Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XLIX, вып. 2, 1965 г.

УДК 551.243 (477. 9)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ЯДРА СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА

А. И. Шалимов

Основные представления о тектонике Горного Крыма получены в результате работ К. К. Фохта [1901—1915], А. А. Борисяка [1902—1909], А. С. Моисеева [1935], В. Ф. Пчелинцева [1962], М. В. Муратова [1949, 1960], Г. А. Лычагина [Гордиевич и др., 1962], Г. Х. Дикенштейна [1957] и многих других исследователей.

Материал, излагаемый в данной статье, собран автором в течение десятилетних исследований в Горном Крыму и маршрутных тематических работ на Западном Кавказе.

О тектоническом районировании Крыма. Горный Крым представляет собой фрагмент крупного унаследованного сводового поднятия * неогенового возраста (рис. 1). Юго-восточная часть и юго-западная периклиналь этого поднятия оборваны разломами северо-восточного и северо-западного простирания и погружены в Черное море. Северо-западное крыло неогенового поднятия полого погружается в сторону Равнинного Крыма ** и, судя по залеганию верхнемеловых и третичных отложений, без значительных дизъюнктивных нарушений сопряжено с краевыми структурами платформенной части полуострова — Альминской синеклизой и Симферопольским поднятием.

Восточная часть сводового поднятия, осложненная целой системой поперечных сбросов, ступенчато погружается в Черное море южнее Феодосийского залива.

Ядро сводового поднятия Горного Крыма отличается сложностью строения, большим количеством локальных, автономно развивавшихся конседиментационных структур, обилием продольных и поперечных разрывных нарушений, создающих в целом мозаично-глыбовое строение домеловых, а особенно доверхнеюрских пород.

Крупнейшими структурами ядра являются: Курцовско-Качинское антиклинальное поднятие на севере, Южнобережное антиклинальное поднятие на юге и разделяющая их крупная Яйлинская мегасинклиналь ***. В отличие от М. В. Муратова, выделявшего в пределах Главной гряды Крымских гор две крупные антиклинальные структуры (Туакский и Форосский антиклинории) и две синклинальные (Западно-Крымский и Восточно-Крымский синклинории), автор рассматривает Южнобережное поднятие и Яйлинскую мегасинклиналь как единые структуры Главной гряды Крымских гор, которые отчетливо прослеживаются на всем протя-

* Крымская мегантиклиналь, по М. В. Муратову [1949, 1960].

** Термин «Равнинный Крым», впервые предложенный Г. А. Лычагиным для обозначения платформенной части Крымского полуострова, более правилен, чем «Степной Крым», который использует большинство исследователей.

*** Яйлинский синклинорий, по М. В. Муратову [1949, 1960].

жении Горного Крыма и нарушаются лишь в полосе Алушта — Симферополь системой поперечных разрывов.

Перечисленные структуры ядра значительно более древние, чем сводовое поднятие Горного Крыма, в котором они интегрированы.

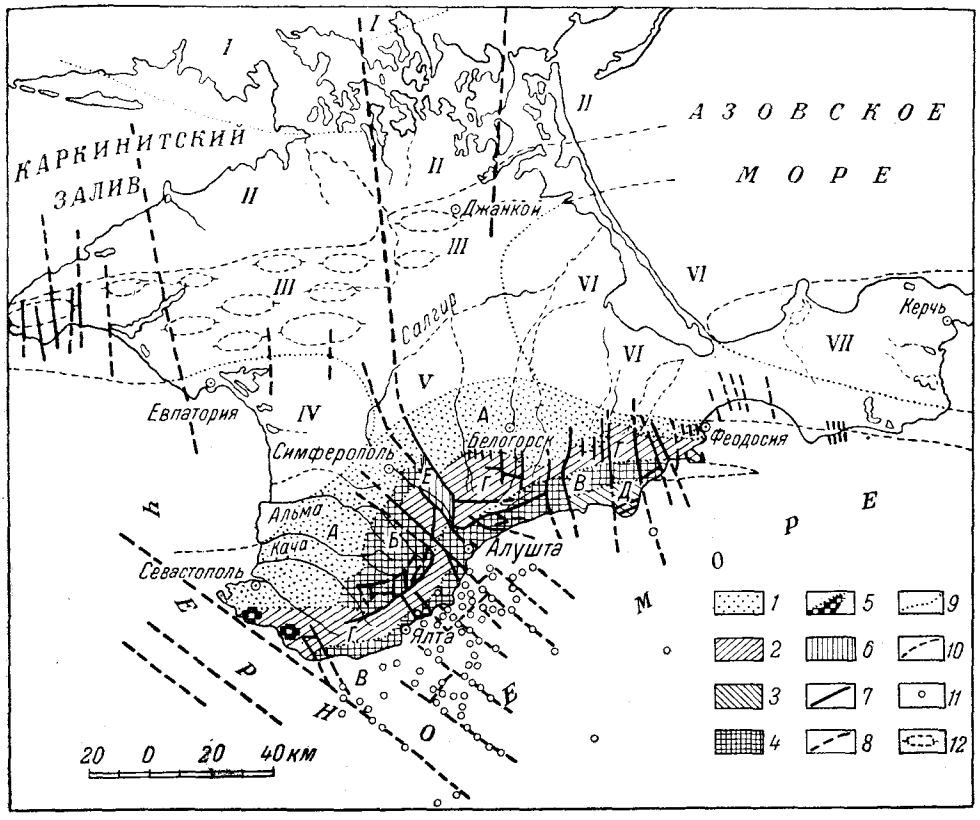


Рис. 1. Тектоническая схема Крыма.

Горный Крым: *А* — северное (северо-западное) крыло неогенового сводового поднятия Горного Крыма; *Б* — домеловое Курцовско-Качинское антиклинальное поднятие; *В* — Южнобережное антиклинальное поднятие (верхнеюрское); *Г* — верхнеюрская Яйлинская мегасинклиналь; *Д* — юрский Судакский внутренний синклинорий; *Е* — нижнемеловая поперечная наложенная Салгирская грабен-синклиналь.

Равнинный Крым: *I* — южный склон Украинского кристаллического массива (краевая часть докембрийской Русской платформы); *II* — Сивашский прогиб (послеюрский?); *III* — зона Тарханкутско-Джанкойских конседиментационных структур мелового — палеоген-неогенового возраста; *IV* — послеюрская Альминская синеклиза; *V* — поперечное унаследованное Симферопольское поднятие; *VI* — унаследованный Индоло-Кубанский прогиб (послеюрский?); *VII* — Керченская зона неогеновых конседиментационных складчатых структур, возникшая внутри Индоло-Кубанского прогиба.

1 — крыло сводового поднятия Горного Крыма, сложенное осадочными породами мела, палеогена и неогена; *2—5* — ядро сводового поднятия Горного Крыма, сложенное осадочными породами верхнего триаса, юры, местами нижнего мела и доверхнеюрскими изверженными породами; *2* — Яйлинская мегасинклиналь, сложенная верхнеюрскими и местами нижнемеловыми осадочными породами; *3* — Судакский внутренний синклинорий, сложенный осадочными породами средней и верхней юры; *4* — ядра крупных антиклинальных поднятий (Курцовско-Качинского и Южнобережного), сложенные осадочными породами верхнего триаса и нижней и средней юры и доверхнеюрскими изверженными породами; *5* — ядра мелких антиклинальных поднятий и отдельные поднятые блоки нижнего структурного этажа, сложенные доверхнеюрскими осадочными и изверженными породами; *6* — поперечная наложенная Салгирская грабен-синклиналь, выполненная осадочными породами нижнего мела; *7, 8* — разрывные нарушения соответственно прослеженные (по геологическим и геоморфологическим данным) и предполагаемые (по геофизическим и геоморфологическим признакам); *9, 10* — границы регионов и структур, соответственно, установленные и предполагаемые; *11* — эпицентры землетрясений (по данным А. Я. Левицкой); *12* — платформенные антиклинальные поднятия Тарханкутско-Джанкойской зоны.

Составил А. И. Шалимов с использованием данных Б. А. Гуревича, Г. Х. Дикенштейна, А. Я. Левицкой, Г. А. Лычагина, А. С. Моисеева, М. В. Муратова, В. Б. Соллогуба и др.

Их формирование в основном завершено в меловое время, а заложены они были, по-видимому, в самом начале поздней юры или еще раньше. На характере же преобразования этих структур в течение альпийского этапа остановимся ниже.

К северу от сводового поднятия Горного Крыма расположены структуры Равнинного Крыма — переходной зоны, сочленяющей мезозойско-альпийское горное сооружение юга полуострова с докембрийской Русской платформой. Переходная зона представляет собой краевой прогиб с гетерогенным фундаментом [Гуревич, 1959; Дикенштейн, 1957; Муратов, 1960; Соллогуб, 1962]. Чехол прогиба сложен неметаморфизованными осадками мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного времени * и характеризуется структурами платформенного типа. Мощность чехла меняется от сотен метров до нескольких километров.

Поперечные разрывные нарушения в структуре Горного Крыма. Громадную роль в структуре сводового поднятия Горного Крыма играют крупные поперечные нарушения северо-западного и субмеридионального простирания. Среди них на первый план выдвигаются две зоны разломов Юго-западная (Херсонесско-Сарычская) и Центральная (Алуштинско-Симферопольская). Юго-западная протягивается на дне Черного моря параллельно юго-западному побережью полуострова на участке мыс Херсонесский — мыс Сарыч. Разломы этой зоны погрузили в море юго-западную периклиналь сводового поднятия. Они фиксируются уступами дна, положением эпицентров землетрясений.

Центральная зона разломов характеризуется сложным строением и длительной историей развития. На дне моря юго-восточнее Алушты она прослеживается по расчлененному рельефу и эпицентрам землетрясений. В Алуштинском амфитеатре ее индикаторами являются: 1) цепь интрузивных массивов (Кастель, Урага, Чамны-Бурун и др.), протягивающаяся в северо-западном направлении вдоль северо-восточного края плато Бабуган; 2) зоны интенсивных дислокаций в породах таврической серии; 3) системы крупных разрывов, северо-западного и субмеридионального простирания в районе Кебитского и Ангарского перевалов; 4) смещение к северу всего известнякового массива плато Чатырдаг, относительно верхнеюрских известняков плато Бабуган и Центральной котловины; 5) фациальное замещение на протяжении 2—3 *км* мощных верхнеюрских известняков Бабугана и Чатырдага конгломератами Демерджи-яйлы.

Далее к северу Центральная зона разломов фиксируется поперечной (относительно простирания орогена) структурой Салгирской грабен-синклинали. Разломы этой зоны под покровом меловых, палеогеновых и неогеновых пород в какой-то степени определяют контуры Симферопольского поднятия и, по-видимому, протягиваются далеко на север, где в районе Сиваша обусловливают коленообразный изгиб в плане контура докембрийской платформы, отмеченный на многих тектонических схемах Крыма [Гордиевич и др., 1962; Гуревич, 1959; Соллогуб, 1962, и др.].

Региональный характер центральной зоны разломов, которая проходит через складчатую область и прилегающий участок платформы, свидетельствует об унаследованности дислокаций с весьма отдаленного времени. Значительно севернее — в докембрийских структурах Криворожья — широко распространены крупные субмеридиональные разломы, описанные в работах целого ряда исследователей. Не исключено, что поперечная к складчатым структурам Горного Крыма Алуштинско-Симферопольская зона разломов отражает в какой-то мере тектонику глубоко погруженного в Крыму допалеозойского структурного этажа.

В складчатой структуре Горного Крыма эта зона разломов, вместе с оперяющими нарушениями, прослеженными в северо-западном направлении в бассейне р. Альмы, создает своеобразную горизонтальную флексуру, осложненную сдвигами. В южном крыле флексуры расположена юго-западная часть Яйлинской мегасинклинали. Смыкающее крыло образуют нагорье Бабуган и обособленный массив Чатырдага. В северном крыле на-

---

* В составе чехла прогиба не исключено присутствие юрских отложений, залегающих в наиболее глубоких впадинах фундамента.

ходятся массивы Демерджи, Караби и Долгоруковской яйл и вся более восточная часть Яйлинской мегасинклинали. Наличие горизонтальной флексуры вдоль Алуштинско-Симферопольской зоны разломов легко объясняет аномальные северо-западные простирания пород таврической серии в верховьях рек Альма и Бодрак. Достаточно пластичные песчано-глинистые отложения таврической серии, вовлеченные в сдвиговые деформации вдоль Центральной зоны разломов, приобрели в пределах этой зоны и вблизи от нее аномальные простирания, контролируемые простиранием разломов данной зоны.

Как следует из анализа доступной наблюдению части структуры Горного Крыма, движения вдоль Алуштинско-Симферопольской зоны разломов происходили по крайней мере начиная с нижней юры до антропогена включительно. По-видимому, эта зона представляет собой длительно живущий глубинный разлом.

В Восточном Крыму крупные поперечные нарушения ступенчатого характера ограничивают с запада и востока относительно приподнятый Агармышско-Меганомский блок и блок массива Карадаг. Крупные поперечные сбросы прослеживаются также из района г. Белогорска к с. Приветное и от с. Тополевка на юг вдоль долины р. Ворон. Система разломов в окрестностях вулканического массива Карадаг подробно описана в ряде работ [Кизевальтер и др., 1959; Лебединский и др., 1962; Муратов, 1960]. Многие поперечные нарушения Восточного Крыма также, по-видимому, являются разломами длительного развития: ими контролируются резкие изменения фаций нижнемеловых, а местами и титонских отложений. Так, например, различия в разрезах нижнемеловых отложений отмечаются даже в соседних тектонических блоках к северу от вулканического массива Карадаг.

Большое значение для понимания характера мозаично-глыбового строения Горного Крыма имеют особенности структуры морского дна в пределах шельфа и континентального склона к юго-востоку от Южного берега на участке мыса Сарыч — Алушта. Именно в пределах этого блока морского дна, заключенного между Херсонесско-Сарычской и Алуштинско-Симферопольской зонами разломов, расположено подавляющее большинство эпицентров крымских землетрясений (рис. 1). Эпицентры образуют цепи северо-восточного и северо-западного направлений и, видимо, намечают зоны разломов достаточно глубокого заложения [Левицкая, 1961]. Одни цепи эпицентров находят свое продолжение в прослеженных разломах на суше, на продолжении других крупные разломы на суше не известны (или не установлены). Обращает на себя внимание любопытное совпадение нескольких отчетливо выраженных цепочек эпицентров северо-западного простирания с направлением долин наиболее крупных рек Юго-Западного Крыма. На продолжении долины р. Черной, верховьев рек Бельбека, Качи и Альмы, на дне Черного моря прослеживаются линии эпицентров землетрясений. И хотя непосредственные структурные связи направлений долин на суше и цепочек эпицентров на дне для большинства долин (за исключением долины р. Альмы) пока не улавливаются, это совпадение направлений едва ли случайно. Вероятно, долины крупнейших рек Горного Крыма имеют тектоническое заложение и возникли на линиях дислокаций северо-западного простирания, вдоль которых значительно юго-восточнее в опущенной части южного крыла сводового поднятия современные движения продолжаются.

Современная сейсмическая активность на участке морского дна, прилегающем к юго-западному блоку сводового поднятия Горного Крыма, по-видимому, имеет какую-то связь с предысторией геологического развития всего блока. Сущность этой связи пока остается неясной, но, вероятно, ее следует искать в особенностях структуры юго-западного блока. Именно в этом блоке — между Херсонесско-Сарычской и Алуштинско-Симферопольской зонами разломов заключено большинство магматических

проявлений как интрузивного, так и эффузивного характера. К востоку от Алуштинско-Симферопольского глубинного разлома магматические проявления носят спорадический характер, и единственным исключением является вулканический центр Карадага.

Особенности строения антиклинальных поднятий. Ядра антиклинальных поднятий, сложенные флишем таврической серии и песчано-глинистыми и вулканогенными породами средней юры, характеризуются сложной, во многом еще не расшифрованной тектоникой. Необходимы детальные съемки, чтобы разобраться в каскадах сложнейших складок различных порядков и густой сети разрывов. Детальные работы Г. А. Лычагина и других геологов на Южнобережном поднятии и автора — в северной части Курцовско-Качинского поднятия, показывают, что ядра поднятий имеют складчато-блоковое строение. Прослеживаются фрагменты более крупных складок, надвинутые один на другой. В зонах сгущения разрывов величина блоков уменьшается, а число их резко возрастает, и структура приобретает мозаичный характер. Как правило, антиклинали и их фрагменты построены более сложно, а наиболее крупные участки слабо гофрированных моноклинально лежащих отложений тяготеют к крыльям синклиналей.

В северной части Курцовско-Качинского антиклинального поднятия удалось установить довольно крупные (длиной свыше 10 *км*) конседиментационные структуры, рост которых начался еще в верхнем триасе и продолжался в течение нижней и средней юры [Крымгольц и др., 1961; Лебединский и др., 1961]. Постепенный рост конседиментационных антиклиналей (например, Салгир-Альминской) сопровождался размывами сводовых частей, вулканическими проявлениями вдоль разрывов, осложняющих свод, развитием биогермов [Шалимов, 1960]. В прогибах, расположенных между конседиментационными антиклиналями, осадконакопление продолжалось без заметных перерывов в течение всего верхнего триаса, лейаса, а местами захватило и среднюю юру. Подобные конседиментационные структуры в более молодых, преимущественно верхнеюрских отложениях были описаны М. В. Муратовым и Д. С. Кизевальтером для Восточного Крыма [1959].

Крупные складки пород таврической серии почти повсеместно осложнены громадным количеством более мелких складок, измеряемых дециметрами и сантиметрами (рис. 2). В числе этих складок широко распространены наклонные, опрокинутые и ныряющие. Большинство из них опрокинуто к ядрам антиклинальных поднятий. В пределах доступной наблюдению части Южнобережного поднятия складки в породах таврической серии, а местами и в более молодых среднеюрских отложениях [Лебединский, Шалимов, 1962 а, б] опрокинуты на юго-восток, т. е. от Яйлинской мегасинклинали к ядру антиклинального поднятия. В северо-западном крыле Курцовско-Качинского поднятия складки таврической серии опрокинуты на юго-восток, в северо-восточной части поднятия (в верховьях р. Альмы) — на юго-запад, в юго-восточном крыле — на северо-запад.

Как следует из характера опрокидывания мелких складок, механизмом их образования могло быть пластическое нагнетание существенно глинистых пород таврической серии во вскрытые денудацией ядра антиклинальных поднятий и, соответственно, выдавливание этих пород из-под синклинально залегающих более жестких отложений верхнеюрского возраста. Процесс нагнетания мог начаться еще в позднеюрское время, после накопления юрских отложений значительной мощности, продолжался в течение последующей геологической истории структур Горного Крыма и, по-видимому, в какой-то степени продолжается и сейчас. Структуры гравитационного разваливания и осложняющие их оползневые явления, широко распространенные на Южном берегу Крыма, вероятно, связаны не только с факторами денудации, но и с продолжающимся

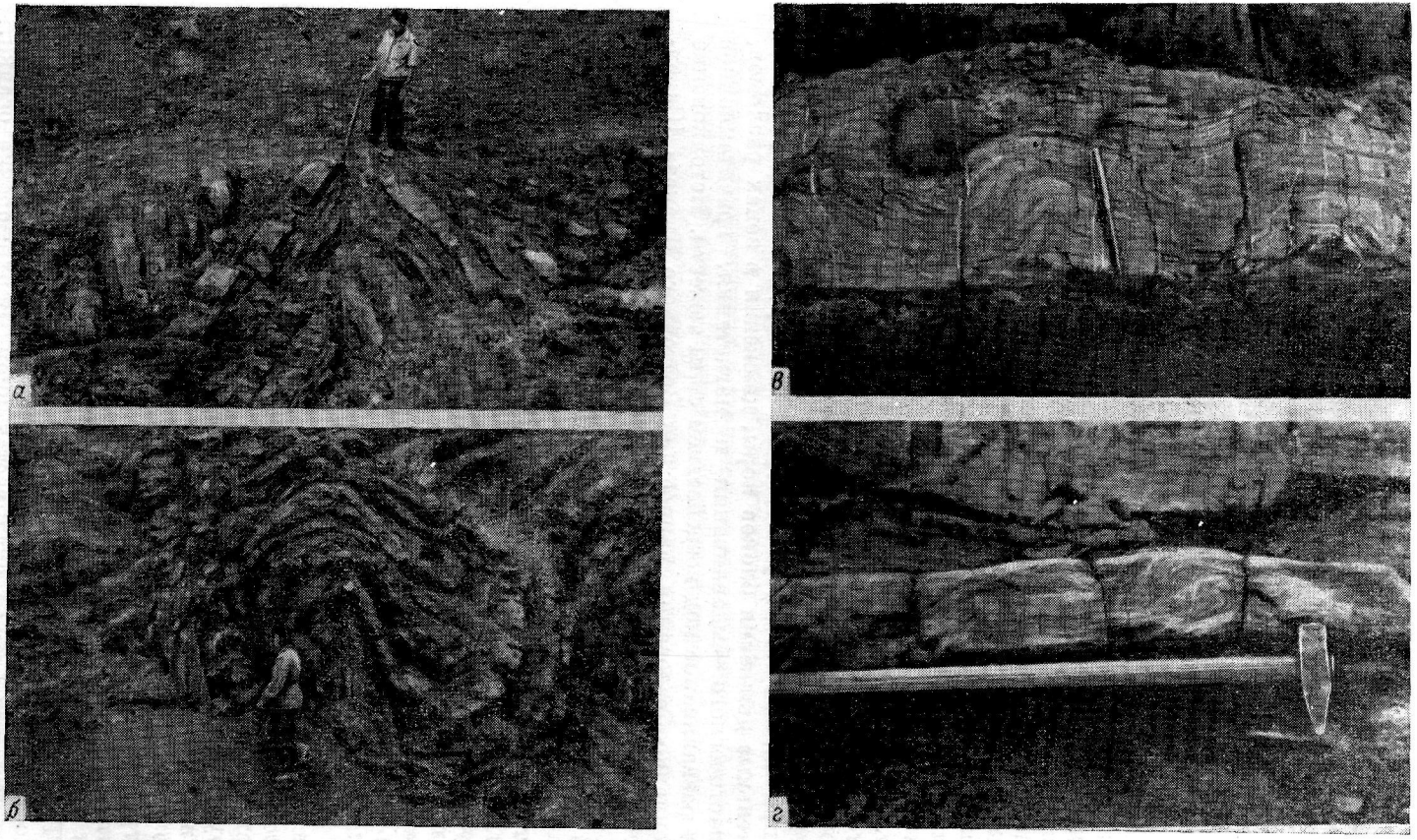


Рис. 2. Складки в породах таврической серии в ядре южнобережного антиклинального поднятия в окрестностях сел. Приветное (балка Песчаная): *а* — симметричные синклиналь и антиклиналь с острыми замками; *б* — слабо опрокинутая антиклиналь с разрывом в южном крыле и синклиналь с цилиндрическими замками; *в* — мелкие внутрислоевые симметричные складки в слое мелкозернистого песчаника, переходящего в алевролит (песчаниковый и алевролитовый подэлементы флишевого ритма); *г* — мелкие внутрислоевые симметричные и опрокинутые складки в слое мелкозернистого песчаника (песчаниковый подэлемент флишевого ритма).

медленным выдавливанием более пластичных толщ таврической серии из-под верхнеюрских известняков Яйлы.

Подобные явления пластического выдавливания существенно глинистых пород из-под мощных известняков, развитые даже в условиях спокойно залегающих толщ, описаны С. Холлинзвортом [1944] для железорудного поля Нортамптон в Англии. Они характерны также для существенно глинистых нижне- и среднеюрских отложений Западного Кавказа [Складчатые деформации . . . , 1962].

В ряде мест в породах таврической серии фиксированы мелкие (размером в сантиметры, дециметры) внутрислоевые складки, связанные с подводным оползанием осадков (рис. 3, *в*, *г*).

По-видимому, возникали и более крупные складки подобного типа, захватывающие ряд слоев и их пачки. Однако выделить эти складки в пластичной толще, структура которой длительное время перестраивалась под воздействием пластического нагнетания пород в ядра антиклинальных поднятий, современными полевыми методами невозможно.

Таким образом, складчатые структуры ядер антиклинальных поднятий включают складки разных генетических типов: крупные конседиментационные, складки гравитационного оползания, развивавшиеся в ходе осадконакопления и непосредственно после его окончания, складки пластического нагнетания и выдавливания, приразрывные складки, особенно распространенные в зоне глубинного Алуштинско-Симферопольского разлома и т. д. Формирование этой сложной структуры приходится связывать не столько с какими-то вспышками движений в виде «фаз складчатости» [Борисяк, 1902—1909; Гордиевич и др., 1962; Моисеев, 1935 и др.], сколько с длительными, постепенно развивающимися деформациями. Основными причинами этих деформаций, по-видимому, явились вертикальные колебательные движения блоков коры, движения в зонах разломов, явления пластического выдавливания и нагнетания, гравитационное оползание и разваливание под воздействием силы тежести. Истолкование механизма складкообразования, данное для Восточного Кавказа [Складчатые деформации . . . , 1962], во многом приложимо к складчатым структурам ядер антиклинальных поднятий Горного Крыма.

Горный Крым — сооружение со сложной историей разнообразных прерывисто-непрерывных дислокаций, начавшихся по крайней мере в позднем триасе и продолжающихся по настоящее время; по возрасту его следует называть мезозойско-альпийским.

Структурные этажи в Горном Крыму. Следует остановиться на применимости понятия «структурный этаж» к различным стратифицированным комплексам, развитым в Крыму и отличным по залеганию, степени уплотнения и метаморфизма и внутренней структуре.

Если для Равнинного Крыма можно достаточно определенно говорить о наличии двух структурных этажей — чехла, сложенного меловыми и кайнозойскими осадками, и домелового (или доверхнеюрского?) фундамента, то вопрос о структурных этажах в Горном Крыму более сложен. Длительность и известная автономность развития отдельных более крупных структур не позволяют наметить структурные этажи для всего горного сооружения в целом. Действительно, если в крыльях Курцовско-Качинского антиклинального поднятия нижнемеловые отложения залегают со структурным несогласием на более древних образованиях и должны быть отнесены к иному структурному этажу, чем подстилающие породы, то уже в нескольких десятках километров восточнее — в верховьях р. Тунас (*Яйлинская мегасинклиналь*) нижнемеловые отложения связаны постепенным переходом с подстилающими верхнеюрскими и граница структурных этажей оказывается иной. Верхнеюрские осадки, залегающие в крыльях Южнобережного поднятия со структурным несогласием на породах таврической серии и средней юры, в пределах Судакского синклинория, связаны постепенным переходом с подстилающими

среднеюрскими отложениями [Кизевальтер и др., 1959; Муратов, 1960]. Среднеюрские породы в одних местах залегают согласно на породах таврической серии (бассейн р. Альмы), в других — несогласно (бассейн р. Салгир).

Таким образом, структурные этажи в Горном Крыму могут быть выделены лишь для отдельных структур или групп структур со сходной историей развития. Для большей части Курцовско-Качинского поднятия можно говорить о трех структурных этажах: 1) нижнем, состоящем из пород таврической серии, средней юры и магматических образований; 2) среднем, сложенном верхнеюрскими породами; 3) верхнем, образованном меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадками. Для Южнобережного поднятия можно выделить либо два (доверхнеюрский и верхнеюрский), либо три структурных этажа (досреднеюрский, среднеюрский и верхнеюрский), для Судакского синклинория — один и т. д.

О формах связи складчатых сооружений Крыма и Большого Кавказа. Соображения о том, что неогеновые складки Керченского полуострова не имеют прямой связи со структурами Горного Крыма, уже высказывались [Архангельский, 1928]. Структуры Керченско-Таманской области, сходные со структурами Апшеронского полуострова, расположены на погружении сводового поднятия Большого Кавказа. Складки Керченского полуострова постепенно затухают и теряются в западной части Индоло-Кубанского прогиба. Продолжение их в северном крыле сводового поднятия Горного Крыма не улавливается. Таким образом, создается представление, что сводовые поднятия Большого Кавказа и Горного Крыма расположены кулисообразно и восточное продолжение складчатых структур Крымского орогена следует искать в Черном море — юго-восточнее Керченского полуострова.

Вдоль южного побережья Керченского полуострова по небольшим выходам верхнемеловых отложений прослеживаются фрагменты северного крыла сводового поднятия Горного Крыма. Судя по рельефу морского дна и геофизическим данным, структура этого поднятия продолжается южнее Керченского и Таманского полуостровов и ее периклинальное замыкание может располагаться почти на долготе Анапы. Кулисообразность расположения структур Горного Крыма и Большого Кавказа находит подтверждение и в наличии определенных сходных черт между доступными наблюдению структурами Горного Крыма и структурами зон южного склона Большого Кавказа. Они выражаются в сходстве некоторых осадочных формаций, в особенностях проявления вулканизма. Так, и проявления вулканизма в верхнем триасе (спилиты в окрестностях Красной Поляны), и наиболее интенсивные проявления байосского вулканизма сосредоточены на Кавказе в зонах южного склона [Хаин и др., 1962]. Вулканизм этих возрастов наиболее отчетливо и ярко проявился в Крыму. С другой стороны, осадочные формации и вулканизм северного крыла антиклинория Большого Кавказа (тоарский и ааленский вулканизм) отчетливых аналогий в Горном Крыму не находят.

Крупное складчатое сооружение, включающее как доступную наблюдению часть современного Горного Крыма, так и его гипотетическое продолжение на дне Черного моря — к востоку и юго-востоку от мыса Меганом, Карадага и Феодосии, можно было бы назвать палео-Крымом (рис. 3).

Палео-Крым перед своим погружением в конце неогена, когда он был максимально приподнят, вероятно, представлял собой дугообразное сводовое поднятие длиной около 400 *км*, обращенное выпуклостью на север. Площадь его, по-видимому, несколько превышала указанные М. В. Муратовым [1960] размеры погруженной части так называемой Понтиды — гипотетической суши, которая находилась в неогене — у южных берегов современного Крыма.

Можно предположить, что современные Крымские горы занимают не более одной четверти площади палео-Крыма, т. е. что на дне Черного

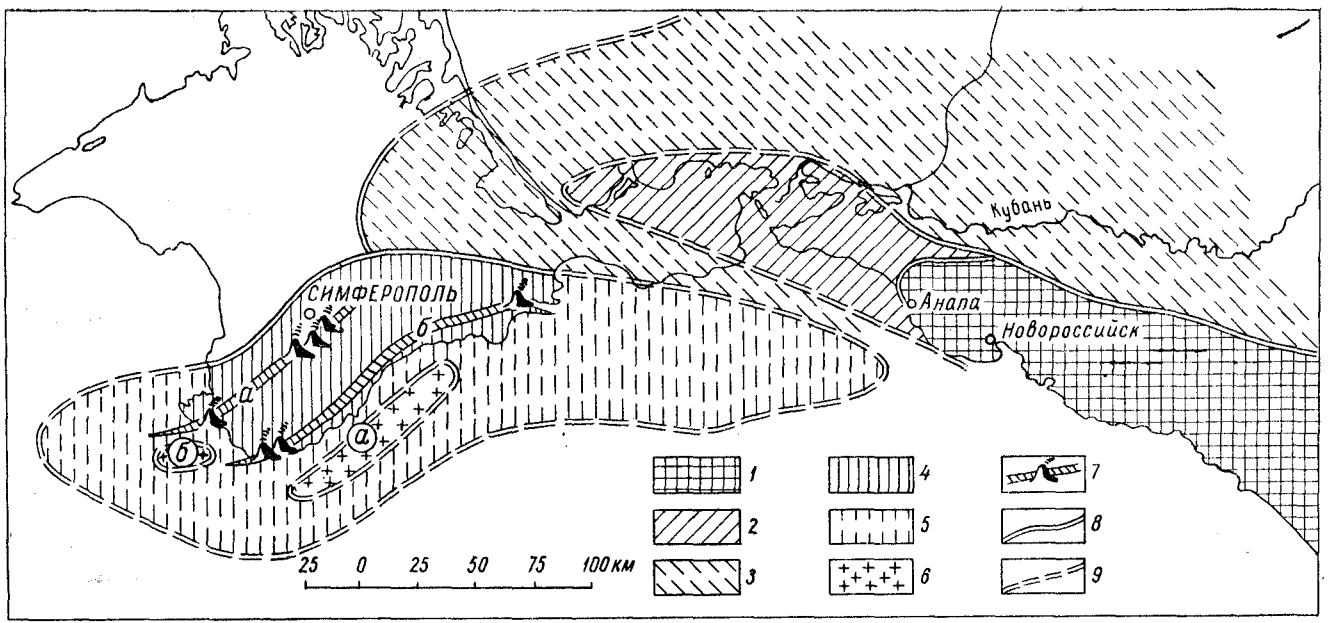


Рис. 3. Соотношение структур Большого Кавказа и Горного Крыма.

1 — северо-западная часть мегантиклинория Большого Кавказа; *2* — зона брахиморфных конседиментационных структур с явлениями диапиризма и грязевым вулканизмом на погружении антиклинория Большого Кавказа (внешняя зона периклинального замыкания складчатой структуры Большого Кавказа, аналогичная Апшеронской зоне); *3* — Индоло-Кубанский прогиб; *4* — сохранившаяся часть неогенового сводового поднятия Горного Крыма; *5* — погруженная в Черное море часть неогенового сводового поднятия палео-Крыма; *6* — предполагаемые участки погруженного кристаллического ядра палео-Крыма (*а* — Форосско-Алуштинский; *б* — Балаклавский); *7* — местоположение вулканических островных дуг верхнетриасового, лейасового и среднеюрского возраста (*а* — северная, *б* — южная) в Горном Крыму; *8* и *9* — соответственно установленные и предполагаемые границы регионов.

моря покоится почти три четверти Крымского складчатого сооружения, в том числе и его гипотетическое кристаллическое ядро, подобное кристаллическому ядру антиклинория Большого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое развитие Горного Крыма в мезозое и кайнозое имеет много общих черт с Западным Кавказом.

Основой развития обоих регионов был рост конседиментационных локальных структур внутри геосинклинальных прогибов. Эти локальные структуры развивались автономно. Их примерами в Горном Крыму являются: Курцовско-Качинское поднятие, Южнобережное поднятие, Яйлинский синклинальный прогиб. К подобным структурам на Западном Кавказе могут быть отнесены Гойтхский антиклинорий, северо-западная (синклинальная) часть Невеб-Аутлинской структурно-фациальной зоны, зона Ахцу, Абхазская зона [Хаин и др., 1962].

При росте антиклинальных структур и в Горном Крыму, и на Западном Кавказе пластичные глинистые породы (в частности слои триаса и лейаса) нагнетались в ядре антиклиналей.

Для Горного Крыма и Западного Кавказа характерны две системы продольных и поперечных разломов. Продольные разломы представляют собой надвиги (Западный Кавказ) или крутые взбросы и сбросы (Горный Крым), поперечные — сбросы и сбросо-сдвиги.

Для центральных частей горных сооружений Кавказа и Крыма характерны крупные поперечные конседиментационные разломы, сопровождавшиеся проявлениями магматизма. На Кавказе они служат естественными границами областей Западного, Центрального и Восточного Кавказа, в Крыму к числу подобных нарушений можно отнести Алуштинско-Симферопольский глубинный разлом. По геофизическим данным эти крупнейшие поперечные нарушения переходят из складчатых областей в прилегающие участки платформ.

Поперечные разломы ступенчато погружают антиклинальную структуру Западного Кавказа к северо-западу, а структуру Горного Крыма — к юго-востоку. Однако структура Горного Крыма не является непосредственным продолжением структуры Большого Кавказа. Геосинклинальные прогибы Горного Крыма и Большого Кавказа, по-видимому, располагались кулисообразно.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Об отношении складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор. Вестн. Геолкома, № 2, 1928.

Борисяк А. А. *Отчеты о деятельности геологического комитета.* Изв. Геолкома, тт. XXI, XXII, XXIV, XXVII, XXVIII, 1902—1909.

Гордиевич В. А. и др. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Изд-во АН УССР, 1962.

Гуревич Б. А. Новые данные о тектонике Степного Крыма и Присивашья. Сов. геология, № 9, 1959.

Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов. геология № 59, 1957.

Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1959.

Крымгольц Г. Я., Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы (Юго-Западный Крым). Вестник ЛГУ, серия геол. и географич., № 6, вып. 1, 1961.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму. ДАН СССР, т. 140, № 1, 1961.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Структура вулканогенного комплекса Лимен (Горный Крым). ДАН СССР, т. 147, № 6, 1962а.

Лебединський В. І., Шалімов А. І. Нові дані про геологічну будову вулканічної групи Карадаг (Крим). Геологіч. журн., т. XXII, вып. 3, 1962б.

Левицкая А. Я. Сейсмичность Крыма. Сб. «Землетрясения в СССР». Изд-во АН СССР, 1961.

Моисеев А. С. Основные черты строения Горного Крыма. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. 64, вып. 1, 1935.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, 1949.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.

Пчелинцев В. Ф. Образование Крымских гор. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. XIV, 1962.

Соллогуб В. Б. Тектоническое районирование юга Украины и Кубани по геофизическим данным. Ин-т геофиз. АН УССР, Геофизич. сб. № 1 (3), 1962.

Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Сб. под ред. В. В. Белоусова. Изд-во АН СССР, 1962.

Хаин В. Е. и др. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. Тр. Кавказской эксп. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3, 1962.

Фохт К. К. Отчеты о деятельности геологического Комитета. Изв. Геолкома, тт. XX—XXXV, 1901—1915.

Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых и нижне- и среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма. ДАН СССР, т. 132, № 6, 1960.

Hollingworth S. E., Taylor J. H., Kellawaj G. A. Quart. Journ. Geol. Soc., № 100, 1944.