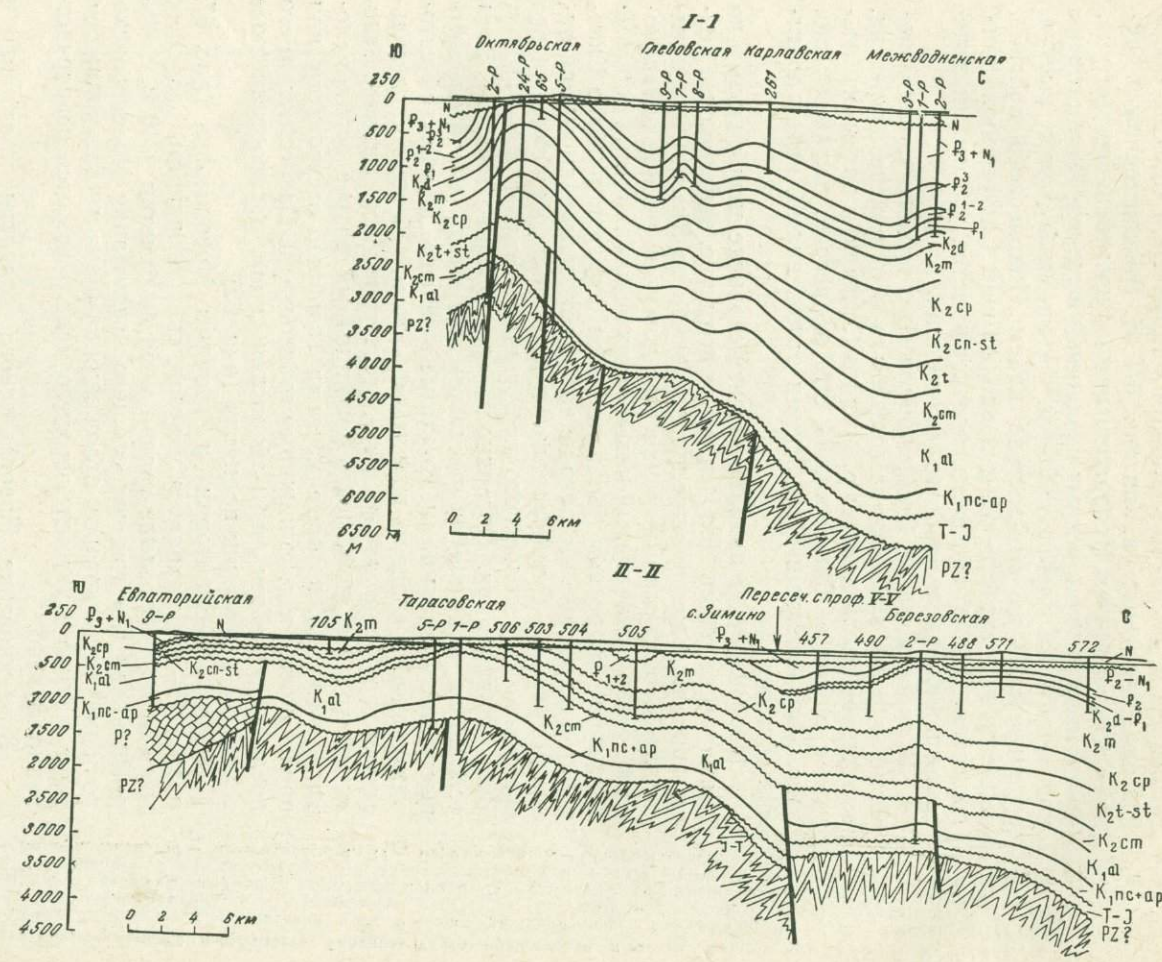
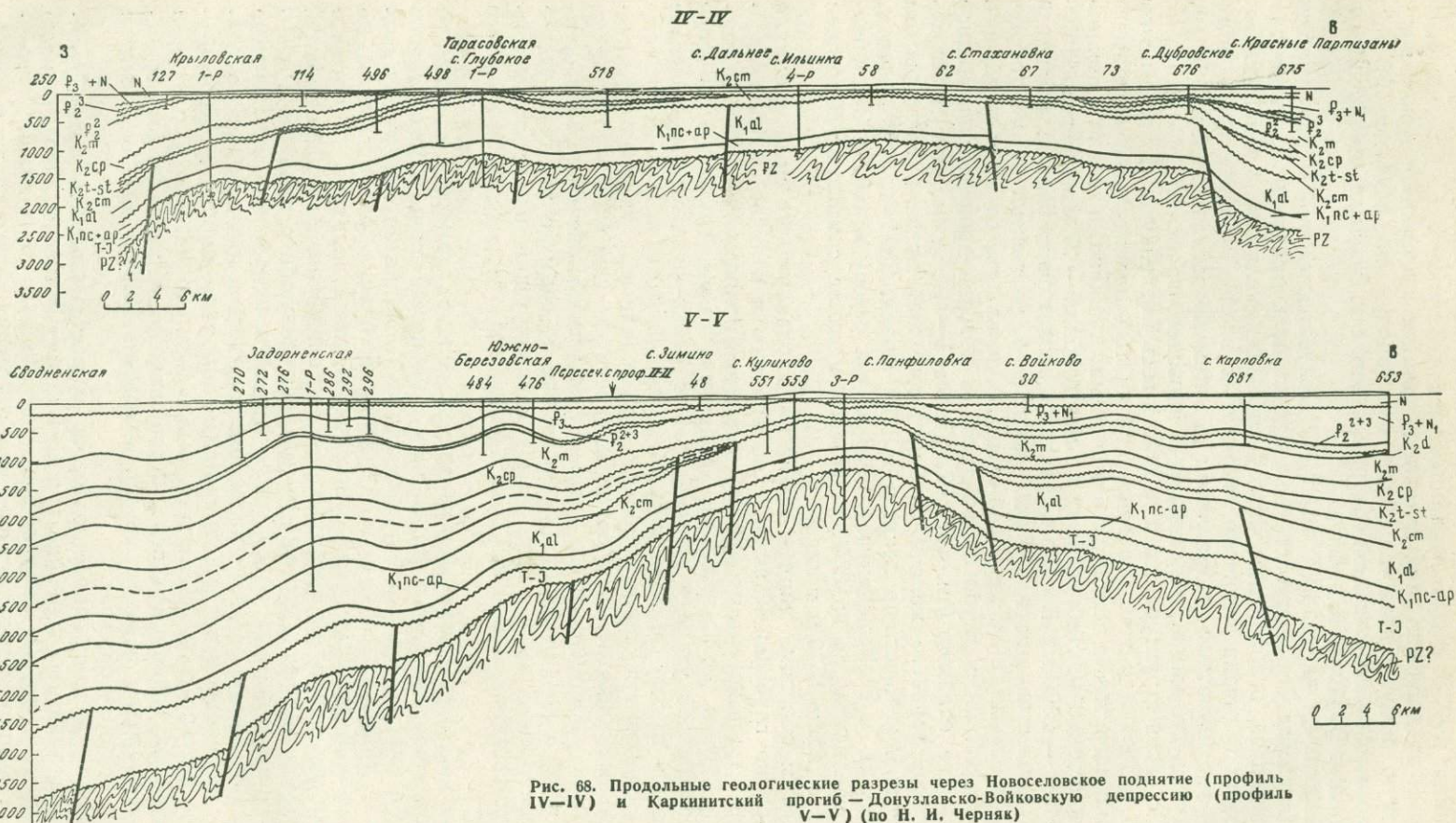


Рис. 67. Поперечные геологические разрезы через Каркинитский прогиб (профиль I-I) и Новоселовское поднятие — Каркинитский прогиб (профиль II-II) (по Н. И. Черняк)



самая глубокая в дореволюционной России буровая скважина, пробуренная в 70-х годах прошлого века по проекту Г. Романовского, который предполагал этой скважиной получить в степном Крыму артезианскую воду. Скважина была остановлена на глубине 770 м в верхнемеловых отложениях, которые вместе с эоценовыми и майкопскими заполняют Войковский прогиб.

Тарханкутский вал. К северу от Донузлавско-Войковского грабена протягивается Тарханкутский вал, представляющий длинное валобразное поднятие, осложненное многочисленными мелкими складками. Они образуют три рода поднятий, вытянутых вдоль Тарханкутского полуострова в широтном направлении и затем протягивающихся, образуя пологую дугу, вдоль Донузлавско-Войковского грабена.

По своей структуре эти поднятия и весь Тарханкутский вал в целом резко отличаются тем, что здесь складчатый палеозойский фундамент глубоко погружен и достигнут отдельными скважинами только в локальных поднятиях (Октябрьское поднятие, глубина — 2723 м, Северо-Новоселовское — 2500 м). Вместе с тем здесь развит очень полный и мощный разрез палеогеновых и меловых отложений, указывающий на то, что зона этих поднятий в мелу и палеогене, в отличие от Новоселовского выступа, являлась глубокой впадиной, в которой происходило мощное накопление осадков (см. рис. 67, разрез I—I). Суммарная мощность отложений верхнего мела и альба на юге этой зоны, в Октябрьском поднятии, достигает, по данным Н. И. Черняк, 2500 м, а в Меловом, по данным А. Е. Каменецкого, 2970 м, а к северу в районе Задорненского увеличивается до 3500 м. Палеоген вместе с майкопской серией достигает здесь 1500 м мощности.

Таким образом, система поднятий Тарханкутского вала возникла на окраине глубокой Каркинитской впадины в отличие от Новоселовского выступа, который в мелу и палеогене являлся относительно поднятым бортом этой впадины. Поднятия имеют глыбовую природу и представляют узкие и асимметричные блоки фундамента, поднятые на разную высоту по разломам. Меловые, палеогеновые и неогеновые слои, облекая эти блоки, образуют куполовидные и удлиненные антиклинальные поднятия. В строении их участвуют слои вплоть до сармата, несогласно залегающего на размытые подстилающие слои. Образование и рост поднятий активно происходили до сармата и затем позднее до конца миоцена. Следовательно, Тарханкутский вал с осложняющей его системой локальных поднятий является структурой неогенового возраста.

Южный ряд поднятий отличается сильно поднятым залеганием верхнего мела и эоцена и отсутствием майкопской серии и относительно крутыми углами наклона крыльев (до 15°). Поднятия осложнены разрывами, которые делят их на отдельные блоки, создавая сложные структуры. К южному ряду относится Меловое поднятие (в котором верхний мел поднят на поверхность), расположенное близ берега моря. Поднятие уходит под его дно на западе; следующим является Родниковское, в котором на поверхность выведены майкопские и эоценовые отложения. Далее за ними расположено Громовское, небольшого размера, с палеоценом в ядре, прикрытым породами миоцена. Наконец, — крупное Октябрьское. Последнее было детально изучено бурением и структура его хорошо выяснена. В его сводовой части залегают верхнемеловые породы, перекрытые миоценовыми. Южное крыло поднятия разбито крупным сбросом.

К этому же ряду далее на восток относится длинное Северо-Новоселовское поднятие в районе сел Сусанино — Чапаево. Оно вытянуто на 50 км в широтном направлении, достигает 10 км в ширину и представляет выступ меловых отложений, прикрытых только средним миоценом и сарматом. В сводовой части оно осложнено второстепенными

прогибами и поднятиями. Восточнее, рядом с Северо-Новоселовским поднятием, расположено Березовское. Оно кулисообразно замещает Северо-Новоселовское и сложено породами мела и палеогена, прикрытыми сарматом. Длина его до 8 км.

Второй ряд поднятий характеризуется более глубоким залеганием меловых и эоценовых отложений, которые повсюду перекрыты майкопской серией. Сюда относятся Оленевское, Карловское, Глебовское и Задорненское поднятия. Все они более слабо выражены, чем поднятия южного ряда, и имеют большие размеры.

К третьему ряду относится Межводненское поднятие, расположенное на берегу Каркинитского залива; северо-восточнее — Черноморское и Бакальское. В них меловые и палеогеновые отложения еще более погружены.

Межводненское поднятие имеет крутое южное и пологое северное крыло.

Каркинитская впадина. Строение Каркинитской впадины, расположенной в зоне сочленения Скифской плиты и древней Восточно-Европейской платформы, еще очень плохо известно. Южный край ее, осложненный описанной выше системой поднятий, представляет Тарханкутский вал. Осевая часть (см. рис. 68, разрез V—V), совпадающая с Каркинитским заливом, видимо, отличается большими мощностями меловых и палеоценовых отложений. Под ними предполагается, по геофизическим данным (М. В. Чирвинская и Б. Л. Гуревич), наличие Каркинитского грабена. Общая мощность осадочных толщ, заполняющих прогиб, по данным А. Е. Каменецкого, составляет 5000 м. Северное крыло, расположенное, видимо, уже на склоне древней Восточно-Европейской платформы, является более простым, чем южное, и, видимо, довольно пологим.

Сивашская впадина. Каркинитская и Сивашская впадины сливаются в районе Перекопского перешейка. Возможно, что они разделены пологой перемышкой, отходящей на север от Джанкойского поднятия.

Сивашская впадина является частью единого Северокрымского глубокого прогиба, расположенного в зоне сочленения Скифской и Восточно-Европейской платформ. Прогиб этот раскрывается на восток в сторону Азовского моря. Суммарная мощность заполняющих его в осевой части (севернее Джанкоя) отложений неогена, палеогена и мела и юры составляет более 3000 м. На севере под основанием прогиба расположен установленный на основе геофизических данных Сивашский грабен, возможно, сходный с Каркинитским.

Альминская впадина. Альминская впадина расположена к западу от Симферопольского поднятия, расширяется и открывается в сторону Евпаторийского залива Черного моря. С юга она ограничена предгорными грядами, с севера — местным поднятием в районе г. Саки, которое отделяет ее от Калиновского грабена. Альминская впадина является относительно просто построенным прогибом, довольно плоским, осложненным лишь двумя небольшими поднятиями, разделенными прогибами. Впадина заполнена толщей неогеновых, палеогеновых и меловых отложений со сравнительно небольшой суммарной мощностью — около 1800 м. Ниже, возможно, присутствуют глинистые отложения средней юры. Как уже упоминалось в разделе стратиграфии (палеозой), не исключена, по-видимому, на глубине впадины вероятность существования известняков перми и карбона, если не в виде сплошной толщи, то в качестве ее остатков.

Индоло-Кубанский краевой прогиб. Наиболее глубокой впадиной равнинного Крыма является Индольская, которая составляет западную оконечность Индоло-Кубанского краевого прогиба. Индольская впадина расположена к востоку от Симферопольского поднятия и ограничена на северо-западе Новоцарицынским выступом. Впадина протягивается от

верховьев р. Индола к востоку вдоль края восточной части Горного Крыма и затем вдоль Керченского полуострова, под дном Азовского моря. Судя по геофизическим материалам, впадина узкая и асимметричная, но выполнена огромной толщей осадков. В западной ее части, в бассейне Индола, суммарная мощность их, вероятно, около 4560 м; в осевой части, к северу от Керчи, по геофизическим данным, до 10 000—13 000 м осадочных пород.

В отличие от других впадин равнинного Крыма и, в частности, от Альминской, большой мощности достигают в ней неогеновые отложения. В районе устья Индола мощность неогеновых и четвертичных отложений достигает 800 м, а майкопская серия у оконечности Арабатской стрелки, по данным скважины, превышает 3500 м. Восточнее мощность, несомненно, много больше. Столь значительные мощности олигоцена и неогена указывают на активное прогибание впадины с олигоцена и, следовательно, на ее молодой — олигоценно-четвертичный возраст.

По происхождению, как все краевые прогибы, Индоло-Кубанский связан с образованием впадины перед формирующимся мегантиклинорием в заключительном этапе его развития.

Как уже упомянуто, южным краем Индоло-Кубанского прогиба служит восточная часть Предгорной гряды и Парпачский гребень. Поэтому складки северной системы Керченского полуострова, которые расположены уже в пределах южного крыла Индоло-Кубанского прогиба, мы рассматриваем как осложнение этого крыла.

В заключение следует отметить, что многие исследователи (в частности, Г. Х. Дикенштейн, А. Е. Каменецкий и др.) считают, что Индольский прогиб является структурным элементом, в какой-то мере унаследованным по отношению к Белогорскому меловому прогибу. Образование последнего рассматривают как начальную стадию развития Индольского.

С таким выводом вряд ли можно согласиться, так как Индоло-Кубанский прогиб, как и все альпийские краевые прогибы, является неогеновым или точнее олигоцен-миоценовым по времени начала формирования. Он одинаково наложился как на структуру Белогорского прогиба, так и на соседние части Скифской плиты и был подчинен в своем развитии не древнему мезозойскому плану, как Белогорский прогиб, а плану, возникшему в заключительном этапе альпийского развития, т. е. в олигоцене — миоцене, когда началось поднятие крупных мегантиклинориев и возникла система межгорных и краевых прогибов альпийской системы.

Время образования структурных элементов равнинного Крыма

В платформенной тектонической структуре равнинного Крыма сочетаются, как видно, элементы различного возраста. Наиболее древними, вероятно раннемезозойскими по возрасту, являются скрытые и пока плохо известные нам грабены, возникшие по разломам, секущим основание Скифской плиты и соседней части древней платформы. К их числу относятся Каркинитский, Сивашский, а также, возможно, Дон-узлавско-Войковский и Калиновский грабены, хотя последние могут быть и более молодыми.

Вторым элементом являются пологие сводовые поднятия и прогибы поверхности складчатого основания, формировавшиеся начиная с конца альба в течение поздне мелового и палеогенового времени. Таковыми являются Симферопольское поднятие вместе с Новоцарицынским выступом и Новоселовское поднятие и ограничивающие их плоские впадины Каркинитская, Сивашская и Альминская. Поднятие Тарханкутского вала, расположенное на крыле Каркинитской впадины, испытывало опускание, на фоне которого происходили блоковые подвижки фундамента и местные поднятия в течение мелового и палеогенового периодов.

Окончание формирования всех этих элементов структуры равнинного Крыма произошло уже в неогене. Важным этапом явилось предсреднемиоценовое время, когда валы были подняты и подверглись глубокому размыву. После этого в верхнем миоцене и плиоцене происходили последние поднятия, формировавшие локальные поднятия Тарханкутского вала.

Наиболее молодым структурным элементом равнинного Крыма является Индоло-Кубанский краевой прогиб, развитие которого началось в олигоцене и происходило в неогене одновременно с формированием складок в пределах Керченского и Таманского полуостровов и на Западном Кавказе.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КРЫМА И ЧЕРНОГО МОРЯ

ГЛАВНЕЙШИЕ ПЕРИОДЫ И ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГОРНОГО И РАВНИННОГО КРЫМА

В геологической истории Горного и равнинного Крыма можно наметить три главнейших периода и ряд этапов и стадий. Первый период охватывает весь верхний протерозой и эпоху байкальской складчатости, второй — весь палеозой, а вместе они соответствуют времени формирования палеозойского складчатого основания Горного Крыма, Кавказа и Балканского полуострова, а также Скифской плиты.

Третий период — мезо-кайнозойский, соответствует времени развития альпийских геосинклинальных прогибов, их складчатости, образования мегантиклинорий, а также межгорных впадин и краевых прогибов в Альпийской складчатой области.

В третьем периоде развитие равнинной и горной частей Крыма происходило разными путями.

В пределах Скифской плиты в равнинном Крыму этот период характеризуется платформенными чертами развития с формированием осадочного чехла и образованием платформенных впадин, валов, поднятий.

В Горном Крыму происходило геосинклинальное развитие. Весь альпийский период там может быть разбит на два крупных этапа: собственно геосинклинальный — от триаса до начала олигоцена и заключительный или орогенный, охватывающий олигоцен, неоген и четвертичный периоды. В свою очередь, в собственно геосинклинальном этапе можно выделить три крупных стадии — раннюю (триас — средняя юра), зрелую (поздняя юра — начало раннего мела) и позднюю (конец раннего и поздний мел, палеоген).

Когда образовалась глубоководная впадина Черного моря, в точности неизвестно. Есть некоторые соображения и данные, позволяющие считать, что она является относительно молодой депрессией, возникшей, вероятно, в середине или конце палеогена или даже в неогене. История ее развития не является вполне ясной и базируется на ограниченном числе фактов.

ДРЕВНИЕ ПЕРИОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КРЫМА

Приведенные выше данные о разделении складчатого основания равнинного Крыма на Среднекрымский срединный массив с байкальским возрастом складчатости и Тарханкутскую систему верхнепалеозойской складчатости позволяют наметить основные черты истории формирования этого основания.

Область Крымского полуострова, так же как и прилегающая часть Черного моря, Кавказа и Балканского полуострова, испытала складчатость в конце протерозоя (рифей) и вошла в состав обширного пояса

складчатой системы байкальского возраста (байкалид), которая образовалась на всем пространстве между Восточно-Европейской и Африканской платформами. В пределах этого обширного пояса байкалид в палеозое образовались отдельные узкие геосинклинальные прогибы. Из них два таких прогиба возникли на интересующей нас сейчас площади: Добруджинско-Тарханкутский и Кавказский. Первый из них в виде пологой дуги огибал край Восточно-Европейской платформы и в своей широтной части располагался на площади современного равнинного Крыма. Второй прогиб или скорее целая система их располагалась на территории современного Большого Кавказа. Как было уже упомянуто в главе «Стратиграфия», Кавказский прогиб, возможно, продолжался в пределы современного Горного Крыма.

В результате процессов складчатости и замыкания этих прогибов на их месте в конце палеозоя образовались складчатые системы, а затем возникли горные гряды. Вместе с тем во второй половине карбона и перми образовались впадины типа межгорных котловин заключительного этапа, которые при своем формировании перекрыли обширные пространства соседних массивов байкальского возраста. В равнинной части Крыма возникла Альминская впадина, в которой можно предполагать широкое распространение известняков среднего карбона и перми. Не исключено, что подобная же впадина образовалась к югу от Крыма, на месте прилегающей части Черного моря.

Все вместе — срединные массивы байкальского возраста, складчатые системы верхнего палеозоя и межгорные впадины с заполняющими их верхнепалеозойскими осадками образовали складчатое основание Скифской плиты.

К началу мезозоя складчатые системы верхнепалеозойского возраста представляли горные гряды, в которых дислоцированное основание было приподнято. Межгорные впадины и срединные массивы, частично прикрытые осадочным чехлом отложений верхнего палеозоя, представленных главным образом известняками среднего карбона и перми и, возможно, также отложениями нижнего триаса, были относительно опущены. На такого рода складчатом палеозойском субстрате развились структуры альпийского периода.

МЕЗО-КАИНОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КРЫМА

Геологическая история равнинного Крыма

Складчатое основание Скифской плиты в начале мезозоя являлось горной сушей и только на отдельных участках межгорных впадин было прикрыто неглубоким эпиконтинентальным морем раннего и среднего триаса. В начале юры, а может быть, и в конце триаса это складчатое основание было раздроблено и в его пределах образовались ограниченные сбросами глубокие депрессии — грабены. В настоящее время известны четыре таких грабена, выявленные по данным геофизических исследований и отчасти бурения: Каркинитский, Сивашский, Донузлавско-Войковский и Калиновский.

Нельзя исключить возможности того, что первые два — Каркинитский и Сивашский образовались на месте возникших в конце палеозоя асимметричных впадин типа краевых прогибов, которые были осложнены разломами, отдельные части их опущены и заполнены юрскими отложениями. Последние принимают, видимо, достаточно значительное участие в заполнении глубоких частей этих впадин. Среднеюрские отложения широко распространены также в пределах глубокой части Альминской впадины и осложняющего ее узкого и длинного Калиновского Грабена. В пределах последнего глинистые юрские породы вскрыты в районе города Саки. Донузлавско-Войковский узкий грабен, насколько

известно по скважинам, заполнен меловыми отложениями, но, возможно, на глубине в нем также присутствуют и юрские. В конце поздней юры местами на поднятых участках образовались континентальные красноцветные породы и кора выветривания.

Со второй половины готерива, со времени отложения мазанской свиты, в равнинном Крыму проявились опускания на более широкой площади, и значительная его западная часть вплоть до края Новоселовского поднятия была покрыта в конце готерива и начале баррема водами очень мелкого моря. В середине баррема была регрессия, а затем в позднем барреме — апте море покрыло значительные пространства равнинного Крыма, отлагая толщу однообразных глин, которые продолжали отлагаться и в раннем альбе. Вероятно, в это время вся равнинная часть Крыма была значительно сивелирована и из-под уровня моря поднимались лишь плоские невысокие возвышенности.

После кратковременной, но сильной регрессии в среднем альбе весь равнинный Крым был вновь покрыт морем, которое сплошным чехлом осадков перекрыло как прежде поднятые, так и опущенные блоки. Море проникло на окраины горного Крыма и заполнило осадками эрозионные ложбины (Мангушская, Салгирская, Зуйская и другие). Верхнеальбские отложения достигают значительной мощности и почти всюду сменяются без перерыва сеноманскими. Позднемеловое море также покрывало весь равнинный Крым. Однако, начиная с сеномана, проявляется рост как Новоселовского поднятия, так и поднятий системы Тарханкутского вала — Березовского, Октябрьского, Мелового, для которых есть данные по скважинам, указывающие на следы размыва в основании сеномана.

Более значительные поднятия и размыв поверхности Новоселовского блока и отдельных антиклиналей Тарханкутского вала произошли перед кампаном. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание кампанских отложений всюду, где они сохранились, на размытую поверхность сантона — турона — сеномана и верхнего альба. Сами отложения кампана на поднятиях тоже уменьшены в мощности по сравнению с соседними впадинами.

Это указывает на длительный и значительный рост Новоселовского поднятия и Тарханкутского вала в течение позднего мела. Значительно поднят был в это время и Симферопольский выступ.

На Новоселовском поднятии отсутствуют отложения палеогена и сильно сокращены в мощности эоценовые породы. Майкопская серия присутствует только по склонам поднятия. Это указывает на продолжавшийся медленный подъем Новоселовского блока в палеогене. В разбуренных скважинами антиклиналях Тарханкутского вала — Октябрьской, Глебовской, Межводненской и в крыльях вала имеется полный и непрерывный разрез верхнемеловых отложений, начиная с кампана и до майкопской серии.

Одновременно с ростом поднятий в течение позднего мела, палеогена и неогена происходило и прогибание впадин. Особенно глубоко прогибалась, видимо, Каркинитская впадина, в которой мощность альбских отложений превышает 1000 м, верхнемеловых — около 3000 м и палеогеновых — около 1500 м. Сильно прогибалась и Сивашская впадина. Что же касается Альминской, то она была неглубокой.

В конце палеогена и в неогене происходило образование Индоло-Кубанской впадины, которая, как типичный краевой прогиб, интенсивно прогибалась одновременно с поднятиями мегантиклинорий Горного Крыма и Кавказа, вдоль которых она образовалась.

Отложения майкопской серии заполняют все впадины равнинного Крыма и отсутствуют на Симферопольском и Новоселовском поднятиях. Вероятно, они их также покрывали, хотя бы отчасти, но были потом смыты, так как после их отложения весь равнинный Крым был приподнят

и подвергся размыву. Затем он был охвачен среднемиоценовой трансгрессией и покрыт неглубоким морем в начале среднего миоцена, потом — сменившим его сарматским морем. Среднемиоценовое и сарматское море перекрыло как впадины, так и все поднятия равнинного Крыма. Основание среднемиоценовых отложений с несогласием ложится на размытую поверхность палеогеновых отложений на Октябрьской антиклинали. Это указывает на сильный подъем Тарханкутского вала и его размыв перед средним миоценом. Также резко несогласно среднемиоценовые и сарматские отложения залегают на всем Новоселовском и на Симферопольском поднятиях. Таким образом, перед средним миоценом была очень резкая фаза воздымания этих структурных элементов. Новоселовский блок после этого лишь слабо поднимался в конце плиоцена и в четвертичном периоде, образовав очень пологое, слабо приподнятое плато, а Тарханкутский вал испытывал поднятие перед мэотисом и в плиоцене.

В мэотическом веке новая трансгрессия охватила весь равнинный Крым. После краткого перерыва в конце сармата морем была затоплена и большая часть Тарханкутского вала. Однако в его западной части, которая не погрузилась под уровень моря, мэотическое море образовало, согласно данным Г. А. Лычагина, глубокий залив в эрозионной долине, промытой во время поднятий.

Последняя значительная морская трансгрессия в неогене охватила равнинный Крым в понтическом веке. Понтическое море заполнило все впадины и не покрывало только, вероятно, самую возвышенную часть Новоселовского поднятия. В пределах Тарханкутского вала воды понтического моря проникли в ту же эрозионную ложбину, промытую снова перед понтом, и оставили в ней свои осадки. Это свидетельствует, что вал был значительно приподнят в это время. Геоморфологические данные свидетельствуют, что и позднее, в конце плиоцена и в четвертичном периоде, Новоселовское поднятие и Тарханкутский вал в южной части Тарханкутского полуострова испытывали слабые поднятия.

В конце неогена и в четвертичное время происходило формирование рельефа равнинного Крыма и образование сети речных долин и балок. В развитии речной сети важнейшую роль сыграли значительные колебания уровня Черного моря за четвертичное время. В частности, изрезанная береговая линия Сиваша и озёр в устье многих долин и балок связаны своим происхождением с интенсивным размывом и углублением долин в эпоху резкого понижения уровня Черного моря, которое проявлялось в конце четвертичного периода и в новозвксинское время (соответствующее вюрму). Подъем уровня моря в конце этого времени и в голоцене, т. е. в последние 15 тыс. лет, привел к затоплению устьевых частей этих речных долин, выработанных при низком уровне моря, и образованию лиманов, бухт. После их отделения от моря пересыпями они превратились в соляные озера. В это же время образовался и Сиваш, отделившийся от Азовского моря Арабатской стрелкой.

Геологическая история Горного Крыма и Керченского полуострова

Главный этап геосинклинали развития. Начало геосинклинали развития Горного Крыма связано с возникновением в его пределах глубокого геосинклинали прогиба, охватившего всю южную часть современного Крыма. Этот прогиб представлял лишь небольшой отрезок обширной впадины, именуемой Крымско-Кавказской геосинклиналию. В пределах Крыма она охватывала всю площадь его горной части и, видимо, южную половину Керченского полуострова, а на Кавказе — значительную часть Главного хребта. На западе геосинклинали продолжалась в пределы восточной части Балканского горного сооружения, где в Восточной Старой Планине, в районе Котела, из-под мело-

вого флиша выступают триасовые и нижнеюрские глинистые сланцы и песчаники, смятые в складки.

Крупные геосинклинальные прогибы всегда бывают ограничены глубинными разломами, и можно полагать, что система окраинных разломов Горного Крыма, отделяющих мегантиклинорий от Скифской плиты, и была создана при формировании Крымско-Кавказской геосинклинали, как ограничивающая с севера ее крымскую часть.

В значительно более гипотетической форме можно наметить разломы южного ограничения описываемого прогиба. Геофизические данные исследований последних лет позволяют высказать предположение, что участок с уменьшенной мощностью осадков, намечаемый под дном моря, соответствует южному ограничению прогиба, и, следовательно, где-то вдоль края этого участка может быть показана зона его крыла.

Крымско-Кавказский геосинклинальный прогиб образовался в результате разламывания складчатого докембрийско-палеозойского основания и глубокого опускания участка, ограниченного разломами. В прогибе со времени его возникновения началось накопление осадков таврической серии. Их огромная мощность свидетельствует о значительной величине прогибания и в то же время о большой скорости этого опускания, так как эта толща накопилась только в течение части среднего и позднего триаса и ранней юры.

Таврическая серия с ее тонкоотмученными глинистыми породами, которые в ней преобладают, и прослоями глинистых сидеритов формировалась в условиях достаточно больших глубин, хотя вероятно недалеко от берегов, т. е. в условиях узкой, относительно глубоководной впадины, ограниченной островами — типичного геосинклинального прогиба. С островов, образовавших гряды — кордильеры, в прогиб поступал обломочный материал песчаных и алевритовых прослоев, а также галечников и глыбовых горизонтов, присутствующих в таврической серии. В составе глыб этих горизонтов, кроме песчаников, происходящих из прослоев в таврической серии, присутствуют разнообразные известняки: триасовые, нижнеюрские, а также палеозойские. Последние могли обваливаться в море с лежащей на севере суши, располагавшейся вдоль края геосинклинального прогиба, а затем оползать по илистому дну. Хотя процессы вулканизма не были в прогибе очень значительными, но в отдельных участках близ ограничивающих его с севера разломов они проявлялись весьма активно образованием пачек диабазов и спилитов и внедрением основных субвулканических и интрузивных тел.

В целом геосинклинальный трог с самого начала был разделен на более глубокие и более приподнятые участки. Осевая его часть может быть намечена в верховьях Марты и Бодрака. Как показывают геофизические данные, здесь глубина подошвы таврической серии опущена до 4 км от поверхности, поднимаясь к северо-западному краю области выходов таврической серии до 2—2,5 км.

С начала лейаса отчетливо наметилось разделение прогиба на более или менее опустившиеся участки, что подтверждается различием разрезов лейасовых отложений.

Обломочный материал поступал в Крымский геосинклинальный прогиб главным образом с севера, из поднятой области нынешнего равнинного Крыма, а также с юга, с поднятия, находившегося в пределах современного Черного моря, откуда принесена была пермская галька конгломератов района Ялты.

Близ северо-западной окраины прогиба уже в начале юры образовалось поднятие на участке между р. Салгиром у Симферополя и долиной р. Бодрака, где формировались мелководные песчаники и конгломераты эскиординской толщи, и, возможно, был перерыв в отложении осадков в среднем лейасе.

Между концом позднего лейаса и байосом в Горном Крыму, несомненно, происходили крупные поднятия, сопровождающиеся складчатостью, так как средняя юра ложится повсюду, где видно ее основание, на размытую поверхность складчатой таврической серии. Отсюда также несомненно, что складки последней сформированы до байоса, т. е. либо между верхним лейасом и байосом, либо еще раньше, одновременно с формированием самой флишевой толщи.

Характер складчатости таврической серии позволяет считать вероятным, что складчатость, проявляющаяся в ней, связана, главным образом, с явлениями гравитационного порядка: смятием слоев при оползании отдельных пачек по дну бассейна; отделением и соскальзыванием целых перемятых пакетов и смещением их по поверхности дна. Таким образом, эта складчатость, скорее всего, сингенетична (или почти сингенетична) образованию самой серии.

Наряду с мелкой складчатостью ко времени начала отложения среднеюрских осадков были сформированы и более крупные структурные элементы — антиклинальные поднятия и синклинали прогибы, созданные тектоническими движениями. По краям многих из них, вдоль зон разломов, начались более сильные процессы вулканизма.

Наиболее обширное поднятие, сформировавшееся к эпохе отложения среднеюрских осадков, было, вероятно, на месте центральной части Качинского антиклинория. О его возникновении свидетельствует мелководный, частью континентальный характер среднеюрских отложений на южном и юго-восточном его крыле. Здесь известны и угленосные отложения средней юры. В то же время к северо-западу от этого поднятия шло накопление мощных глинисто-песчаных, конгломератовых и отчасти эффузивных толщ средней юры в полосе современных предгорий в долинах Альмы, Бодрака и Качи.

Второе, меньшее, поднятие намечается на месте современной антиклинали Сухая речка, где нет байосских пород и бат ложится непосредственно на таврическую серию.

Наличие третьего поднятия можно предполагать к югу от берегов Крыма (южнее Фороса), на что указывает вероятное происхождение галек среднеюрских конгломератов Южного берега.

Наконец, четвертую геоантиклиналь можно наметить в пределах Туакского поднятия. В осложняющих его строение складках в районе с. Рыбачье участвуют среднеюрские породы, содержащие в самом основании только батскую фауну*. Батские песчаники здесь трансгрессивно перекрывают таврическую серию, что свидетельствует о существовании в начале средней юры и в байосе Туакского поднятия, выступавшего из-под уровня моря. С его восточным погружением и осложняющими это погружение разломами связаны вулканические излияния Карадага. На западе, по-видимому, в районе современного Чатырдага Туакская геоантиклиналь сливалась с Качинской геоантиклиналью, с которой в среднеюрское время они, по-видимому, составляли одно целое и разделились позднее, уже в начале поздней юры.

Между перечисленными поднятиями обособились три частных геоантиклинальных прогиба. Один из них — Бахчисарайский — протягивался в юго-западном направлении между палеозойским массивом равнинного Крыма и Качинским поднятием. Вдоль его южного борта на крае Качинской геоантиклинали в среднеюрское время происходили длительные подводные вулканические извержения, с которыми связано образование мощных эффузивных толщ, а также мелких интрузий мыса Фиолент, долины Бодрака и Альмы. Развитие вулканических излияний, вытянутых полосой, связано, очевидно, с наличием здесь продольных, по

* В то же время в Судакском синклинории и в районе Карадага хорошо известны отложения байоса.

отношению к прогибу глубоких разломов. Возникновение их, вероятно, происходило в зоне сочленения области с опусканиями на севере, с областью преобладающих поднятий на юге. Продолжением этого прогиба на северо-востоке является участок, заполненный битакскими конгломератами.

Второй прогиб на месте современной юго-западной части Горного Крыма на юге, вероятно, ограничивался предполагаемой Форосской геоантиклиналью. В северном крыле прогиба вдоль края Качинской геоантиклинали происходило накопление байосских угленосных осадков верховьев рек Качи и Бельбека. Южнее формировались более мощные морские песчано-глинистые породы, а еще дальше к югу намечается полоса вулканических излияний Тессели — Голубой залив. Возможно, что она связана с южным крылом прогиба.

Вдоль северо-восточного края этого геосинклинального прогиба и вероятного его восточного замыкания протягивается полоса крупных интрузий изверженных пород Аюдага, Кастели, Ураги, которая вытянута в общем почти меридионально. Можно предположить, что внедрение интрузий связано здесь с зоной разломов, образовавшихся вдоль края или замыкания прогиба, и отделяющих его от соседней области одновременных поднятий.

Третий прогиб — Судакский — намечается в восточном Крыму, на месте Судакского синклиория. Он имел восточно-северо-восточное простирание, окаймляя с юга Туакскую геоантиклиналь; северо-восточное и юго-западное окончания его неизвестны. В этом прогибе происходило отложение очень мощных преимущественно глинистых осадков и местами вулканических пород (гора Карадаг, Планерское). Приуроченность вулканических очагов к северному борту Судакского прогиба, примыкающему к Туакскому поднятию, может служить указанием на то, что Туакское поднятие и Судакский прогиб были разделены разломом глубокого заложения. Поскольку Судакский синклиорий ныне почти целиком находится под водами Черного моря, остаются неизвестными его границы. Несомненно, однако, что прогиб достаточно далеко продолжался на юго-запад вдоль склона Туакского поднятия. Не исключено, что среднеюрские отложения, развитые на отдельных участках прибрежной полосы в западной части Южного берега (Кастрополь, Мелас, Тессели), являются фрагментами северного крыла этого синклиория, лежащего в основном под водами моря. Во всяком случае, фации средней юры в прибрежной полосе Южного берега (глины, флиш, мощные эффузивные комплексы) очень сильно отличаются от фаций средней юры, залегающей вверху склона, где развиты преимущественно песчаники.

Четвертый прогиб располагался на месте синклиория восточного Крыма, под которым, видимо, имеются среднеюрские породы.

Развитие трансгрессии в батское время привело к расширению площади геосинклиналей, покрытых морем в байосе, и к их углублению. Происходило, видимо, общее опускание области Горного Крыма. В результате Качинская геоантиклиналь сильно сокращается по площади, а геоантиклинали Сухая речка и частью Туакская скрываются под уровнем моря. Расширяется к западу и, возможно, к северу и геосинклиналь Восточного Крыма.

В начале келлового происходит второе за рассматриваемый этап общее очень значительное поднятие Горного Крыма, с которым связано начало второй стадии развития. В результате регрессии морские осадки продолжают отлагаться только в наиболее прогнутых частях геосинклинальных прогибов — Судакского и Юго-Западного. В дальнейшем, в конце раннего или в среднем келловее вся территория современного Горного Крыма, кроме Судакского геосинклинального прогиба, оказывается приподнятой выше уровня моря. Осадки верхнего

келловей — оксфорда всюду ложатся с разрывом, несогласно, на нижний келловей, доггер или на таврические сланцы. При этой регрессии была, в частности, приподнята вся Бахчисарайская геосинклиналь. Осадконакопление в ней в поздней юре не происходило, и только позднее она была перекрыта осадками мела.

Несоогласие в основании верхней юры, налегающей на вполне сформированные антиклинальные поднятия и целые системы складок, сложенных таврической серией и среднеюрскими породами, указывает, что значительная часть крупных структурных элементов Горного Крыма была уже создана к началу позднеюрского времени, перед отложением оксфордских осадков.

В строении Качинского и Туакского антиклинальных поднятий, Леменско-Ялтинского поднятия и антиклинали Сухая речка участвуют породы среднеюрского возраста. Это позволяет довольно точно определить возраст упомянутых структурных элементов, перекрытых трансгрессивно залегающими оксфордскими отложениями. Они являются, очевидно, предоксфордскими по возрасту, и, таким образом, окончательное их оформление совпадает по времени с регрессией и развитием общих поднятий в Горном Крыму, которые происходили перед поздним келловеем — оксфордом.

В связи с ростом и развитием антиклинальных поднятий среднеюрские отложения, слагающие их крылья, были смяты в мелкие складки. Последние в среднеюрских породах значительно проще, чем в таврической серии, но все же местами сильно осложняют строение крупных структурных элементов. Поднятие, предшествовавшее оксфордской трансгрессии, несомненно, сопровождалось складчатостью. Отложения средней юры, слагающие крылья растущих антиклинорий, оказались смятыми в довольно резкие складки, разорванные сбросами. Складки подверглись размыву и в дальнейшем были несогласно перекрыты отложениями оксфорда.

Крупные поднятия конца среднеюрского — начала позднеюрского (келловейского) времени заканчивают начальную стадию геосинклинального развития Горного Крыма, которая охватывает, как видно, поздний триас, раннюю и среднюю юру. Со второй половины келловей начинается следующая, зрелая стадия развития Крымского геосинклинального прогиба. Эта стадия, охватывающая позднюю юру и начало раннего мела, характеризуется известной перестройкой структурного плана и возникновением системы трех больших, но относительно плоских геосинклинальных прогибов: Судакского и Юго-Западного, которые унаследованы по отношению к среднеюрским, и Восточнокрымского, несколько смещенного к северу по отношению к среднеюрскому прогибу. Между Восточнокрымским и Юго-Западным прогибами возникло относительно узкое соединение на месте Чатырдага. Оно разделило Качинское и Туакское поднятия, которые были соединены до начала поздней юры седловиной.

По сравнению с отложениями средней юры и в особенности с отложениями таврической серии верхнеюрский комплекс осадков отличается большим разнообразием литологического состава, резкой изменчивостью фаций и мощностей. Разнообразие литологических типов верхнеюрских осадков, контрастность их фаций и мощностей, пришедшие на смену преимущественно песчано-глинистым породам средней юры и таврической серии, свидетельствуют о большом многообразии условий осадконакопления, существовавших в позднеюрском бассейне. Главной причиной этого следует считать усложнение характера тектонических движений, которые в позднеюрское время приобрели резко дифференцированный характер. Этот процесс начался уже в средней юре, когда произошло расчленение единого геосинклинального прогиба на несколько частных прогибов. В позднеюрское время произошло дальней-

шее их усложнение с разделением унаследованных и вновь образованных прогибов на ряд фациальных зон, отражающих особенности различных условий осадкообразования. С поднятиями связано обмеление больших участков прогибов, образование островов и пестрота фациальных типов осадков.

В процессе образования верхнеюрского осадочного комплекса Горного Крыма немаловажная роль наряду с тектоникой принадлежала также климату и физико-географической обстановке позднеюрской эпохи. Появление среди отложений огромного количества разнообразных известняков, отсутствующих в средней юре, было вызвано изменениями в физико-географической среде, оказавшимися благоприятными для расцвета организмов, выделявших известь, и для процесса накопления карбонатного вещества в осадке.

В прогибе на месте Судакского синклинория в течение всего позднеюрского времени, как и в средней юре, продолжали накапливаться преимущественно глинистые осадки, сменившие без следов перерыва среднеюрские отложения. Глинистые отложения верхней юры здесь частью имеют флишевый характер из-за ритмичного чередования в них глин и горизонтов песчаников, обломочных известняков, глинистых сидеритов и др. Стратиграфический разрез верхнеюрских отложений Судакского прогиба отличается своей полнотой, непрерывностью и большой мощностью (свыше 3000 м). Перерыв между отложениями нижнего кимериджа и титона, характерный для других районов Горного Крыма, здесь отсутствует.

В настоящее время сохранился лишь незначительный участок северного крыла и осевой зоны прогиба, соответствующего Судакскому синклинорию, основная же его часть уничтожена морем. В позднеюрское время Судакский геосинклинальный прогиб, судя по составу и характеру фаций развитых в нем отложений, протягивался на значительное расстояние к восток-северо-востоку и запад-юго-западу от современного Меганомского полуострова. На востоке в районе Карадага Судакский прогиб соединялся с восточной частью Восточнокрымского прогиба, где также происходило накопление преимущественно глинистых осадков флишевого типа. На геоантиклинали в районе Карадага в келловее в незначительных масштабах еще продолжалась вулканическая деятельность.

Северная граница Судакского прогиба в поздней юре в целом совпадала с границей области распространения глинистых фаций средней юры. Вдоль северного его борта в позднекелловейское — оксфордское время шло формирование крупных рифовых массивов, образовавших мощные линзообразные тела в толще глин (горы Хоба-кая, Сокол, Козья и др.). Цепь этих массивов четко оконтуривает с севера область накопления глинистых отложений верхней юры большой мощности и определяет северную границу Судакского прогиба. В качестве главных породообразующих организмов в позднеюрских биогермах Судакского прогиба выступают известковые водоросли и кораллы. Наибольшее развитие рифогенные образования получили в оксфордское время. Ряд данных свидетельствует о том, что рост этих рифовых массивов происходил в строгом соответствии и в прямой зависимости от развития как всего прогиба в целом, так и отдельных усложняющих его северное крыло складок и изгибов. Наряду с крупными рифовыми массивами большое распространение здесь получили также мелкие рифовые образования, содержащиеся в толще глин в виде отдельных линз и желваковых включений. В течение всего кимериджского времени в Судакском прогибе продолжалось накопление глинистых осадков. В конце кимериджского — начале титонского времени стали образовываться песчаники с углистыми остатками и конгломераты, которые сменились толщей глинистого флиша титона.

Таким образом, Судакский прогиб был областью устойчивых прогибаний на протяжении всей поздней юры.

К северу от Судакского прогиба в пределах зоны Судакско-Карадагских складок, расположенных на погружении Туакского поднятия, верхнеюрские осадки отлагались непосредственно на перемятых породах таврической серии. В отличие от Судакского прогиба здесь накапливались преимущественно мелководные осадки верхнего келловоя и оксфорда: конгломераты, разнообразные песчаники, известняки, песчаные глины. Общая мощность их составляет не более 600—700 м.

В пространственном расположении отдельных фациальных типов верхнеюрских пород в пределах области Судакско-Карадагских складок наблюдается известная закономерность, проявляющаяся в том, что определенные типы пород приурочены к определенным элементам складчатых структур (см. рис. 58). Эта закономерность может рассматриваться как свидетельство того, что развитие складчатых структур, вытянутых согласно общему простиранию восточного погружения Туакского антиклинория в восток-северо-восточном направлении, происходило здесь одновременно с процессом осадконакопления.

Восточнокрымский геосинклинальный прогиб начал заполняться осадками, начиная с оксфорда. В течение всей позднеюрской эпохи он резко разделялся на две части: восточную и западную.

В восточной части прогиба в оксфорде отлагались сравнительно маломощные конгломераты, песчаники, известняки, реже глины. Известняки чаще всего образовывали линзовидные включения внутри песчаников и конгломератов. Отложение этих осадков сменилось кратковременным перерывом, который проявился в конце кимериджа. Во время этого перерыва оксфордские и более древние слои были подняты, смяты в складки и размыты. Затем на них с несогласием и следами размыва стали отлагаться конгломераты и мощная толща терригенно-карбонатного флиша титона. Терригенный материал в большом количестве поступал во флишевый прогиб с юга, с Туакского поднятия, а также частично с севера, из области современного равнинного Крыма. Мощность титонского флиша в центральной части Восточнокрымского прогиба превышает 3000 м.

В западной части прогиба в течение всего оксфордского и титонского времени накапливались известняки. Область распространения известняков, среди которых присутствуют весьма разнообразные типы пород, занимала участок современного плато Караби, Демерджи и Долгоруковского нагорья. В основании известняков залегает маломощный и плохо выдержанный по простиранию горизонт лилово-красных, слабо сцементированных базальных конгломератов, состоящих из плохо окатанных обломков песчаников.

Зона известняковых осадков титона образовалась, кроме того, вдоль северного борта Восточнокрымского прогиба. Позднее она расчленилась на ряд изолированных массивов. Крупнейшим из них является Агармышский массив.

Таким образом, областью наиболее интенсивных опусканий Восточнокрымского геосинклинального прогиба в поздней юре являлась его восточная часть, где шло накопление мощного комплекса флишевых пород титона. Западная часть прогиба характеризовалась более слабыми опусканиями и, соответственно, сравнительно меньшими глубинами, вследствие чего наиболее широкое распространение здесь получили различные карбонатные породы. Граница между этими частями, различающимися литолого-фациальным составом пород, связана с линией крупного, поперечного разлома и проходит по западному склону долины р. Тонас в ее верховьях.

В пределах западного замыкания Восточнокрымского прогиба в позднеюрскую эпоху шло интенсивное накопление мощных толщ конгло-

мератов полимиктового состава. Наибольшее развитие конгломераты получили в районе горы Южная Демерджи, где их мощность достигает 1400 м. Снос обломочного материала, входившего в состав конгломератов, происходил в основном с юга, с крупного поднятия, располагавшегося в пределах современного Черного моря. Часть обломочного материала поступала, кроме того, с северо-запада.

Рост располагавшегося к югу от Восточнокрымского прогиба Туакского геосинклинального поднятия, с которого в бассейн поступало большое количество обломочного материала, привел к его расширению и смещению к северу геосинклинального прогиба, о чем свидетельствует трансгрессивное залегание титона на отложениях оксфорда в пределах северных предгорий Главной гряды.

Геосинклинальный прогиб юго-западного Крыма, существовавший еще в среднеюрское время, в поздней юре стал целиком областью осадконакопления лишь в оксфорде. В келловее большая часть прогиба, за исключением только его крайней юго-западной оконечности, была приподнята выше уровня моря. Характер залегания оксфордских слоев, которые в районе нагорий Бабуган — Никитской яйлы трансгрессивно переходит в западном направлении на все более древние горизонты, свидетельствует о том, что развитие позднеюрской трансгрессии происходило как с востока, так и с юго-запада, со стороны келловейского прогиба.

Будучи в основном унаследованным по отношению к тому геосинклинальному прогибу, который существовал в юго-западном Крыму в средней юре, позднеюрский прогиб расширился к северу и востоку. На это указывает трансгрессивный характер залегания верхнеюрских отложений на породах таврической серии в пределах восточной окраины Бабугана и северных предгорий Главной гряды (район верхнего течения р. Бельбек).

Известковые осадки, накапливавшиеся в восточной части прогиба, отличались значительным однообразием. В центральной зоне восточной части прогиба в течение всей поздней юры отлагались тонкослоистые глинистые известняки и мергели большой мощности. Перерыв между отложением осадков кимериджа и титона, резко выраженный в более западных частях прогиба, здесь, по-видимому, не проявился совсем или проявился очень слабо. В пределах южного борта прогиба в оксфорде сформировались крупные рифовые массивы, образовавшие линзообразные тела в толще слоистых известняков. Часть этих массивов в настоящее время сохранилась в крутых известняковых обрывах Южного берега (массивы гор Ай-Петри, Ат-Баш, Мердвень-Каяссы, Челеби и др.).

Область эта характеризовалась накоплением карбонатных, частью рифовых отложений, в общем весьма мелководных. Именно здесь, а также по склонам поднятий (Сухая речка, Форосского и др.), начиная с оксфорда и до титона, создавались, как указывает В. Ф. Пчелинцев, благоприятные условия для обитания моллюсков отряда рудистов, которые образовывали на мелководье обширные поселения. Обломочный материал поступал в восточную часть прогиба в весьма ограниченных количествах.

Иная картина наблюдается в западной части рассматриваемого прогиба. Здесь вместе с известняками сравнительно небольшой мощности в оксфордское время накапливались мощные толщи конгломератов и песчаников. Основная часть обломочного материала поступала с геосинклинального поднятия, располагавшегося в пределах Черного моря к юго-западу от антиклинали Сухая речка.

После накопления отложений оксфорда западная часть прогиба испытала кратковременные поднятия и интенсивный размыв, в результате чего титонские осадки (главным образом известняки) легли на весьма

неровную поверхность оксфордских пород. В краевых частях прогиба здесь отлагались мелководные брекчиевидные и обломочные известняки титона. В центральной части прогиба, соответствующей современным Байдарской и Варнаутской долинам, шло накопление карбонатно-глинистого флиша. Обломочный материал, представленный в основном мелкообломочным карбонатом местного происхождения, поступал в прогиб с окружающих его участков развития известняков, подвергшихся периодическим размывам.

Таким образом, развитие всех трех рассматриваемых прогибов, из которых впоследствии сформировались Судакский, Восточнокрымский и Юго-Западный синклиории, шло более или менее сходно. Осадконакопление в них было разделено кратковременным перерывом, вызванным локальными поднятиями во второй половине кимериджского времени. После него в титоне происходило дальнейшее развитие трансгрессии, достигшей максимума в конце титона. К этому времени морской режим установился на территории почти всего современного Горного Крыма.

К концу позднеюрского времени в Горном Крыму достаточно отчетливо обособились, как видно, три флишевых прогиба, расширявшиеся в разные стороны. Обширная область их сочленения совпадает с современными центральными известняковыми нагорьями. К югу от них намечаются две геоантиклинали или кордильеры, располагавшиеся кулисообразно: Леменско-Ялтинская на юго-западе и Туакская на северо-востоке.

Прогибы, сформировавшиеся в позднеюрское время, продолжали существовать и в раннемеловую эпоху. Однако перед началом мела, в самом конце юры, значительная часть Горного Крыма испытала крупные поднятия. В результате этого верхнеюрские известняки и другие породы выступили из-под уровня моря и стали подвергаться размыву. В области синклиория Юго-Западного Крыма, и, вероятно на северных склонах Чатырдага и нагорья Караби образовался довольно расчлененный рельеф. Последующие опускания в самом начале валанжина привели к чрезвычайно быстрому затоплению этого рельефа. Море не успело его срезать и он был покрыт глинистыми илами и сохранился под ними до нашего времени.

Поднятия на границе юры и мела не отразились в середине Восточнокрымского прогиба и здесь шло непрерывное накопление глинистых и флишеподобных осадков верхнего титона, валанжина и нижнего готерива (район Феодосии и Белогорска). Несомненно, в тесной зависимости от поднятий в горной части Крыма в конце юрского периода происходило образование ряда крупных сбросов. К их числу относится сброс, ограничивающий с юга ядро Качинского поднятия и обрезающий здесь распространение к северу среднеюрских пород, и сброс ограничивающий с севера верхнеюрские известняки Ай-Петринского, Никитского нагорий и Бабугана. Оба сброса к западу, в долине Бельбека, уходят под покров нижнемеловых отложений и их не пересекают. Такой же домеловой (доготеривский) сброс известен в долине р. Бодрака, недалеко от Бахчисарая, где он отделяет среднеюрские породы от таврической серии в северном борту Качинского поднятия. Возможно, что такой же возраст имеют сбросы, ограничивающие Салгирскую котловину и с севера — Туакское поднятие (в районе Демерджи-яйлы).

В конце готерива, в эпоху отложения мазанской свиты картина существенно изменилась. Непрерывное накопление глинистых осадков продолжалось только в восточной части Восточнокрымского прогиба близ Феодосии. В юго-западной части Горного Крыма позднеготеривское море распространилось к северу, перекрывая край Качинского антиклинального поднятия, и затопило южную часть равнинного Крыма. Поднятая горная страна, которая существовала на этом месте в течение позднего триаса и в начале юры, позднее значительно снивелиро-

ванная, очевидно, начиная с конца готерива была частично опущена и покрыта морем. Сохранились только остатки поднятых массивов, выступавшие в виде островов, о которых свидетельствуют мощные накопления конгломератов в готеривских и барремских толщах района Белогорска и Старого Крыма.

В начале баррема площадь морского бассейна сильно сократилась. Непрерывное накопление осадков шло только в районе Феодосии и в полосе Белогорского прогиба, образовавшегося севернее осевой части титонского Восточнокрымского прогиба. В это же время образовалась Салгирская котловина, промытая среди верхнеюрских пород. Возможно, что местоположение ее было определено разломами, связанными с поднятиями. Вся система сбросов, секущих Восточнокрымский синклиний, возникшая до апта, очевидно, также была образована при этих поднятиях Туакской геоантиклинали. В юго-западной части Крыма также произошло поднятие и образование глубоких ложбин, заполненных позднее верхнебарремскими — аптскими и нижнеальбскими осадками.

В позднем барреме — апте — начале альба площадь бассейна несколько расширилась и море проникло в ложбины и депрессии, промытые во время раннебарремских поднятий. Затоплены были Салгирская и Куртлукская котловины, ложбины на месте Варнаутской и Байдарской долин и ряд депрессий в районе Старого Крыма и Балаклавы, где баррем-аптские глины лежат на титонских отложениях. В это же время почти весь равнинный Крым покрыло море. Регрессия в среднем альбе, очевидно, была связана с началом восходящих движений в Горном Крыму, которые вскоре привели к его поднятию. Предпозднеальбские поднятия являются третьей в истории Горного Крыма эпохой, когда он весь или почти весь оказался приподнятым выше уровня моря. В равнинном Крыму с эпохой тектонических движений перед поздним альбом связано возникновение или оживление крупных разломов, вдоль которых начались проявления достаточно интенсивной позднеальбской вулканической деятельности. Разломы образовались, видимо, на юге Каркинитской впадины, вдоль Тарханкутского вала, а также на юге Сивашской впадины, близ Джанкоя. Шли движения и по разломам, ограничивающим Новоселовское поднятие и, возможно, Донузлавско-Войковский грабен. Таким образом, предпозднеальбская эпоха была важным этапом формирования структур равнинного и Горного Крыма.

Ко времени начала трансгрессии позднего альба и сеномана основные структурные элементы внутренней части Горного Крыма уже сформировались. Отложения, связанные с только что упомянутой трансгрессией, несогласно их перекрывают.

В результате общего предверхнеальбского поднятия Юго-Западный и Восточнокрымский прогибы превратились в обширные синклинии, сложенные мелкими складками и изгибами слоев.

С этого времени только что возникшие складчатые формы и более древние, начиная с остатков верхнелейасовых антиклинальных поднятий, вошли в структуру внутренней части массива Горного Крыма. Рост его как единого поднятия, начиная с конца альба или начала позднего мела, в результате объединения ряда добайосских частных поднятий привел к превращению их в ядро большой геоантиклинали Горного Крыма. Поднятия середины альба можно считать началом поздней стадии геосинклинального этапа развития Горного Крыма, продолжавшейся с конца альба до конца палеогена. В эту стадию на месте геосинклинального прогиба складывается крупное и постепенно растущее поднятие Горного Крыма с образованием на его месте в рельефе земной поверхности обширного Таврического острова.

Тектонические движения приводили попеременно Крымское поднятие то к некоторому погружению и к трансгрессии моря по его краям,

то к сильному воздыманию над уровнем моря (рис. 69). На фоне этих вертикальных движений земной коры протекал процесс постепенного, хотя и скачкообразного разрастания площади геоантиклинали. Происходил ее постепенный подъем и расширение.

Сооружение Горного Крыма, поднятое в эпоху среднеальбской регрессии, сначала было захвачено опусканиями по периферии в конце альба. В результате позднеальбское море образовало ингрессии, внедрившись с севера в глубокие ложбины — Салгирскую, Мангушскую, Зуйскую и другие, образованные эрозией в эпоху регрессии. Опускания, с которыми, очевидно, связана здесь трансгрессия среднего и позднего альба, захватили и край Горного Крыма.

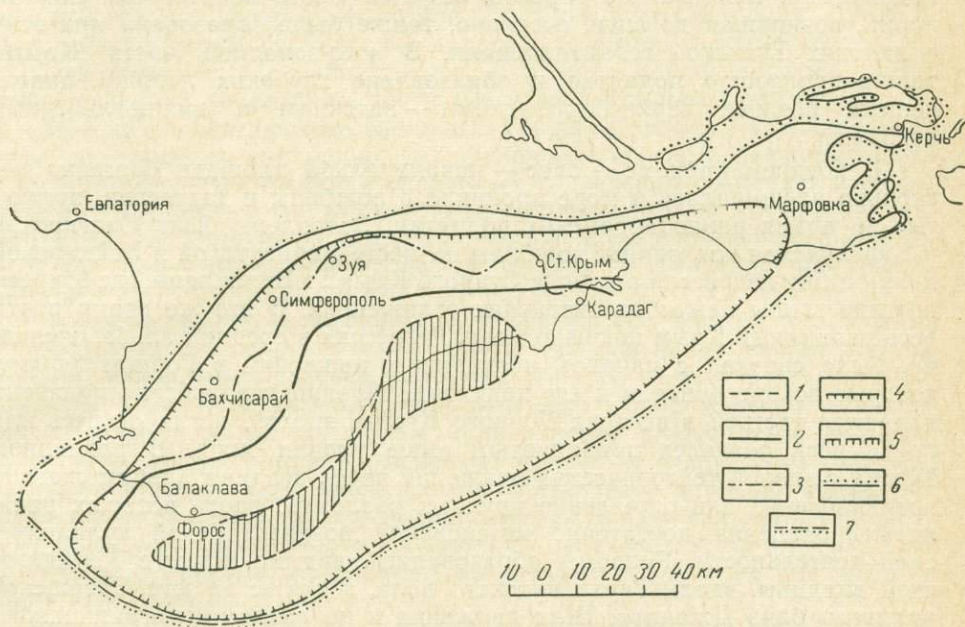


Рис. 69. Развитие трансгрессий с позднего мела до неогена в Горном Крыму. Предполагаемые границы поднятой выше уровня моря части Крымской геоантиклинали: 1 — в туроне; 2 — в позднем маастрихте; 3 — в среднем миоцене; 4 — в чокраке; 5 — то же, под современным уровнем моря; 6 — в понте; 7 — то же, под современным уровнем моря

Дальнейшие опускания, развивавшиеся в эпоху отложения сеноманских и туронских слоев, охватили равнинный и Горный Крым, привели к захвату трансгрессией уже значительной полосы северного края поднятия Горного Крыма. Трансгрессивное залегание туронских отложений свидетельствует о продолжении опусканий и в туронский век и, следовательно, о дальнейшем развитии трансгрессии к югу. Но и в эту эпоху, когда наибольшая площадь Горного Крыма была захвачена опусканиями и погрузилась под уровень моря, на юге его имелись значительные области размыва, с которыми связаны брекчии и конгломераты из перемытых нижнемеловых пород среди туронских отложений. Таким образом, уже в эту эпоху наметилось общее сводообразное строение Горного Крыма; периферия его была захвачена трансгрессией, а наиболее возвышенная осевая часть оставалась приподнятой.

По всей вероятности, в эту область, выступавшую из-под уровня моря в виде острова, входили как составные части Туакский и Леменско-Ялтинский антиклинории вместе с разделяющим их пространством центральной части Горного Крыма. В это пространство входит район Чатырдага, Алушты, Гурзуфа и прилегавшая к нему часть, ныне опущенная под уровень Черного моря.

Внутреннее приподнятое ядро имело сложную структуру. Из-за кулисообразного расположения Туакского и Форосского поднятий оно, вероятно, было изогнуто в виде буквы S, как изогнут и до настоящего времени Горный Крым (см. рис. 69).

В конце коньякского времени геоантиклиналь Горного Крыма испытала поднятие. Оно отражается в перерыве в отложении осадков между коньяком и сантоном, в трансгрессивном залегании слоев сантона — кампана и в следах слабой эрозии в их основании, что наиболее проявлялось по краю Симферопольского поднятия.

После короткого поднятия Горного Крыма снова продолжалось его опускание. Трансгрессивное залегание осадков сантона, кампана и маастрихта на подстилающих породах свидетельствует о постепенном развитии новых погружений.

Максимум трансгрессии и, следовательно, опусканий падает на эпоху кампана или начало маастрихта. Со второй половины маастрихтского времени сооружение Горного Крыма испытывает новый подъем. Наибольшее поднятие происходит в конце маастрихта или в датское время, когда формируются мелководные фации этих горизонтов со следами местных размывов. В связи с подъемом в это время площадь Таврического острова сильно расширяется.

После поднятий конца позднего мела происходит новое опускание Горного Крыма в палеоцене. Оно сказывается сильно лишь в области современной восточной оконечности Горного Крыма и на западе по краю Альминской впадины. Опускание сменяется общими крупными поднятиями в конце палеоцена, которые обусловили перерыв в накоплении осадков, отделяющий позднемеловую — палеоценовую фазу от следующей эоцен-олигоценовой фазы развития Крыма.

Особенно крупными были эти поднятия в районе Симферополя, где происходит изгиб современного крыла мегантиклинория, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание здесь эоцена на разные горизонты мела вплоть до альба и готерива. Как показывает угловое несогласие между верхним мелом и эоценом, полоса верхнемеловых отложений современной Предгорной гряды, будучи захвачена этими поднятиями, причленилась к геоантиклинали Горного Крыма. При последующих опусканиях она вела себя как край геоантиклинали, который хотя и был охвачен эоценовой трансгрессией, но не являлся уже областью крупных опусканий. Последняя оказалась смещенной к северу.

Таким образом, в результате предэоценовых поднятий площадь геоантиклинали Горного Крыма на севере значительно расширилась.

Начало следующей фазы развития связано с крупными опусканиями Горного Крыма, обусловившими эоценовую трансгрессию.

В среднем и позднем эоцене лишь центральная часть Крымского горного поднятия не была покрыта водами моря. На востоке вся область, охватывающая современный Керченский полуостров и равнинный Крым, находилась под уровнем моря. Максимум опусканий был в позднем эоцене.

На рубеже эоцена и олигоцена происходит поднятие Горного Крыма, обуславливающее формирование нижнемайкопских песчаников и песков. По периферии Горного Крыма несомненно в это время был перерыв в накоплении осадков, но следы его отсутствуют, так как прибрежные фации верхнего эоцена и олигоцена не сохранились, а севернее во впадинах перерыв не проявился. Во все время отложения глин майкопской серии Горный Крым, вероятно, испытывал слабое восходящее движение, обусловившее постоянное проявление денудации и вынос в морской бассейн илестого материала.

Заключительный этап геосинклиналичного развития. *Образование мегантиклинория Горного Крыма.* Начало заключительного или орогенного

этапа развития Горного Крыма связано с крупными поднятиями, которые стали проявляться в конце олигоцена — начале миоцена. Они привели к резкому расширению площади Горного Крыма. Все области предгорий и Внешней гряды в это время причленились к нему.

Предсреднемиоценовые поднятия захватили и большую часть современного Керченского полуострова, до этого являвшуюся областью прогибания и накопления осадков. Кроме всей современной Юго-Западной равнины, были приподняты и участки северной и восточной частей полуострова. Геоантиклинальное поднятие сильно расширилось, таким образом, не только в ширину к северу, но и в продольном направлении к востоку (см. рис. 69).

Вместе с тем здесь происходило образование систем узких сжатых складок в майкопских глинах Керченского полуострова, которые имеют досреднемиоценовый возраст. Поднятие Горного Крыма приобрело в это время уже структуру крупного мегантиклинория. Он выступал из-под уровня моря в виде обширного Таврического острова. Его поднятие сопровождалось образованием системы разломов — сбросов, которые секут северное крыло мегантиклинория в районе Белогорска и Феодосии. Сбросы эти образовались до среднего миоцена, так как не затрагивают миоценовых отложений, разбивая все нижележащие слои вплоть до майкопской серии.

После крупных поднятий начала миоцена была фаза значительных опусканий мегантиклинория, обусловившая среднемиоценовую трансгрессию, без перерыва сменяющуюся сарматской. Трансгрессией было перекрыто северное крыло мегантиклинория, его восточная оконечность и часть ядра антиклинория Юго-Западной равнины.

Последовательное трансгрессивное залегание чокракских, караганских, конкских и нижнесарматских отложений указывает на постепенное опускание Горного Крыма. Максимум опусканий совпадает, очевидно, с периодом наибольшего проникновения трансгрессии к югу, т. е. со временем нижнего сармата. В это время Таврический остров сократился до размеров современной наиболее возвышенной части Крымских гор, вероятно, вместе с прилегающей с юга полосой, ныне не сохранившейся (см. рис. 69).

С середины миоцена начинается интенсивное опускание Индоло-Кубанского краевого прогиба, в котором накапливается мощная толща осадков. Этот прогиб, судя по мощности майкопской серии, намечился уже в середине олигоцена. Он образовался перед краем восточной части мегантиклинория Горного Крыма и западной части мегантиклинория Кавказа в связи с их ростом. В это же время в пределах Горного Крыма стали закладываться древнейшие элементы его рельефа.

Со среднего сармата начинается процесс нового подъема Горного Крыма. В конце среднего или начале позднего сармата он вместе с прилегающей частью Альминской и Индоло-Кубанской впадины и Тарханкутским валом оказывается приподнятым выше уровня моря. Это привело к соединению Таврического острова на относительно короткий срок с сушей материка Южной Украины. В это время, очевидно, оттуда и проникли в Крым гиппарионы и другие степные животные, остатки которых были описаны А. А. Борисяком из сарматских отложений Севастополя. Появление севастопольской фауны позвоночных, обитавших на обширных равнинных пространствах, легко связать с полным отступанием моря из области степного Крыма в конце сармата. После отступления сарматского моря в горной части Крыма началось образование древней речной сети и продолжалось формирование древнейших элементов его рельефа.

В области Керченского полуострова в эпоху предэотических поднятий было закончено образование всех основных складчатых структур. Об этом свидетельствует несогласное налегание эотиса на сарматские

и среднемиоценовые породы, участвующие в строении складок (см. рис. 62). Складки существовали уже в эпоху среднего сармата, на что указывает отмеченное выше распределение винкуляриевых рифов по периферии антиклиналей в восточной части Керченского полуострова и исчезновение их в сторону мульд. Рост складок происходил постепенно, и перед мэотической трансгрессией они были уже в основном сформированы. Выше уже было отмечено, что рост складок Керченского полуострова, начиная с среднего миоцена, сопровождался интенсивной деятельностью грязевых сопок, причем накопление сопочной грязи происходило в отдельных глубоких, но небольших прогибах, осложняющих строение многих антиклиналей полуострова. В этих вдавленных синклинальных прогибах морские отложения среднего миоцена и сармата чередуются с накоплениями продуктов извержения грязевых сопок.

В мэотисе произошло новое опускание мегантиклинория Горного Крыма, которое прежде всего проявилось на его восточной окраине, по периферии Керченского полуострова. Опускание развивалось медленно, и море постепенно захватывало все большую площадь. В середине мэотического времени опускание привело к распространению трансгрессии на северный край мегантиклинория. Горная часть Крыма снова превратилась в остров. Последний имел значительно более обширные размеры, чем в сарматское время, так как мэотическое море не проникало далее предгорий.

На Керченском полуострове в синклиналях сарматское море без перерыва сменилось мэотическим. Но в антиклинальных зонах море трансгрессировало, и мэотические осадки с разрывом перекрывают крылья складчатых структур, сложенных сарматом и средним миоценом. Многие антиклинали в течение мэотического века поднимались и были островами, окруженными кольцом мшанковых рифов наподобие современных атоллов (рис. 70).

В конце мэотиса опускание довольно быстро сменилось новыми поднятиями предпонтического времени, которые сказались в подъеме не только северного края мегантиклинория, но и его восточного окончания. В связи с ними антиклинали Керченского полуострова были приподняты выше уровня моря и лишь в глубоких синклиналях продолжалось непрерывное накопление морских осадков. Так же прогибалась Индоло-Кубанская впадина, в которой накапливалась непрерывная толща сарматских и мэотических отложений.

Поднятия перед понтотом вряд ли были длительными и значительными. Опускания следующего этапа, с которыми связано формирование понтических отложений, были также сравнительно небольшими. Многие антиклинали на Керченском полуострове даже не погрузились под уровень моря. Понтические слои трансгрессивно перекрывают только их крылья. Как показывает распределение фаций понтических отложений,

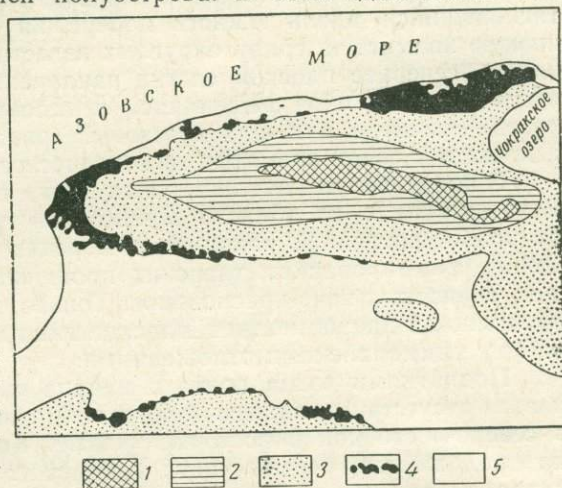


Рис. 70. Схема расположения мэотических рифов вокруг Каралярской антиклинали на Керченском полуострове по А. Д. Архангельскому, А. А. Блохину, В. В. Мегнеру, С. С. Осипову, М. И. Соколову и К. Р. Чепикову). 1 — майкопская серия; 2 — средний миоцен; 3 — сармат; 4 — гряда мэотических рифов; 5 — плиоценовые отложения Керченской синклинали

более значительно это опускание сказалось в северной и юго-восточной частях Керченского полуострова, т. е. по крыльям восточного погружения мегантиклинория Горного Крыма (см. рис. 54).

В пределах северного крыла горной части Крыма опускание проявилось слабо. Понтическая трансгрессия проникла здесь только на северную окраину современной Внешней гряды, где понтические осадки с размывом ложатся на мэотические.

Наметившаяся в Горном Крыму во время позднесарматских поднятий речная сеть в мэотисе и понте, вероятно, продолжала слабо разрабатываться. Но вообще Таврический остров в это время по рельефу совершенно не был похож на современный Горный Крым. Кряж, протягивавшийся вдоль южного побережья острова, представлял собой низкую холмистую гряду округлых известняковых вершин, которая сменялась севернее плоской слегка наклоненной поверхностью предгорий, вдоль которых едва выделялись невысокие асимметричные возвышенности — зачатки будущих куэстовых гряд; их пологие длинные северные склоны омывались водами мэотического и понтического морей.

В конце понта началась новая эпоха поднятий, вследствие которых море отступило из области Предгорной гряды. В пределах склонов и подножий последней накопление морских понтических отложений сменялось формированием таврских пролювиальных отложений, включающих горизонты почв-красноземов. Только в Индоло-Кубанской впадине продолжали накапливаться морские глины, сменяющиеся без перерыва кверху киммерийскими отложениями.

Поднятиями конца понта и начала киммерийского времени объясняется отсутствие нижнего (азовского) горизонта киммерийского яруса в северо-восточной и восточной частях Керченского полуострова, т. е. на продолжении осевой части Крымского мегантиклинория. Эти поднятия сменились затем опусканиями, приведшими к трансгрессии киммерийского бассейна по периферии мульд Керченского полуострова, которые выполняют киммерийские отложения. В начале куяльницкого времени снова был краткий перерыв, после которого вновь продолжались опускания, вызвав трансгрессию куяльницкого и акчагыльского моря по краям синклиналей Керченского полуострова и Индоло-Кубанского прогиба. Последний продолжал прогибаться и заполнялся осадками куяльницкого и акчагыльского бассейна. Акчагыльский морской бассейн занимал, видимо, всю Индоло-Кубанскую впадину и соединялся с бассейном, занимавшим Каспийскую котловину. Однако в Черноморском бассейне нет осадков акчагыльского моря. Им соответствуют там осадки гурийского бассейна, содержащие совершенно другую, озерную по характеру, фауну. Поэтому можно считать, что Керченский и Таманский полуострова, поднятые в верхнем плиocene выше уровня моря, отделяли акчагыльское море на севере от гурийского озера, занимавшего место Черного моря.

Таким образом, со второй половины понтического века Крымский мегантиклинорий начал испытывать поднятие, продолжавшееся, перемежаясь с кратковременным погружением киммерийского времени и куяльницко-акчагыльского, до конца плицена. В ослабленном виде поднятие проявилось и в восточной оконечности мегантиклинория на Керченском и Таманском полуостровах. Очень вероятно, что одновременно с началом поднятий в конце понтического века или, быть может, несколько ранее, в конце миоцена, в южном крыле антиклинальной структуры Горного Крыма начался процесс погружения его под уровень Черного моря.

Весьма мелководный характер киммерийских осадков на дне Черного моря, к югу от Рыбачьего, Судака и Феодосии, в области континентального склона, указывает, что в эту эпоху здесь располагался шельф, прикрытый мелким морем. А севернее, в области современного

шельфа, была, вероятно, еще суша. Таким образом, область теперешней материковой отмели в киммерийское время и тем более в конце понта составляла еще часть Горного Крыма, где, возможно, выступали на поверхность древние породы ядра Крымского антиклинального сооружения. Их погружение под уровень моря началось только после позднего понта и, в соответствии с выводами А. Д. Архангельского, абразия и опускания развивались у берегов Крыма в основном во второй половине плиоцена. В начале четвертичного периода в чаудинское время в районе Феодосийского залива абразия проникла до современной береговой линии в районе мыса Чауда, где сохранились осадки чаудинской морской террасы. Здесь море достигло уже в начале четвертичного времени осевой части Крымского антиклинального сооружения.

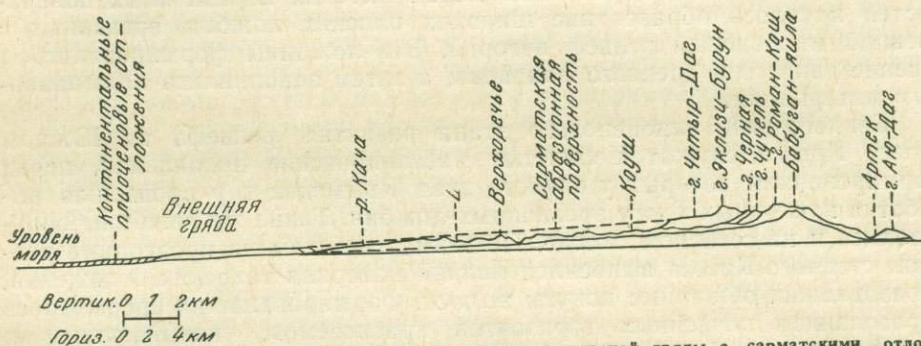


Рис. 71. Взаимоотношения нижнего абразионного уровня главной гряды с сарматскими отложениями предгорий (по М. В. Муратову и Н. И. Николаеву)

Таким образом, очень вероятно, что до понтического века мегантиклинорий Горного Крыма был представлен полностью и обладал хорошо выраженными двумя крыльями — северным и южным. Возможно, что в его ядре, к югу от современных берегов Крыма, выступали на поверхность палеозойские породы, и в том числе гранитные массивы. В течение плиоцена и четвертичного периода южная половина мегантиклинория в связи с расширением глубокой котловины, занятой Черным морем, опустилась ниже уровня вод. Основная часть Горного Крыма и Керченский полуостров были покрыты морем лишь незначительно по крайней периферии.

История формирования рельефа. Формирование рельефа в Горном Крыму началось сразу после выхода его из-под уровня моря. Как уже упомянуто выше, наиболее древними реликтами рельефа являются самые высокие вершины Крымских гор, имеющие досарматский, скорее всего раннемиоценовый возраст.

Плоские и слегка наклоненные к северу более низкие плато Яйлы представляют собой поверхности, выработанные морской абразией. Море срезало их в результате трансгрессии, развивавшейся достаточно длительное время. Рассматривая характер сглаженного рельефа нижних плато, очень слабо расчлененных эрозией и сnivelированных до общего уровня, постепенно снижающегося к северу, соотношения их высоты и характера наклона с высотой и наклоном среднемиоценовых и сарматских отложений предгорной Внешней гряды, можно считать, что поверхность этих плато продолжается на север в виде поверхности основания сарматских или среднемиоценовых отложений Предгорной гряды, хотя они разобщены сейчас размывом. Такое предположение подтверждается геоморфологическим профилем (рис. 71), который показывает, что эти поверхности действительно продолжают одна другую.

После того как сарматское море отступило, оставленные им рыхлые отложения были быстро смыты с поверхности выработанных морем плато. Поверхность известняковых плато стала размываться реками, которые, врезаясь, делили их на отдельные части. В это же время начались процессы образования карста. В настоящее время всхолмленная поверхность известняковых вершин Горного Крыма изрыта многочисленными карстовыми воронками. Некоторые воронки сливаются между собой, превращаясь в поля. Известняки сверху испещрены каррами, а в понижениях и воронках иногда покрыты красноземами, образовавшимися в результате растворения известняков. Все эти карстовые явления чрезвычайно типичны для известняковых массивов Крыма. Как показал Д. С. Соколов, следует иметь в виду, что такое широкое их развитие связано с большой длительностью карстового процесса, который, как видно, идет здесь с конца миоцена до наших дней.

После выработки сарматским морем плоских абразионных поверхностей началось образование широких плоских ложбин, врезанных в древний миоценовый рельеф нагорий. Эти ложбины формировались в течение раннего и среднего плиоцена, а затем заполнились аллювиальным материалом.

Свидетелями плиоценового этапа развития рельефа на Южном берегу Крыма служат щербистые массандровские накопления, перед формированием которых у южного края Крымских гор произошла выработка наклонных к югу эрозионных ложбин. Такие же ложбины образовались и на северном склоне. По этим ложбинам на предгорные равнины степного Крыма выносился мелкий материал таврских отложений, образовавших обширные конусы выноса. Формирование их прерывалось образованием почвенных горизонтов красноземов, указывающих на достаточно теплый переменный влажный климат времени образования этих отложений.

Эпохе формирования таврского горизонта и массандровских отложений в Крыму соответствовало время отложения киммерийских слоев на дне Черного моря и на Керченском полуострове. Климатические условия, благоприятные для образования красноземов, способствовали выносу железистых соединений в море и накоплению их в заливах и бухтах в виде значительного слоя бурого железняка.

После киммерийского века в позднем плиоцене началась эпоха значительного поднятия Горного Крыма, которая продолжалась в течение всего четвертичного периода и привела к образованию глубокой и расчлененной современной речной сети Горного Крыма. Формирование этой эрозионной сети началось с конца плиоцена, когда поднятия привели к образованию ряда поперечных долин и выносу галечников нынешней шестой — Кизылджарской — террасы на предгорную равнину.

Поднятие конца плиоцена и четвертичного периода имело в целом сводовый характер, но шло несколько несимметрично: более сильно — в полосе гор, прилегающей к Южному берегу, и более слабо — в северных предгорьях. Суммарный итог поднятия Главной гряды с конца сарматского времени до наших дней составляет примерно 1000 м. Это величина, на которую в настоящее время поднята над уровнем моря абразионная поверхность нагорий, выработанная сарматским морем, т. е. образовавшаяся примерно 10—12 млн. лет тому назад.

Одновременно с развитием современного глубокого расчленения рельефа Крыма, происходившего на фоне общего сводового поднятия его горной части, возникла террасированность этого рельефа — образовалась система описанных выше речных террас и делювиально-пролювиальных террасовых уровней в речных долинах. Все поверхности речных террас в Крыму сливаются с поверхностями морских (и озерных) террас Черноморского бассейна. Образование их связано с эпохами высокого положения уровня бассейна (трансгрессиями). Наобо-

рот, уступы и размыв террас, врезание речных долин связано с эпохами регрессий Черноморского бассейна.

Наиболее древние террасовые уровни: кызылджарский (шестой), булганакский (пятый) — образуют обширные поверхности и широкие плоские водоразделы между поперечными долинами в предгорьях северного склона Крымских гор. Эти поверхности значительно снижаются к северу и северо-западу. Так, высота булганакского уровня над долиной близ Симферополя достигает 80—100 м, а на побережье, у Николаевки, снижается до 8—15 м.

Так же снижаются плоские водоразделы поперечных долин на южном склоне, соответствующие этим террасам, и останцы террас, как, например, остатки пятой (булганакской) террасы в окрестностях Судакка и в заливе Чалка. Однако и террасы, и соответствующие им водораздельные гребни подрезаны морской абразией и сохраняют близ моря значительную высоту. Это свидетельствует о том, что в эпоху формирования кызылджарского и булганакского уровней, т. е. в конце плиоцена и начале четвертичного периода, береговая линия на южном побережье Крыма отстояла далеко к югу от современной.

Значительно снижается также по всем долинам северного склона поверхности четвертой (Манджильской) террасы, а также останцы ее, сохранившиеся по долинам южного склона (Алуштинская, Судакская долины и другие).

Поверхности судакского (третьего) уровня террас, как это видно по рекам Альме, Салгиру и Индолу, на северном склоне практически не снижаются. На южном склоне они сильно снижаются по долине Учан-Су у Ялты и Алуштинской долине.

Приведенные данные свидетельствуют о значительной величине новейших поднятий Горного Крыма в эпоху образования более древних террас. Поднятия происходили вплоть до времени формирования уступа Манджильской (древнеэвксинской) террасы, т. е., очевидно, до риссой эпохи плейстоцена. Различие в величине снижения поверхности более молодой — Судакской — террасы (соответствующей карангату) на северном и южном склонах свидетельствует скорее всего о дифференциальных движениях в полосе Южного берега.

В то же время формирование рельефа, образование морских и речных террас и пролювиально-делювиальных уровней в Крыму было связано со значительными колебаниями уровня Черноморского бассейна в конце плиоцена и четвертичном периоде. В этом отношении характерна форма древних ложбин, включающих Манджильскую и Судакскую террасы (см. рис. 49). Они были неглубоко врезаны и имели при этом широкое плоское дно. Такая форма ложбин позволяет связать их образование с быстрым, но кратковременным изменением уровня моря, а не с поднятием Горного Крыма, которое должно было бы сопровождаться длительным врезанием речной сети. Особенно ярко проявляется эта роль изменения базиса эрозии в тесной связи сильного переуглубления позднечетвертичных долин с новозэвксинской регрессией Черного моря и с последующим заполнением этих долин отложениями Садовой террасы в ходе древнечерноморской трансгрессии.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что развитие рельефа и формирование отложений в четвертичном периоде в Горном Крыму происходило на фоне двух процессов. С одной стороны, шло медленное сводовое, но несимметричное поднятие Горного Крыма, наиболее сильное в полосе Главной гряды вдоль Южного берега. С другой — происходили колебания уровня Черноморского бассейна, вызванные изменением уровня Мирового океана, а также притоком избыточных талых ледниковых вод в Черное море. Террасированность речных долин и детали строения речной сети обусловлены не сводовым поднятием Крымских гор, а колебаниями уровня моря.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КРЫМА

Наиболее важными полезными ископаемыми на территории Крыма являются железные руды Керченского полуострова, горючие газы, нефть равнинного Крыма и соли в водах соляных озер и Сиваша. Очень богат также Крым различными видами минеральных строительных материалов, многие из которых вывозятся за его пределы.

Другие виды минерального сырья, как ископаемый уголь, руды цветных и драгоценных металлов, а также неметаллические ископаемые (сера, фосфориты и др.) в Крыму представлены лишь проявлениями, имеющими минералогический интерес.

Железные руды

Железные руды на Керченском полуострове залегают в виде пласта мощностью до 8—12 м среди морских отложений киммерийского яруса среднего плиоцена. Они вместе с другими плиоценовыми отложениями заполняют отдельные плоские синклинали (мульды).

Наиболее хорошо разведанными мульдами являются Камышбурунская, Эльтиген-Ортельская, Керченская, Кыз-Аульская. Всего известно девять мульд, заполненных железорудными отложениями. Добыча руды ведется в Камышбурунском и Эльтиген-Ортельском месторождениях. Руда представлена тремя разновидностями. По периферии мульды преобладают рыхлые коричневато-бурые руды, состоящие из оолитов и конкреций размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике, залегающих в железисто-глинистой цементирующей массе. Оолиты и конкреции состоят из лимонита ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) и гидрогётита ($3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). В центральных частях мульды преобладают более плотные руды, состоящие из более мелких оолитовых зерен такого же состава, гидросиликатов железа и сидерита, которые играют роль цемента. Эта руда имеет характерный зеленоватый оттенок и получила название «табачной». Кроме того, среди коричневой и табачной руды встречаются линзы и прослой рыхлой рассыпчатой так называемой «икряной» руды, состоящей из нецементированных оолитовых зерен, в которых наблюдается повышенное содержание гидроокислов марганца.

Керченские руды содержат от 33 до 40% железа. Они, таким образом, являются бедными, однако условия залегания, позволяющие вести их добычу карьерами, и относительная легкоплавкость обуславливают их высокую промышленную ценность. Кроме того, они содержат примесь марганца (до 2% в Камышбурунской мульде), который является легирующим металлом, улучшающим свойства стали, получаемой из этих руд.

Таблица 5

Место взятия сидерита	CO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Нераствор. остаток	Органическое вещество	Примечание
Гора Шелудивая (Бахчисарайский район)	33,95	39,69	1,21	0,10	3,80	2,95	17,84	0,5	Данные получены в лаборат. Крымск. науч.-иссл. ин-та в 1930 г. В. Ратинским
Окрестности Алушты	28,98	46,32	—	0,01	0,06	0,03	24,60	—	Данные получены в лаборат. Крымск. пед. ин-та в 1933 г. З. Шмидт

Руды содержат примесь глинистых частиц, фосфатов (вивианит), барита, а также крупные раковины морских моллюсков (*Dreissensia*, *Didacna*, *Paradacna*, *Valenciennesia* и др.).

Руды накопились на дне неглубоких заливов и проливов между островами морского бассейна киммерийского века. Соединения железа выносились водными потоками с окружающих берегов в условиях жаркого климата, когда процессы выветривания и почвообразования приводили к образованию красноцветных почв-красноземов.

Кроме перечисленных руд, в Горном Крыму в нижнеюрских отложениях известны прослойки и конкреции глинистых сидеритов. Промышленного значения они не имеют из-за незначительного общего их содержания в породе. Химический состав их (в %) приведен в табл. 5.

Бокситы

В 1962 г. на северном склоне Главной гряды, в районе гор Базман-Кермен сотрудниками Института минеральных ресурсов АН УССР были обнаружены образцы бокситов, химические анализы которых показали высокое содержание (до 43—54%) глинозема.

В результате работ Крымской комплексной геологической экспедиции, проведенной совместно с сотрудниками МГРИ, было установлено, что бокситоносная порода залегает в основании пестроцветной толщи верхнего титона — нижнего валанжина, лежащей несогласно на пелитоморфных массивно-слоистых известняках оксфорда. Боксит имеет оолитовую структуру и состоит из бобовин, сцементированных плотной глинистой массой красно-бурого цвета. Нижний пласт оолитов в основании толщи имеет непостоянную мощность от 0 до 15 м и выполняет карстовые неровности рельефа оксфордских известняков. Выше по разрезу пестроцветная толща состоит из переслаивания обломочных красных известняков с включением бокситовых бобовин и тонких прослоев бокситов, известковистых конгломератов, мелкообломочных известняков, глинистых песчаников и кварцевых гравелитов. Мощность продуктивной толщи с прослоями бокситов и включениями отдельных бобовин достигает 25—40 м, включая нижний наиболее мощный пласт бокситов.

Пестроцветная толща совместно с подстилающей толщей известняков оксфорда образует синклинальную структуру, ориентированную в пределах массива Базман-Кермен в меридиональном направлении и оборванную с запада сбросом того же простирания. Выходы основания пестроцветной толщи с горизонтами бокситовой породы наблюдаются на восточном крыле структуры. Общая площадь распространения продуктивной толщи составляет примерно 1,8 км².

Кроме участка Базман-Кермен, перспективными для выявления бокситовых залежей являются районы в пределах северного склона Главной гряды (горы Кутор-Богаз, Чернореченское) — на участках трансгрессивного налегания титонских известняков на рифогенные оксфордские известняки.

Ртутные руды и руды других металлов

В последние годы в Горном Крыму были выявлены вкрапления и небольшие прожилки киновари среди пород таврической серии и средней юры, в частности среди туфолавовых пород. Рудные прожилки и вкрапленность приурочены, как правило, к зонам дробления и разломов среди таврических и среднеюрских пород. Проявления киновари известны в долине Малого Салгира близ Симферополя, в районе Ангарского перевала и других местах. Они были изучены, но промышленных залежей пока не было обнаружено.

Руды других металлов, среди которых можно указать цинковую обманку, гренокит (кадмиевая обманка) и свинцовый блеск, а также малахит, встречающиеся изредка в Крыму, имеют лишь минералогический интерес. Они присутствуют в виде отдельных вкрапленников или образуют жилки в трещинах изверженных пород Аюдага, Тотайкойского массива (у Симферополя) и других местах.

Каменный уголь

Угольные ресурсы Крыма очень малы и не имеют особых перспектив для расширения.

Небольшие прослойки, включения и гнезда угля среди среднеюрских отложений в горной части Крыма встречаются довольно часто. Однако промышленное месторождение известно только одно — Бешуйское. Оно расположено на северном склоне Главной гряды, в верховьях р. Качи. В нижней части разреза средней юры в отложениях, относящихся к нижнему байосу, среди песчаников и глинистых пород здесь известны пласты угля рабочей мощности. Угли содержат значительное количество золы и поэтому не являются высококачественными. Интересны в них включения особого смолистого угля «гагата», образовавшегося из стволов хвойных растений. Месторождение имеет небольшое, чисто местное значение. Разработка его производилась периодически в небольшом масштабе с помощью штолен и шахт.

Нефть и горючие газы

Месторождения нефти на Керченском полуострове известны очень давно (с 70-х годов прошлого столетия) и эксплуатировались частными предпринимателями еще в дореволюционные годы. Однако детально изучены нефтяные месторождения только после революции, а настоящая разведка и эксплуатация их начаты после Великой Отечественной войны, в самые последние годы*. Нефть залегаёт в олигоценовых (майкопских) и среднемиоценовых песках и песчаниках Керченского полуострова и приурочена к многим антиклинальным складкам. Добыча ее в очень небольшом количестве производится с 1896 г. на Приозерном (Чонгелекском) месторождении, близ берега Керченского пролива. Нефть залегаёт здесь на глубине свыше 500 м в осевой части антиклинали, в слоях среднего миоцена. При разведочных работах нефть встречена и в других антиклиналях Керченского полуострова.

В частности, было открыто Мошкаревское месторождение восточнее Феодосии с небольшой промышленной добычей нефти из майкопских отложений (керлеутский горизонт). Быстро иссякший фонтан нефти ударил в 1956 г. близ Владиславовки из майкопской серии.

В последние годы начались усиленные поисковые и разведочные работы на нефть и горючие газы в равнинном Крыму. В частности, после 1955 г. бурением были разведаны многие антиклинали Тарханкутского вала и района Джанкоя. Из многих скважин на Оленевской, Октябрьской, Глебовской, Задорненской антиклиналях был получен горючий газ. Газоносными оказались трещиноватые палеоценовые известковистые мергели и песчаники. На Глебовской антиклинали залежи газа были оконтурены, подсчитаны их запасы и начато их освоение. С 1965 г. по газопроводу газ подается в Симферополь. На Октябрьской антиклинали скважины дали газ и нефть из отложений альба с глубины около 2700—2900 м. Позднее выбросы и фонтаны горючего газа были получены скважинами и в восточной части равнинного Крыма — на Джанкойском поднятии и в районе с. Стрелкового на Арабатской стрелке. Здесь газ связан с песчаными горизонтами в майкопской серии.

* Эти работы проводит «Крымнефтегазразведка».

Равнинный Крым, особенно Тарханкутский вал и Керченский полуостров являются перспективными для выявления новых промышленных месторождений газа и нефти.

Соли и лечебные грязи

По берегам равнинного Крыма и Керченского полуострова расположены многочисленные соляные озера. Наиболее известными являются Сакское и Сасык-Сивашское близ Евпатории, озера Перекопской группы на севере Крыма и ряд озер — Чокракское, Тобечикское, Узунларское и другие — на Керченском полуострове. Все они представляют соляные озера с различной концентрацией солей. Кроме них, громадные запасы солей находятся в растворенном состоянии в Сиваше. Концентрация солей в нем повышенная и вместе с тем меняющаяся в разных частях залива в зависимости от времени года, дождей, нагона воды через пролив и других причин.

Крымские соляные озера являются естественным источником для добычи разнообразных солей, среди которых основную роль играет хлористый натрий, поваренная соль.

Некоторые соляные озера богаты целебной грязью, широко используемой в Евпатории и в других местах для лечебных целей. Грязи — это тонкие донные илы, отложившиеся в условиях соляного озера и обычно обогащенные органическим веществом, придающим им черный цвет, и обладающие запахом сероводорода. Наиболее известны лечебные грязи Сакского и Мойнакского озер близ Евпатории, используемых для лечения ревматизма, радикулита и многих других болезней.

Строительные материалы и другие полезные ископаемые

Крымский полуостров очень богат разнообразными видами естественных строительных материалов и в этом отношении может служить сырьевой базой для развития промышленности строительных материалов. Некоторые их виды имеют очень важное значение и почти не встречаются в других частях Советского Союза.

Изверженные породы. Изверженные породы благодаря своей большой механической прочности являются ценным материалом для мощения дорог: в виде щебня для шоссе или брусчатки для мостовых в городах. Большинство небольших интрузивных массивов и более крупных лакколитов более или менее широко эксплуатируются. Некоторые из них даже уже целиком разработаны. Особенно развита добыча у Симферополя и на Южном берегу Крыма. Здесь близ Фрунзе диорит добывался для изготовления лестничных ступеней и облицовочных плит.

Среди изверженных пород особо следует отметить трассы — кислые вулканические породы, слагающие часть главной вершины Карадага. Трассы использовались в размолотом виде в качестве добавки к цементу, чрезвычайно улучшая его свойства.

Гравий и песок прибрежных морских пляжей и кос используется в качестве балластного материала при строительстве шоссе и железных дорог и для других целей. Пески евпаторийского пляжа, в частности, шли на строительство Днепрогэса.

Песчаники из таврической серии, среднеюрских и других отложений служат повсеместно в качестве дешевого бутового строительного камня, из которого сооружены многие сельские здания в Горном Крыму.

Глины. Нижнемеловые глины, отличающиеся тонкостью своего состава и большой пластичностью, являются превосходным материалом для изготовления строительного кирпича и кровельной черепицы. Они используются с этими целями во многих местах — у Феодосии, Старого

Крыма, Балаклавы, Симферополя и т. д. Используются местами также и другие глины и суглинки.

Говоря о глинах, нельзя не упомянуть особую, очень пластичную светлую глину, так называемый кил, или кефекелит, залегающий в виде тонких прослоев среди верхнемеловых отложений в районе Бахчисарая и Симферополя. Кил обладает особой способностью адсорбирования жиров, благодаря чему с древних времен употребляется в качестве мыла и как сукновальная глина для обезжиривания шерсти.

Известняки и мергели. Среди строительных материалов Крым наиболее богат различными карбонатными породами. Они очень разнообразны и возможности использования их тоже очень различны.

В качестве простого бутового камня пригодны почти все разновидности, обладающие достаточной механической прочностью, используются они повсеместно.

Для обжига на известь идут химически чистые известняки. Для этой цели во многих местах употребляются верхнеюрские и нуммулитовые эоценовые известняки, а также некоторые разности верхнетретичных — сарматские и мэотические на Керченском полуострове.

Верхнеюрские известняки, отличающиеся особой чистотой химического состава, используются в качестве флюса на металлургических заводах.

Мраморизованные разности верхнеюрских известняков, обычно желтоватых или красноватых тонов, используются в качестве облицовочного материала. Они добывались и распиливались на плиты в ряде месторождений близ Балаклавы (Кадыковка) и Симферополя (Мраморное). Облицовочные мраморные плиты использованы, в частности, при строительстве Московского метро (станции Комсомольская, Библиотека имени Ленина и другие).

Верхнеюрские известняки, так же как и верхнемеловые мергели и известняки, могут, кроме того, явиться сырьем для производства цемента.

Совершенно особое значение имеют в Крыму известняки-ракушечники. Являясь очень пористыми, некоторые их разновидности легко подвергаются распиловке простой пилой или распиловочной машиной. Благодаря этому их добыча очень удобна и из них легко получается прекрасный строительный материал в виде аккуратно выпиленных прямоугольных штучных камней. Особенно распространены такие известняки среди понтических отложений района Евпатории и мэотических пород Керченского полуострова. Ими облицованы многие здания в Симферополе и Севастополе, в том числе Панорама обороны Севастополя.

Гипс. В Крыму известны два небольших месторождения гипса на Керченском полуострове. Оба они связаны со среднемиоценовыми отложениями.

В сарматских отложениях на Керченском полуострове имеются, кроме того, трепела, а также небольшое месторождение асфальтового известняка.

Минеральные краски. Сидеритовые конкреции и прослои, залегающие в различных глинистых толщах юрских и меловых отложений, обладают различными цветами — бурым, коричневым, темно-красным, ярко-красным, оранжевым, желтым, розовым и т. п. Они могут быть использованы для изготовления различных минеральных красок (умбра, мумия, охра и т. д.).

Минеральные воды

В Крыму давно были известны отдельные минеральные источники, однако по-настоящему начали выявляться ресурсы минеральных вод только в последние годы. Для всестороннего развития курортов в Кры-

му минеральные воды, конечно, могут сыграть исключительную роль.

Минеральные воды используются сейчас в нескольких районах. На окраине города Феодосии из отложений нижнего мела выходят слабо минерализованные воды, которые известны под названием «Крымского нарзана», а из мергелей верхнего мела близ горы Лысой у Феодосии скважиной получена еще до Октябрьской революции вода, которая поступает в продажу под названием «Феодосия».

Источник слабо минерализованной воды обнаружен в долине р. Качи близ Бахчисарая, где он связан с отложениями верхнего мела. В районе Белогорска у с. Лечебного известны выходы ценных в бальнеологическом отношении, но ограниченных по количеству сульфатных вод. Они связаны с нижнемеловыми отложениями.

Наибольшее значение сейчас имеют в Крыму воды песков готеривского яруса (мазанской свиты), вскрытые скважинами в ряде мест равнинной части Крыма между Симферополем и Евпаторией. Вода из этих отложений поступает с глубины в несколько сотен метров, имеет температуру 20—35° и значительно минерализована. Минерализация увеличивается в сторону глубоких частей Альминской впадины к Евпатории. В районе курорта Саки одна из скважин получила эту воду с большим дебитом; там же организовано ее использование для ванн в лечебных целях и производится разлив в бутылки. Вода эта получила название «Крымского боржома», так как по составу напоминает известную воду «Боржом», но слабее минерализована.

Несомненно большой бальнеологический интерес представляют сероводородные воды Керченского полуострова с концентрацией сероводорода более высокой, чем в Мацесте. Сероводородные воды связаны с песчаными отложениями среднего миоцена; источники расположены в местах выхода этих отложений в крыльях антиклиналей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПУТЕВОДИТЕЛЬ ДЛЯ ЭКСКУРСИЙ ПО КРЫМУ

По Крыму можно сделать очень много различных экскурсий по горам и побережью, при которых геологические и геоморфологические наблюдения могут быть весьма интересны. Предусмотреть все возможные варианты маршрутов нельзя. Задача настоящего геологического путеводителя — облегчить геологические наблюдения по двум наиболее обычным маршрутам туристских путешествий, которыми чаще всего пользуются студенты, оканчивающие геологическую практику в Бахчисарайском районе. Один из этих маршрутов идет от Бахчисарая по долине р. Бельбека и через Ай-Петринское нагорье Главной гряды на Южный берег в Ялту. Из Ялты обычно возвращаются через Алушту в Симферополь. Второй маршрут — поездка в Карадаг в восточной части Горного Крыма. Карадагская горная группа — одно из самых живописных и интересных в геологическом и минералогическом отношении мест Горного Крыма.

МАРШРУТ БАХЧИСАРАЙ — ЯЛТА — СИМФЕРОПОЛЬ

Из Бахчисарая дорога идет сначала в юго-западном направлении вдоль понижения между Предгорной и Внешней грядой, которое сложено мергелями и известняками верхнего эоцена. Вершины гребней Внешней гряды сложены сарматскими породами, трансгрессивно залегающими на майкопских глинах и глинах верхних горизонтов эоцена. Дорога пересекает долину р. Качи и затем подходит к долине р. Бельбека в том месте, где река прорезает Предгорную гряду, и дальше следует вдоль этой долины до подножия Главной гряды.

Предгорная гряда у долины Бельбека, как и близ Бахчисарая, сложена отложениями верхнего мела, палеоцена и нижнего и среднего

эоцена. Нуммулитовые известняки среднего эоцена образуют хорошо выраженную куэсту, останцы и обрывы которой на поверхности имеют причудливые формы выветривания. Известняки датского яруса и нижнего палеоэоцена, полого падая к северо-западу, постепенно снижаются, уходя под дно долины. Здесь в том месте, где эти известняки залегают невысоко над поймой, в них хорошо видны крупные ниши или навесы. В двух из них (Сюрень I и Сюрень II) еще до Великой Отечественной войны Г. А. Бойч-Осмоловским были изучены стоянки палеолитического человека с многочисленными кремневыми орудиями и кухонными остатками, относящимися к позднему палеолиту, соответствующему по возрасту концу вюрма.

Поднимаясь вверх по течению реки, датские известняки, залегающие мощным пластом, слагают ясно видимое плато, круто обрывающееся уступом к реке. Поверхность известняков сначала поднимается к юго-востоку, потом начинает спускаться, образуя антиклинальную складку, а затем вновь поднимается, образуя синклинальный изгиб, прорезанный боковым ущельем. Заканчивается поверхность датских известняков характерным обрывом, образуя асимметричный гребень — куэсту. Здесь прямой рельеф: антиклиналь соответствует повышению, синклиналь — понижению.

В районе с. Куйбышево склоны долины Бельбека, покрытой садами, сложены породами верхнего мела — мощной толщей мергелей и известняков всех ярусов — от сеномана до датского яруса; слои полого падают в северо-западном направлении. Выше долина расширяется, последние уступы на ее склонах образованы песчаниками и песчанистыми известняками нижнего мела, верхнего альба и готерива — баррема. Кончаются последние уступы и долина еще более расширяется, склоны ее становятся более пологими, и дорога вступает в область развития складчатых пород таврической серии, подстилающих нижний мел и слагающих здесь ядро крупного Качинского антиклинория. Дорога пересекает это ядро у с. Голубино, а близ с. Соколиного отходит от Бельбека и идет вверх по его левому притоку р. Коккозке. Вскоре, здесь же перед с. Соколиным дорога вступает в область распространения среднеюрских песчаников и аргиллитов, слагающих юго-восточное крыло Качинского антиклинория.

Долина Коккозки с двух сторон обрамлена высокими обрывами верхнеюрских (оксфордских и титонских) известняков северного края нагорья Главной гряды. Известняки здесь залегают очень полого, несогласно перекрывая отложения средней юры. От верхней части р. Коккозки дорога начинает подниматься петлями по крутому, покрытому буквым лесом склону Главной гряды. В отдельных обнажениях здесь по краям дороги видны выходы верхнеюрских пород. Слева от дороги (к северу) остается глубокое ущелье, известное под названием Большого Каньона Крыма. Ущелье врезано в известняковый массив и имеет очень крутые живописные склоны, местами обрывистые. Один из притоков Коккозки, протекающий по ущелью, промывает свое русло в сплошных известняках, образуя в них ряд уступов — водопадов, сопровождаемых промывными рекой исполиновыми котлами, в которых нередко обитаются круглые катуны, вращаемые водой. С дороги хорошо видна расположенная на левом склоне долины р. Коккозки скала Острая, или Сюрю-кая. Она представляет массив, оторванный от коренного склона и осевший несколько вниз в виде огромного оползня в четвертичное время.

Выйдя из леса, дорога поднимается на Ай-Петринское нагорье, поверхность которого холмиста, разделена на ряд пологих гряд и ложбин. Это остатки (реликты) древнего досарматского рельефа, созданного речной сетью того времени. На поверхности этих холмов наблюдаются многочисленные карстовые воронки, углубления и другие формы

выщелачивания известняков, с которыми здесь можно хорошо познакомиться.

Геоморфологические наблюдения показывают, что на Главной гряде Крымских гор имеются два различных уровня рельефа.

Более низкие и менее всхолмленные поверхности нагорий представляют остаток поверхности, выработанной абразией сарматского моря. Более высокие, более холмистые и расчлененные являются остатком рельефа того острова, который был окружен сарматским морем. Этот рельеф имеет еще более древний ранне- или среднемиоценовый возраст. Обычно между этими двумя различными по возрасту поверхностями рельефа бывает выражен уступ. На Ай-Петринском нагорье, где его пересекает дорога, выражен лишь более древний среднемиоценовый рельеф; более низкая поверхность известна только в северо-восточной части этого нагорья.

С края обрыва Ай-Петри открывается широкая панорама Южного берега и моря. Обрыву Главной гряды еще недавно приписывали образование по разлому — сбросу. В действительности здесь никакого сброса не имеется, и обрыв создан в течение длительного времени чисто денудационными явлениями — врезанием крутых верховьев многочисленных речек и оседанием и обваливанием отдельных глыб и массивов известняков.

С обрыва Ай-Петри хорошо видна гора Могаби, вершина и склоны которой сложены оползшими глыбами известняков и щебнем массандровских отложений (плиоцен), слагающих ныне некоторые водоразделы между речками Южного берега.

Крутой вначале спуск к Ялте проходит по верхнеюрским слоистым и массивным известнякам, а более пологий — по более мягким породам средней юры и таврической серии.

У ялтинского водопада (Учан-Су) видны самые нижние слои верхнеюрской толщи, среди которых есть известняковые конгломераты. Слагая обрывы Главной гряды, верхнеюрская толща известняков достигает здесь огромной мощности и включает большие массивы рифовых известняков, каковым является сама гора Ай-Петри.

Дорога из Ялты до Алушты идет вдоль Южного берега, в основном по области развития пород таврической серии. Только близ Ялты, над Государственным Никитским ботаническим садом, который расположился на участке развития среднеюрских пород, дорога пересекает полосу средней юры, образующей здесь крутую синклинальную складку. На склонах, сложенных глинистыми породами таврической серии и средней юры, образовались многочисленные оползни, которые можно наблюдать и в самой Ялте, в районе парка, в Алупке, и в других местах. Скалы Адалары в море у Гурзуфа являются остатками древнего (плиоценового) оползня.

За Гурзуфом расположена куполовидная гора Медведь, представляющая собой самый большой в Крыму массив изверженных пород — диоритов, образующих лакколит. Несколько меньших лакколитов сосредоточено на участке Южного берега между Медведем и Алуштой. Они все внедрены в толщу таврических пород и имеют, видимо, среднеюрский возраст.

От Алушты дорога поднимается к перевалу между горами Чатырдаг и Демерджи. Последняя сложена наклоненными к северу верхнеюрскими конгломератами и песчаниками (оксфорд). Эти породы образуют причудливые формы выветривания — столбы, конусы, пирамиды, среди которых близ вершины горы выделяется неправильная фигура, созданная выветриванием, известная под названием «профиль Екатерины».

У подножия обрыва горы Демерджи, близ с. Лучистого, виден грандиозный обвал глыб, свалившихся со склона горы к ее подножию.

Несколько из этих глыб обрушилось 4 апреля 1894 г., разрушив расположенные здесь дома. Жители поселка, боясь повторения обвала, перенесли поселок на то место, где он находится в настоящее время (с. Лучистое).

На склоне горы Северная Демерджи хорошо видно несогласие между нижней толщей оксфордских известняков и конгломератов и налегающим на них титоном.

За перевалом дорога опускается в долину р. Ангары, левого притока Салгира и идет по ущелью между склонами Чатырдага и Демерджинского нагорья. Вершины этих гор сложены верхнеюрскими породами, дно ущелья — таврической серией, подстилающей их.

Не доходя с. Перевального, дорога вступает в область развития нижнемеловых баррем-аптских и альбских глинисто-песчаных пород Салгирской котловины и идет вдоль долины р. Салгира. Здесь у устья речки Курлюк можно видеть конгломераты, залегающие в основании баррем-апта. Недалеко от Симферополя дорога пересекает западный сброс, ограничивающий Салгирскую котловину, а затем, проходя среди группы холмов и горок, достигает Предгорной гряды, очень низкой близ Симферополя. Упомянутые холмы сложены породами таврической серии, перекрытыми несогласно залегающими верхнеюрскими конгломератами (оксфорд).

Близ города дорога идет вдоль Симферопольского водохранилища. На правом берегу его в склоне одного из холмов выступает большой интрузивный массив (так называемый Тотайкойский), а несколько ближе к городу видна серая скала, сложенная каменноугольными известняками. Это первый массив палеозойских пород, установленный здесь еще К. К. Фохтом в 1901 г.

Близ Симферополя р. Салгир врзается в среднеюрские конгломераты, круто падающие к северу и налегающие несогласно на таврическую серию. Их полого перекрывает здесь небольшая толща аптских глин и сеноманских мергелей, на которые с размывом налегает эоцен, представленный в нижней части глинами, а выше нуммулитовыми известняками, слагающими небольшой обрыв. Значительная часть г. Симферополя расположена на кровле этих известняков. На них же стоял и древний город Неаполь Скифский.

МАРШРУТ СИМФЕРОПОЛЬ — КАРАДАГ (КАРАДАГСКАЯ ГОРНАЯ ГРУППА)

Феодосийское шоссе из Симферополя идет сначала по области распространения эоценовых известняков, затем недалеко от Зуи спускается со сложенного ими уступа и до Белогорска идет по простиранию верхнемеловых отложений. К северу от Белогорска видна обрывистая скала Ак-кая, сложенная верхними горизонтами мела. Горы южнее Белогорска расположены в области распространения мощной толщи нижнемеловых отложений (от альба до валанжина), а вдали виден край нагорья Караби, сложенный верхнеюрскими известняками титонского яруса.

К востоку от Белогорска, дорога входит в область развития нижнемеловых отложений и идет по ним до с. Тополевки. У Тополевки лесистые обрывы к северу от дороги сложены верхним мелом, а дорога идет по альбским и аптским отложениям до с. Грушевки.

За Грушевкой дорога поднимается на лесистый перевал, сложенный титонским флишем, и идет у подножия горы Агармыш — массива титонских известняков, имеющего антиклинальное строение. Вершины и гряды, расположенные южнее, находятся в области развития титонского флиша, а вдоль подножия Агармыша протягивается полоса песчаников, конгломератов и глин нижнего мела, слагающих здесь узкую синклиналь, вдоль которой идет дорога. За Старым Крымом дорога

выходит на предгорную степную равнину, сложенную эоценовыми и майкопскими породами. Верхнемеловые гряды остаются вправо, южнее дороги. Верхний мел, как и другие сложения, в восточной части Крымских гор разбит многочисленными сбросами.

У с. Насыпной в 8 км западнее Феодосии, от Феодосийского шоссе к югу отходит дорога на Планерское. Она пересекает перевал между хребтами Янышар и Клементьева, откуда открывается прекрасный вид к югу на Карадагскую горную группу и Коктебельский залив. Оконечность хребта Климентьева у перевала сложена породами верхнего мела и эоцена, а сам перевал и Янышарский хребет образованы нижнемеловыми отложениями и титонским флишем. Между этими двумя комплексами пород через перевал проходит большой поперечный сброс, один из целой системы таких сбросов, разбивающих на блоки эту часть структуры Крымских гор.

От перевала дорога спускается к курорту Планерское, стоящему у подножия Карадага, на берегу Коктебельского залива. Дорога пересекает здесь вкрест простирающиеся нижнемеловые глины (альб, апт-валанжин) и у самого Планерского вступает в область развития глинистых пород верхней и средней юры.

Карадагская горная группа состоит из нескольких живописных гряд и вершин, в центре которых расположена гора Большой Карадаг, или Святая. Южнее ее вдоль берега моря протягивается обрывистый Береговой хребет, который носит название Карагач в западной части, Хоба-тепе — в середине и Кок-кая — в восточной части. Близ западного окончания Берегового хребта на берегу моря стоит Карадагская биологическая станция Академии наук УССР.

Береговой хребет и Большой Карадаг сложены вулканическими породами главным образом среднеюрского, но также и позднеюрского возраста. К западу от них протягивается гряда скалистых известняковых вершин: Зуб, Коридор, Острая и другие, сложенные верхнеюрскими известняками.

Еще западнее протягивается вторая гряда известняковых вершин Балалы-кая — Легенер, сложенных более массивными оксфорд-лузитанскими известняками, подстилаемыми песчаниками, залегающими в осевой части синклинали. Перевалы между этими гребнями и Большим Карадагом и между последним и Береговым хребтом, а также разделяющие их балки и овраги слагаются глинистыми толщами средней и верхней юры.

Строение всей группы очень сложное и, несмотря на тщательные исследования многих геологов, до настоящего времени до конца не выяснено. Для ознакомления с этим районом необходимо иметь геологическую карту (рис. 72).

Вулканические породы на Береговом хребте образуют толстые пласты, круто наклоненные к северо-западу. Слои имеют различную мощность и по-разному поддаются разрушению, образуя очень причудливые формы выветривания: столбы и гребни, иногда напоминающие сказочные фигуры (Король, Королева, Слон, Лев, Сфинкс, Пряничный конь и др.). Ими увенчан как гребень Карагача, так и склоны хребта, обращенные к морю. У подножия хребта в море расположена знаменитая скала Карадагские ворота — размытая дайка.

Главнейшие породы, слагающие эти слои: вулканические туфы, туфобрекчии зеленовато-бурого цвета и лавы (вулканические излияния) — спилиты, порфириты, кератофиры и др. Такие же вулканические породы слагают западную половину Большого Карадага. Восточная же половина последнего в южной части состоит из кислой вулканической породы — липарита, а в северной — из ярко-зеленого трасса. Последний представляет здесь излившуюся породу кислого состава, близкую липариту, но содержащую в своем составе избыток воды.

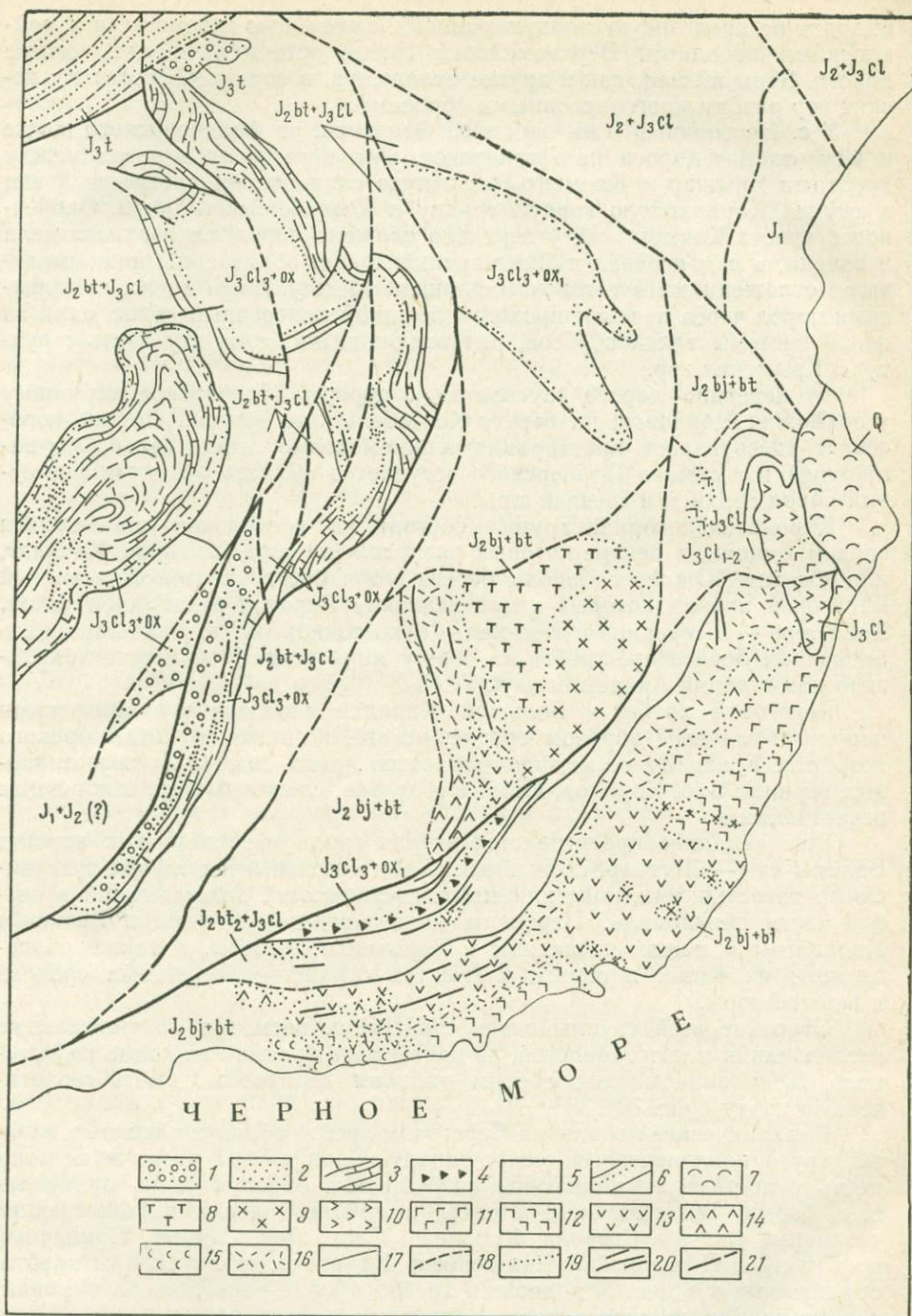


Рис. 72. Схематическая геологическая карта района Карадага (по Е. А. Успенской с использованием данных Д. С. Кизевальтера и С. М. Кравченко).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — горизонт осадочных брекчий; 5 — преимущественно глинистые породы; 6 — терригенно-карбонатно-глинистый флиш; 7 — оползневые отложения; 8 — трассы; 9 — липариты; 10 — дациты; 11 — андезиты; 12 — кератоспилиты; 13 — окисленные железные руды; 14 — кератофиры; 15 — спилиты; 16 — вулканические брекчи и туфы; 17 — стратиграфические границы достоверные; 18 — то же, предполагаемые; 19 — границы фаций; 20 — маркирующие горизонты; 21 — разрывные нарушения.

Как на Береговом хребте, так и на Большом Карадаге вулканические породы не только выступают слоями, но и внедрены в толщи слоев в виде огромных даек, имеющих вид вертикальных стен по трещинам, или образуют столбообразные тела (некки). Характерна для них призматическая поперечная отдельность этих пород. Среди вулканических пород повсюду много тонких белых и серых жил и прожилков, заполненных кварцем и халцедоном и нередко содержащих агат, сердолик, цеолиты и другие минералы, разнообразием и красотой которых славится Карадаг. Те же минералы встречаются и в вулканических породах, заполняя в них круглые или овальные пустоты. Обычно эти включения (миндалины) мелкие, величиной с горошину и мельче, иногда густо усеивают породу. В отдельных случаях они достигают и большей величины.

В Тумановой балке (между Береговым хребтом и Большим Карадагом) выходят аргиллиты нижнего и среднего келловеев с прослоями оолитовых известняков и вулканических туфов. В известняках встречается много аммонитов и других ископаемых. Эти слои залегают согласно на туфолаковой серии Карагача, относящейся к верхнему байосу — бату.

Крайняя восточная оконечность Берегового хребта — гора Кок-кая сложена другой вулканической толщей позднекелловейской по возрасту, несогласно с размывом залегающей на среднеюрских эффузивах. Она состоит внизу из брекчий дацитового состава, которые залегают в виде линз глинистых пород. Выше, самую вершину горы, слагает пачка слоистых андезитов. Общая мощность этих слоев до 100 м. Не исключено, что липариты и трассы Святой горы тоже относятся к келловейской толще. О наличии двух вулканических толщ на Карадаге, более древней и более молодой, предполагали еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева. Они относили андезиты Кок-каи и трассы и липариты Святой горы к более молодой «кайнотипной» вулканической серии.

Вулканические породы Карадага образовались в результате подводных вулканических излияний на дне моря, в основном в среднеюрское время. В отдельных прослоях туфов в Береговом хребте были встречены среднеюрские ископаемые (аммониты). Закончились эти вулканические процессы, как свидетельствуют прослои вулканических туфов в Тумановой балке, в раннем келловее, т. е. в начале поздней юры. После этого был значительный перерыв в отложении осадков и во время этого перерыва среднеюрские породы были дислоцированы. Затем образовалась вторая верхнекелловейская вулканическая толща другого состава, которая легла на нижележащую со следами несогласия и размыва. Среднеюрские, а также, вероятно, и келловейские излияния происходили не из одного какого-либо центра, а из многочисленных трещин и жерл на дне моря. Дайки и некки, секущие туфолаковую серию, можно рассматривать как породы, застывшие в каналах, по которым поступал сверху из глубины материал вулканических извержений.

После поздней юры породы Карадага были еще раз дислоцированы, так что первоначальные условия их залегания совершенно нарушены. Образовались крупные разломы, по которым одна часть карадагских пород была выдвинута, а другая погружена и получилась та сложная картина взаимоотношения различных осадочных и вулканических толщ Карадага, которую мы наблюдаем сейчас.

В третичное время в связи в общим поднятием Горного Крыма породы Карадага были подняты, вскрыты и обнажены эрозионными процессами, создавшими современный рельеф Карадагской группы. В этих условиях тщетно было бы искать морфологически выраженные вулканы, которые дали материал для извержений Карадага.

Главнейшие вулканические породы Карадага

Базальт — излившаяся вулканическая порода (лава) основного по кислотности состава, тяжелая, черного или темно-серого цвета, очень мелкозернистая. Состоит из известково-натровых полевых шпатов и темных железисто-магнезиальных силикатов.

Спилит — основная излившаяся порода, близкая к базальту, но богатая альбитом, натровым полевым шпатом.

Андезит — излившаяся вулканическая порода (лава), состоящая из известково-натрового полевого шпата, без кварца, среднего по кислотности состава.

Порфирит — порода, близкая к андезитам по составу, с порфировой структурой, т. е. с наличием крупных вкрапленников полевого шпата, включенных в основную массу.

Диорит-порфирит — жильная интрузивная порода, по составу близкая к порфиритам с кристаллической основной массой.

Кератофир — излившаяся вулканическая порода (лава) среднего по кислотности состава, содержащая щелочные, богатые натрием полевые шпаты.

Липарит — излившаяся вулканическая порода (лава) кислого состава, с кварцем, обычно светлая, иногда белая.

Трасс карадагский — излившаяся порода ярко-зеленого цвета, по составу близкая к липариту.

Вулканический туф — зеленая или бурая зернистая порода, часто очень крепкая, образовавшаяся из мелких частичек, выброшенных вулканом и отложившихся на дне моря. Частички скреплены обычно кремнистым цементом.

Туфобрекция — вулканический туф, в который включены угловатые обломки лав и таких же туфов или туфа иного состава и цвета; обломки имеют различные размеры.

Яшма — кремнистая порода, состоящая из очень тонкозернистого кремнезема (SiO_2), окрашенного в зеленый, бурый или красный цвет. Обычно сопровождает вулканические породы и образуется путем химического осаждения из морской воды.

Главнейшие минералы Карадага

Кварц — химический состав SiO_2 , обычно белый или серый минерал, образующий характерные удлиненные шестигранные призматические кристаллы, оканчивающиеся пирамидой. Обладает большой твердостью, ножом не царапается.

Горный хрусталь — прозрачный кварц.

Аметист — горный хрусталь фиолетового цвета.

Халцедон — скрытокристаллическая разновидность кварца, в которой кристаллы настолько мелки, что не видны простым глазом. Имеет вид сплошной массы, на изломе гладкий, окрашен в белый или серый цвет.

Сердолик — розовая или красная разновидность халцедона.

Опал — некристаллический кремнезем, содержащий воду ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Кальцит — химический состав CaCO_3 (карбонат кальция), белые или желтоватые кристаллы, натеки, жилы, шетки. Более мягкий, чем кварц, царапается ножом. Из кальцита преимущественно состоят горные породы — известняки.

Исландский шпат — прозрачная разновидность кальцита.

Сидерит — углекислое железо (FeCO_3), встречается в виде мраморовидных масс серого и бурого цвета. На Карадаге распространены глинистые сидериты в виде округлых желваков (конкреций) красновато-бурого цвета в глинистых породах.

Бурый шпат (анкерит) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$ — карбонат кальция и магния с примесью железа. Буроватые короткие кристаллы или зернистые массы.

Полевые шпаты — группа минералов сложного состава и строения (алюмосиликаты калия, натрия и кальция), играющие очень важную, обычно главнейшую роль в составе изверженных горных пород, лав, туфов и др. Различают калиевые полевые шпаты и натрово-кальциевые полевые шпаты (плагиоклазы).

Цеолиты — группа минералов очень различного внешнего вида, представляющих собой алюмосиликаты кальция и натрия, содержащие воду. Присутствие воды в составе цеолитов является их характерной особенностью. По происхождению они обычно связаны с вулканическими породами, являясь продуктом послевулканических процессов, заполняя трещины и пустоты в изверженных породах и туфах. В Карадаге распространены следующие цеолиты:

1) натролит — $\text{Na}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ белые удлиненные, иногда игольчатые кристаллы, нередко образующие радиальнолучистые корочки, и заполнения жил;

2) десмин — $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ белые, реже красноватые, сноповидные группы кристаллов;

3) гейландит — $\text{CaNa}_2(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ таблитчатые кристаллы белого и красного цвета с перламутровым блеском;

4) шабазит — $\text{CaNa}_2\text{K}_2(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ белые или красноватые кристаллы ромбоэдрической формы;

5) анальцит — $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ кубические и восьмигранные кристаллы белые или бесцветные.

Датолит — водный борный силикат, образует прозрачные кристаллы в виде коротких столбиков или толстых пластинок.

Пирит — серый колчедан FeS_2 , соломенно-желтые кристаллы кубической формы с металлическим блеском.

Гипс — сернокислый кальций ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) образует прозрачные одиночные кристаллы и друзы. Кристаллы расщепляются на листочки. От кварца и кальцита отличается мягкостью — царапается не только ножом, но и ногтем.

Барит — сернокислый барий (BaSO_4) образует бурые или белые кристаллы. Характерен высокий удельный вес (4,4), заметный даже в небольшом куске при взвешивании на руке.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов С. В. Гидрогеология Крыма. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
2. Андрусов Н. И. Избранные труды с краткой биографией и перечнем трудов. Т. I, II, III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1961, 1963, 1964, 1965.
3. Архангельский А. Д. Причины Крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма.— «БМОИП. Отд. геол.», 1929.
4. Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— «БМОИП. Отд. геол.», № 1, 1930.
5. Архипов И. В., Успенская Е. А., Цейслер В. М. О характере взаимоотношений нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма.— «БМОИП. Отд. геол.», № 5, 1958.
6. Бабак В. И. Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма.— В кн.: «Мат. Всес. совещ. по изуч. четверт. периода». Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
7. Бурштар М. С., Каменецкий А. Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной частей степного Крыма.— «Сов. геология», 1962. № 1.
8. Геология СССР, т. VIII, Крым. М., «Недра», 1969.
9. Густомесов В. А. Заметки об юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма.— «БМОИП. Отд. геол.», т. XLII (3), 1967.
10. Дикенштейн Г. Х., Безносов Н. В., Голубничая Л. М. и др. Геология и нефтегазоносность степного и предгорного Крыма. М., Гостоптехиздат, 1958.
11. Добровольская Т. И., Снегирева О. В. Конгломераты битакской свиты Крыма.— «ДАН СССР», т. 143, № 6, 1962.
12. Друщиц В. В. Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа. Изд. МГУ, 1956.
13. Каменецкий А. Е. Тектоника равнинного Крыма.— «Тр. ВНИГНИ», вып. XXXVIII. М., Госгеолтехиздат, 1963.
14. Каракаш Н. И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна.— «Тр. С.-Петерб. об-ва естеств.», т. XXXII, вып. 5, 1907.
15. Кизевальтер Д. С. и Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1959.
16. Ланге О. К., Мирчинк Г. Ф. О верхнемеловых и третичных отложениях окрестностей Бахчисарая.— «БМОИП». Т. XXIII (за 1909 г.), 1910.
17. Маслакова Н. И., Найдин Д. П. О сантонских отложениях в юго-западном Крыму.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1958.
18. Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Бодрак.— «Вестн. Ленингр. ун-та», вып. 4, 1954.
19. Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: «Тектоника СССР». Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949.
20. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
21. Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря.— «БМОИП, отд. геол.», № 5, 1960.
22. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— «Геотектоника», № 5, 1972.
23. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г. и др. Строение складчатого основания равнинного Крыма.— «Геотектоника», № 4, 1968.
24. Муратов М. В., Немков Г. И. Палеогеновые отложения окрестностей

Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР.— В кн.: «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР». М., Изд-во АН СССР, 1960.

25. Найдин Д. П., Янин Б. Т. Некоторые особенности геологического строения окрестностей с. Прохладного (Крым, Бахчисарайский р-н).— «БМОИП, отд. геол.», т. X (3), 1965.

26. Немков Г. И., Бархатова Н. Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма.— «Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского», вып. V, 1961.

27. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины.— В кн.: «Вопросы методики глубин сейсмического зондирования». М., «Наука», 1965.

28. Черняк Н. И. О тектонической структуре степного Крыма и перспективах его нефтегазоносности. Сб. III.— В кн.: «Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины». М., Гостехиздат, 1963.

29. Шалимов А. И. Некоторые новые данные по стратиграфии, литологии и происхождению флишевой таврической серии (Горный Крым).— «Зап. ЛГИ», т. 42, вып. 2, 1962.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
Основные сведения о рельефе и геологии Крыма	4
Краткая характеристика рельефа	4
Основные черты геологического строения и тектонического положения	6
Основные этапы геологического изучения Крыма	8
Стратиграфия Крымского полуострова	13
Докембрийские и палеозойские осадочные, метаморфические и изверженные породы	13
Мезозойские отложения	26
Таврическая серия (Т ₂ — J ₁)	26
Среднеюрские отложения	33
Интрузивные породы	38
Верхнеюрские отложения	40
Нижнемеловые отложения	55
Верхнемеловые отложения	66
Кайнозойские отложения	70
Палеогеновые отложения	70
Неогеновые отложения	77
Четвертичные отложения	92
Тектоника Крымского полуострова	107
Тектоническая структура Горного Крыма и Керченского полуострова	107
Тектоника ядра мегантиклинория Горного Крыма	111
Основные этапы формирования структур ядра мегантиклинория Горного Крыма	127
Строение северо-западного и северного крыла мегантиклинория Горного Крыма	128
Тектоника Керченского полуострова	131
Возраст и происхождение складок Керченского полуострова	135
Предполагаемое строение южного крыла поднятия Горного Крыма под уровнем Черного моря	140
Тектоника равнинной части Крыма	145
Основные элементы тектонической структуры фундамента	145
Тектоника скифской плиты в пределах равнинного Крыма	146
Время образования структурных элементов равнинного Крыма	154
Основные черты геологической истории Крыма и Черного моря	155
Главнейшие периоды и этапы геологической истории Горного и равнинного Крыма	155
Древние периоды геологической истории Крыма	155
Мезо-кайнозойский период геологической истории Крыма	156
Геологическая история равнинного Крыма	156
Геологическая история Горного Крыма и Керченского полуострова	158
Полезные ископаемые Крыма	176
Железные руды	176
Бокситы	177
Ртутные руды и руды других металлов	177
Каменный уголь	178
Нефть и горючие газы	178
Соли и лечебные грязи	179
Строительные материалы и другие полезные ископаемые	179
Минеральные воды	180
Геологический путеводитель для экскурсий по Крыму	181
Маршрут Бахчисарай — Ялта — Симферополь	181
Маршрут Симферополь — Карадаг (Карадагская горная группа)	184
Главнейшие вулканические породы Карадага	188
Главнейшие минералы Карадага	188
Список рекомендуемой литературы	188
Приложения (1—7) — вклады	190

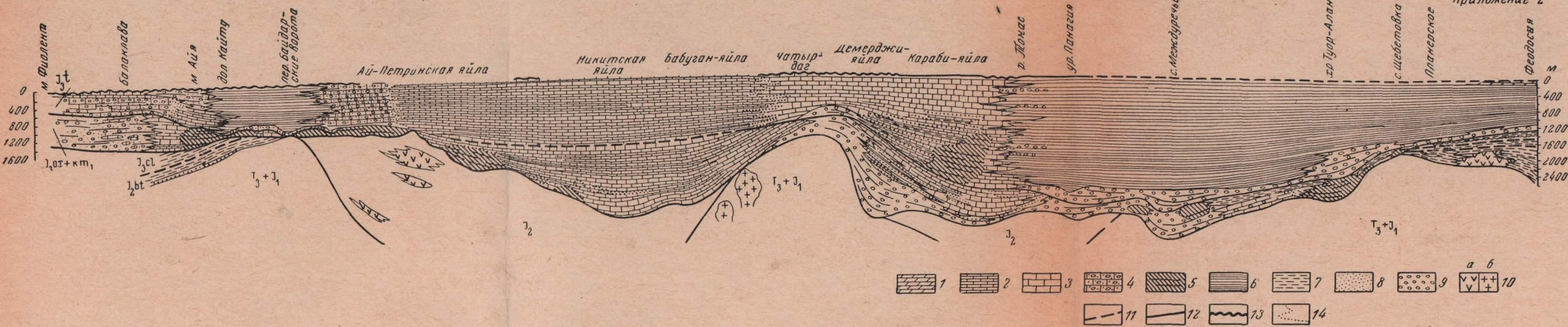


Схема изменения фаций и мощностей верхнеюрских отложений вдоль Горного Крыма с запада на восток (по И. В. Архипову, Е. А. Успенской и М. В. Муратову).

1 — мергели; 2 — тонкослоистые глинистые известняки; 3 — слоистые чистые известняки; 4 — брекчиевидные известняки; 5 — рифогенные известняки; 6 — флиш; 7 — глины; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — эффузивы (а) и интрузии (б); 11 — граница согласного залегания; 12 — граница несогласного залегания; 13 — глубокий размыв; 14 — фациальная граница внутри известняков

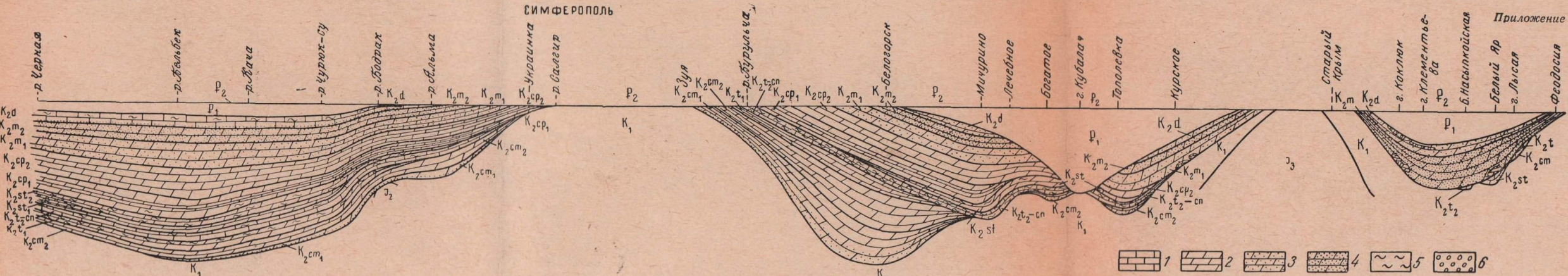
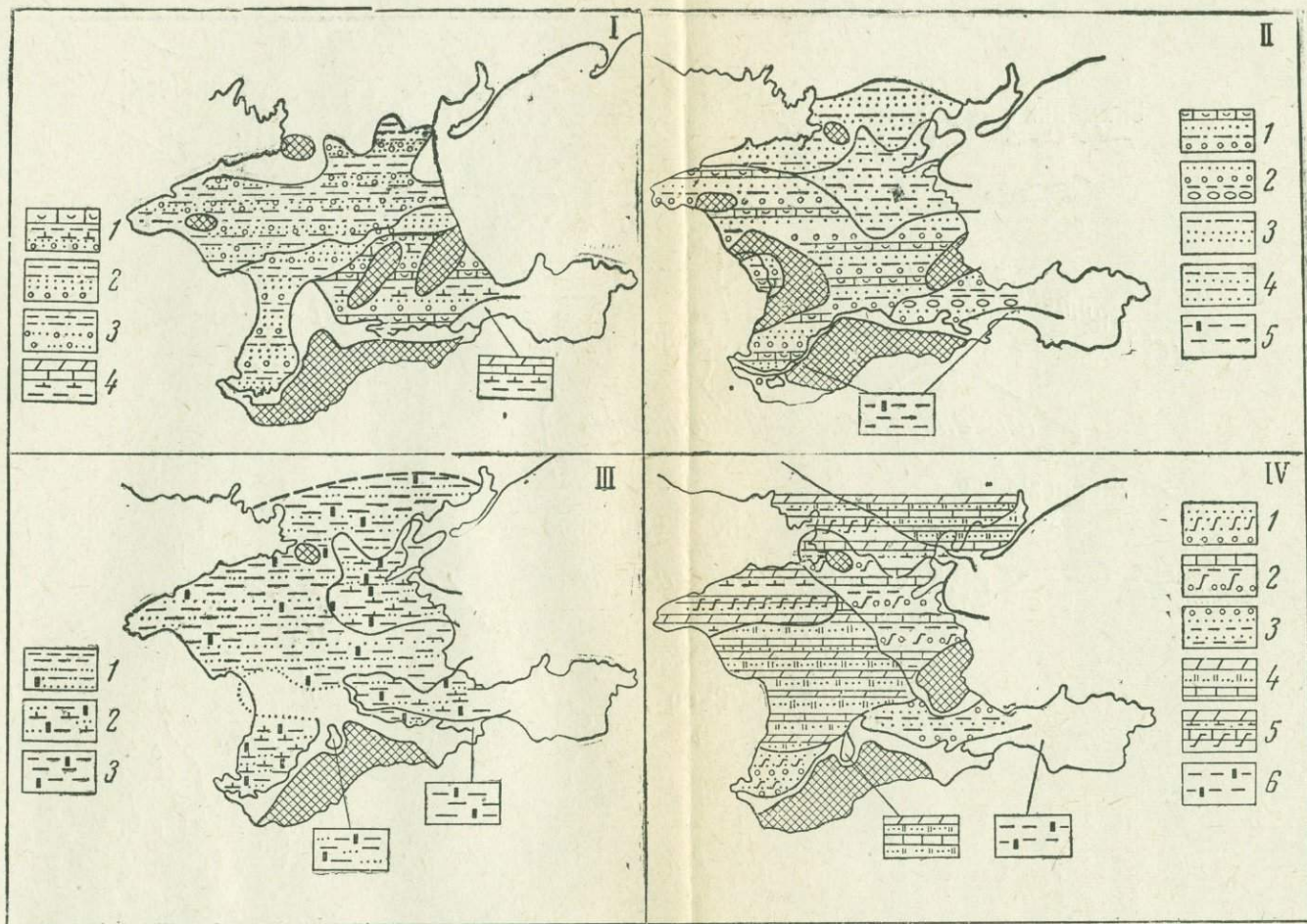


Схема соотношений различных комплексов верхнемеловых отложений предгорного Крыма (по Н. И. Маслаковой).

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — песчаные мергели; 4 — сильно песчаные мергели; 5 — кремни; 6 — конгломераты



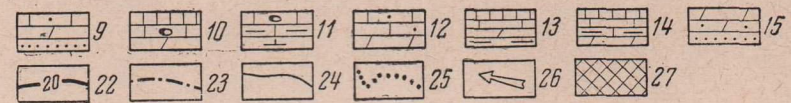
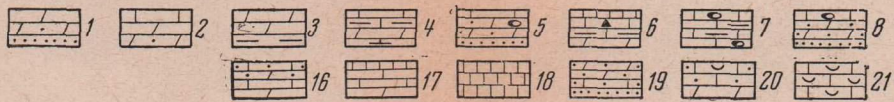
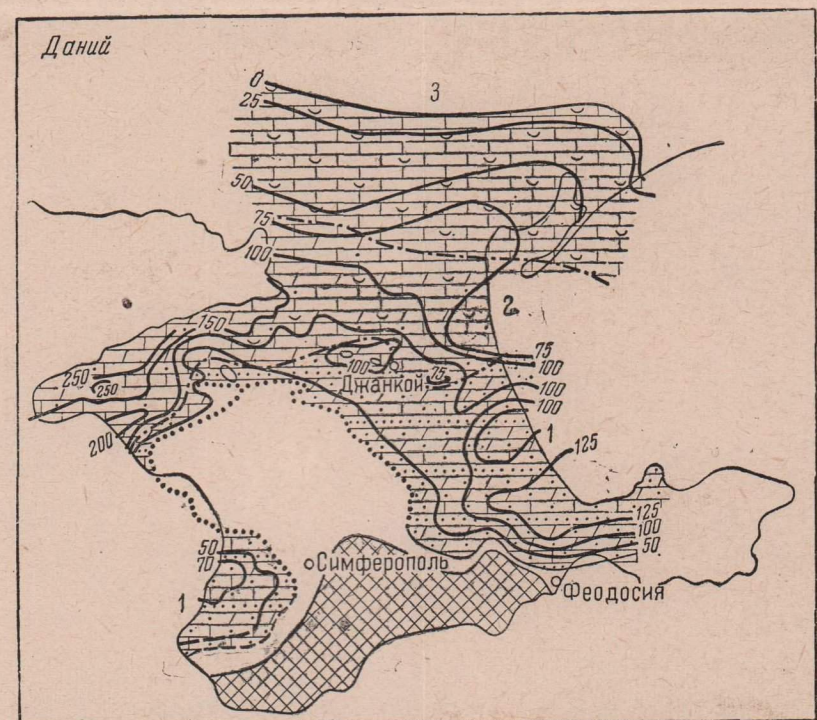
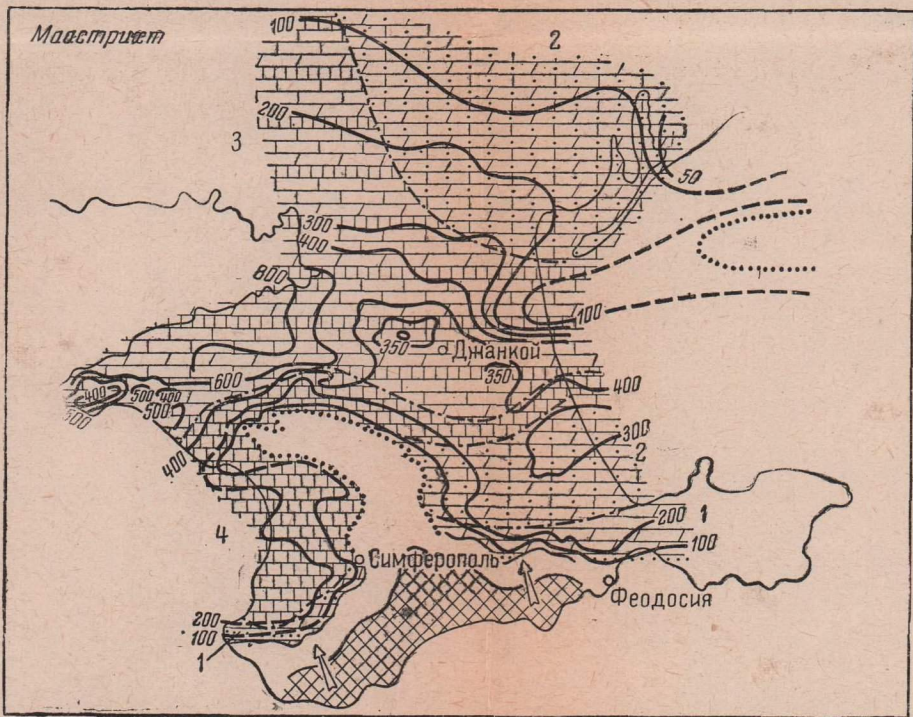
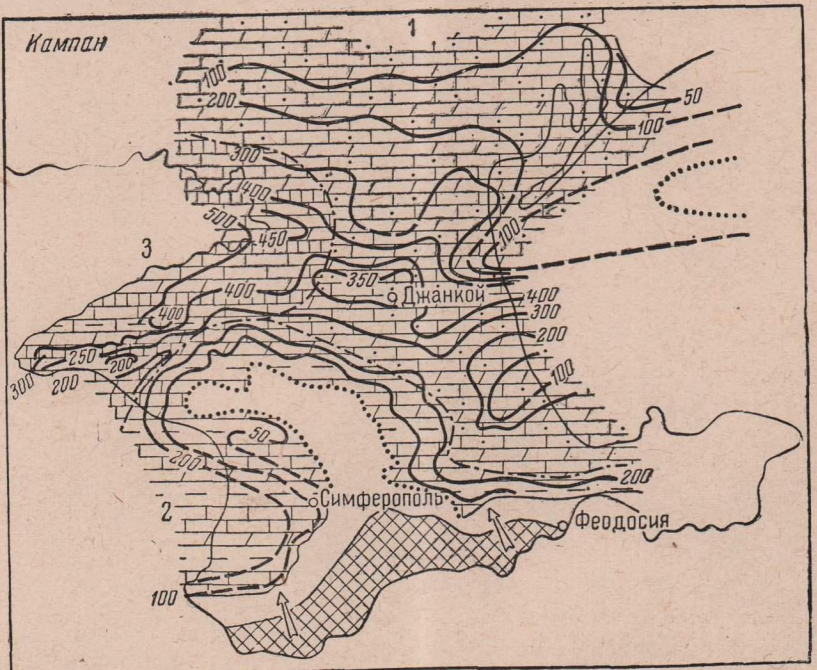
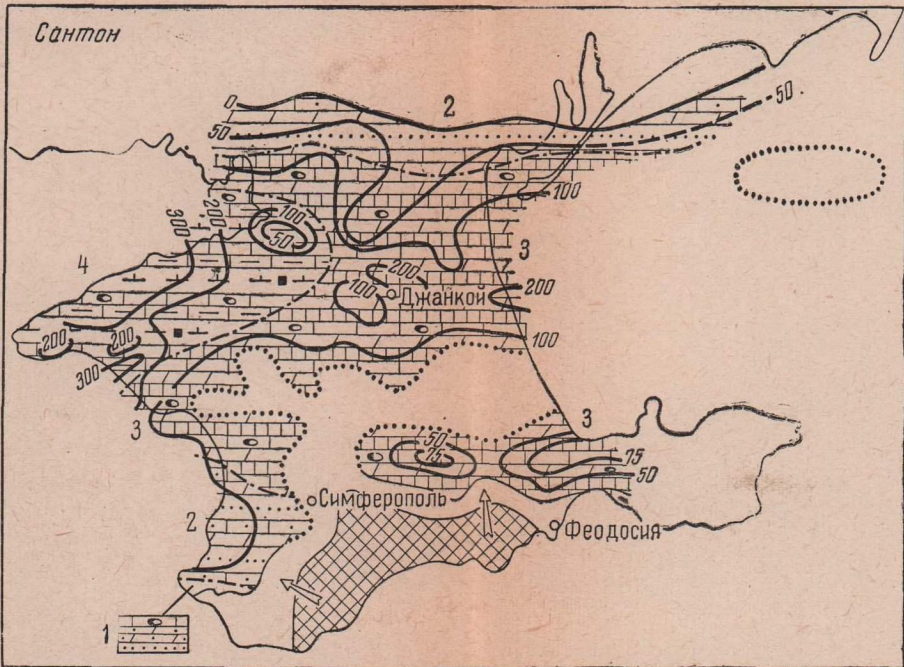
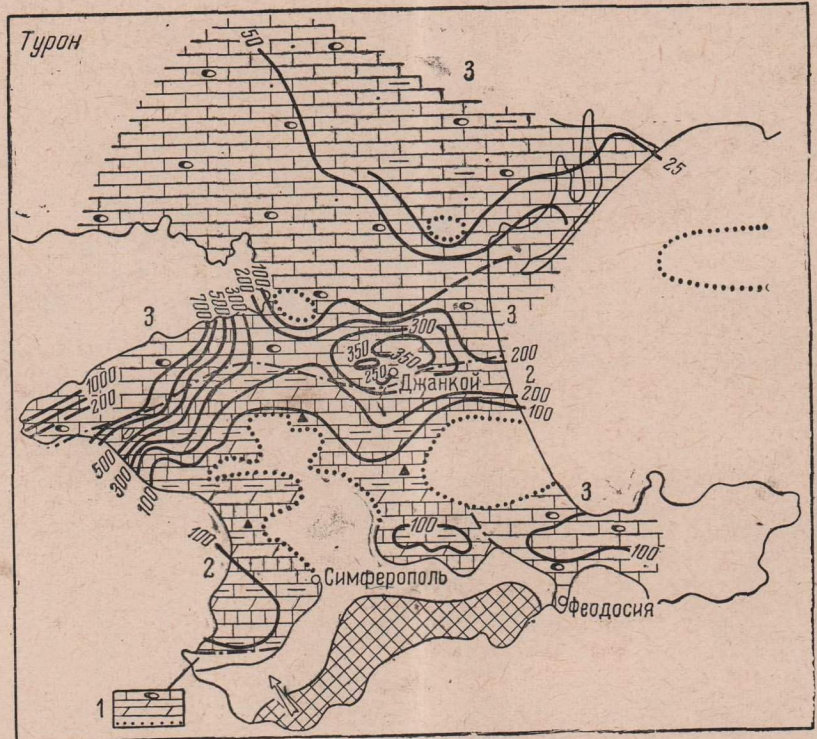
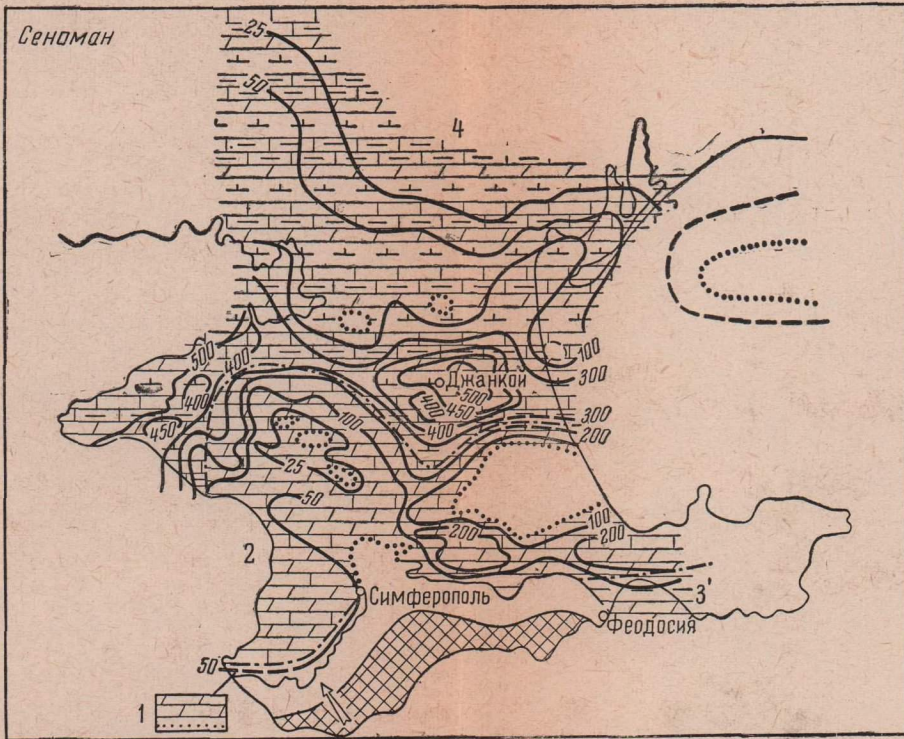
Литолого-фациальные схемы нижнемеловых отложений (по А. Е. Каменецкому и О. В. Снегиревой).

I — валанжин — нижний готерив: 1 — глины, глины известковистые (>60%), известняки органогенно-обломочные, песчаники и конгломераты (10%), на востоке — глыбовые конгломераты; 2 — пески, песчаники разнозернистые (>60%), глины, конгломераты (10%), углистые остатки; 3 — алевролиты и песчаники (по 40%), глины, гравий и галька; 4 — глины известковистые; песчанистые (>60%), мергели, известняки, глинистые и песчанистые.

II — верхний готерив — нижний баррем: 1 — пески, песчаники (>60%), алевролиты, глины, известняки органогенные; 2 — валунные конгломераты, глины с глыбами, песчаники, конгломераты; 3 — песчаники разнозернистые (>60%), алевролиты глинистые, углистые остатки; 4 — глины, песчаники; 5 — глины с конкрециями сидеритов.

III — верхний баррем — апт: 1 — глины, глины алевроитистые (40%), алевролиты (40%), песчаники, углистые остатки, сидерит; 2 — глины известковистые, иногда алевроитистые, сидерит; 3 — глины с конкрециями сидеритов.

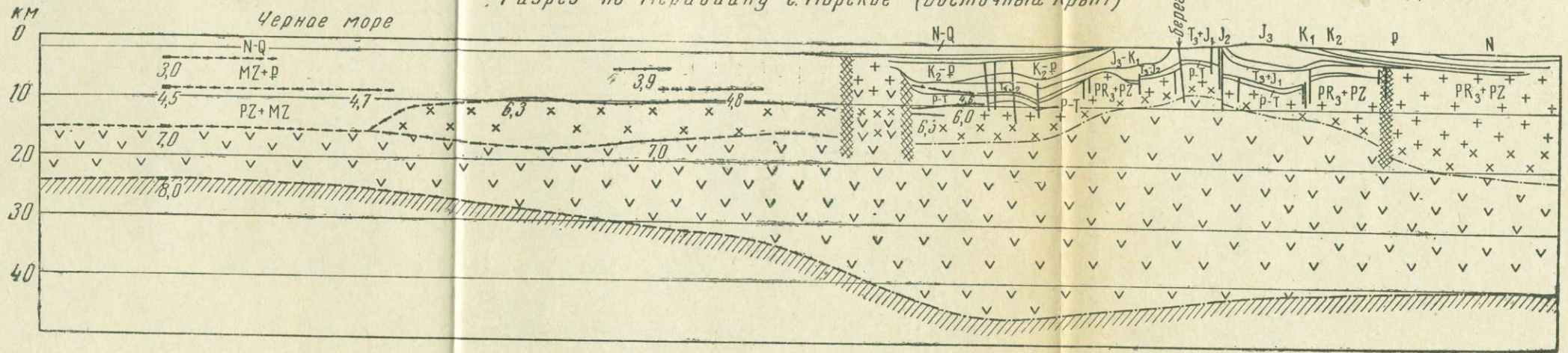
IV — альб, 1 — песчаники разнозернистые, мелкогалечниковые конгломераты, вулканогенные обломочные породы; 2 — песчаники разнозернистые, алевролиты, глины, известняки алевроитистые, вулканогенные обломочные породы, известняки, гравелиты; 3 — ритмичное чередование песчаников и глин, гравелиты (10%); 4 — алевролиты, спонголиты, опоки, глины, известняки, песчаники, мергель, примесь вулканогенного материала; 5 — мергели, алевролиты известковистые (по 40%), песчаники, известняки, вулканогенные обломочные породы; 6 — глины с конкрециями сидеритов.



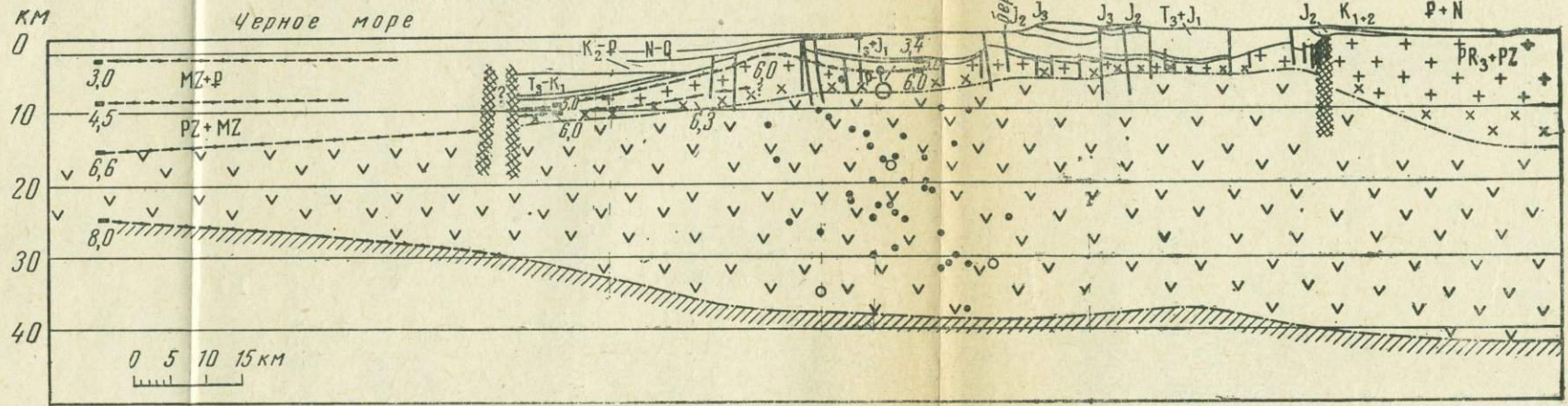
Литолого-фациальные схемы верхнемеловых отложений (по А. Е. Каменецкому, Н. И. Маслаковой, О. В. Снегиревой).

1 — мергели, мергели алевроитистые (>60%), песчаники (>10%); 2 — мергели, мергели алевроитистые (>60%), известняки (<10%); 3 — мергели мелоподобные (>60%), глины (<10%); 4 — известняки, известняки глинистые (>60%), мергели, глины известковистые; 5 — мергели, мергели песчаные (>60%), известняки, песчаники, конгломераты, кремни; 6 — мергели, известняки окремненные, мел, в кровле — глины (<5%); 7 — известняки, известняки глинистые, алевроиты, кремни; 8 — мергели песчаные (60%), известняки, песчаники, глины (<5%), конгломераты, кремни; 9 — известняки песчаные, песчаники, мергели; 10 — известняки мелоподобные, мел, мергели, кремни; 11 — известняки, глинистые известняки, глины (<5%), пирит, кремни; 12 — известняки алевроитистые (>60%), мергели; 13 — мергели, мергели мелоподобные (>60%), известняки, глины (киловые >5%), 14 — известняки, известняки глинистые (>60%), мергели, мергели мелоподобные; 15 — мергели, мергели песчаные (>60%), песчаники; 16 — мергели песчаные, известняки песчаные; 17 — известняки (>60%), мергели, мергели мелоподобные; 18 — мергели мелоподобные, мел; 19 — мергели песчаные (>60%), известняки мшанковые, известняки песчаные, песчаники; 20 — известняки органогенно-детритусовые, алевроитистые (>60%), мергели; 21 — известняки органогенно-детритусовые; 22 — линии равных мощностей; 23 — границы молодых и четвертичных размывов (контур современного распространения); 24 — границы распространения литологических комплексов; 25 — границы древних размывов; 26 — направление сноса обломочного материала; 27 — предполагаемая суша.

Разрез по меридиану с. Морское (Восточный Крым)

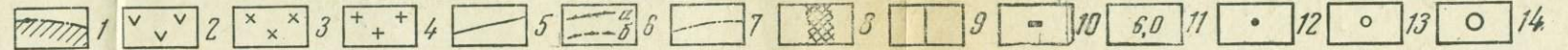


Разрез по меридиану Симеиза (Западный Крым)

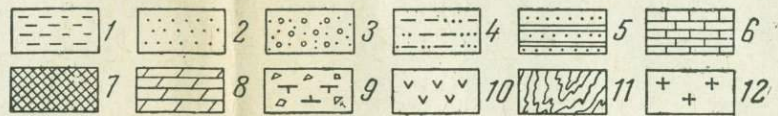
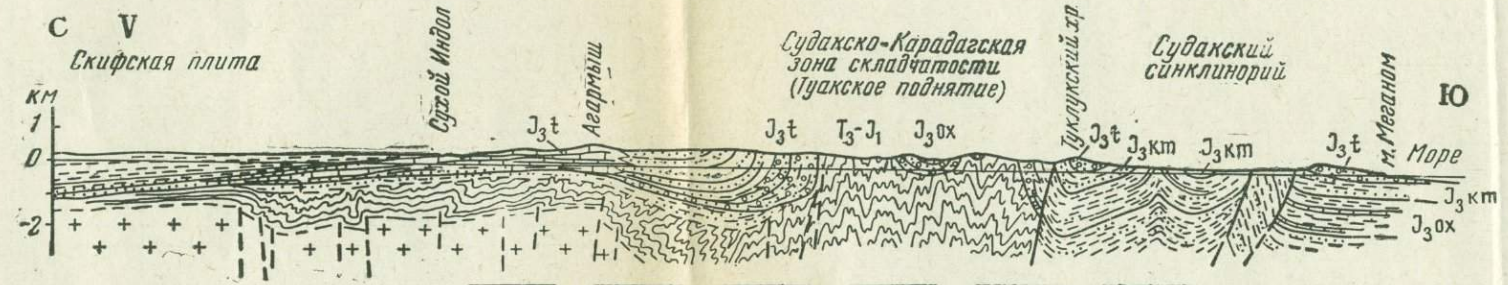
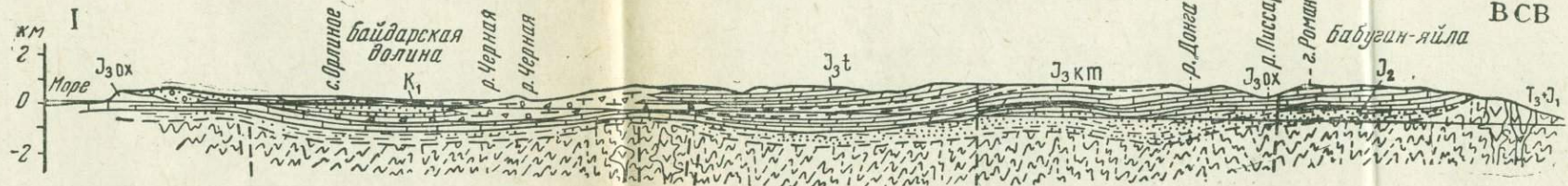


Гипотетические разрезы Крыма и прилегающей части дна Черного моря (по И. В. Архипову, А. Т. Тайнанову, Ю. П. Непрочнову, Е. А. Успенской).

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — базальтовый слой; 3 — гранитный слой со скоростями 5,3 км/сек; 4 — то же, со скоростями 6,0 км/сек; 5 — границы, проведенные по геологическим данным; 6 — то же, по данным ГСЗ (а — уверенные, б — неуверенные); 7 — то же, по данным гравиметрии; 8 — крупные разрывные нарушения, установленные по геофизическим данным; 9 — прочие разрывные нарушения, установленные по геофизическим и геологическим данным; 10 — отдельные определения глубин границ геофизическими методами; 11 — граничные скорости сейсмических волн; 12—14 — очаги землетрясений (12 — слабых, 13 — средних, 14 — сильных). Индексами показан возраст отложений



Синклиорий Юго-западного Крыма



Геологические разрезы Горного Крыма.

I — Юго-Западный синклиорий; II — Байдарская долина; III — Ялтинская яйла; IV — Восточнокрымский синклиорий; V — Караби-яйла;

1 — глинистые породы; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — песчано-глинистые породы; 5 — флиш; 6 — известняки; 7 — рифогенные известняки; 8 — глинистые известняки; 10 — интрузии, преимущественно среднего состава; 11 — породы таврической серии; 12 — палеозой

78 коп. с вкладками.

830

НЕДРА · 1973