

УДК 551.21(234.86)

З. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ, А. И. ШАЛИМОВ

*

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В СТРУКТУРЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГОРНОГО КРЫМА

Магматические образования являются непременной частью структуры складчатых зон, в пределах которых, в зависимости от возраста этих зон и их положения, форма и состав магматических тел, размах и последовательность вулканических процессов широко варьируют. Установленные закономерности отражают лишь самые общие особенности магmatизма многих складчатых зон.

Современные представления о сложности, длительности и дискретности магматизма складчатых зон подтверждаются и на примере Горного Крыма. В результате работ последнего десятилетия в Крыму были установлены магматические проявления верхнетриасового (Лебединский, Шалимов, 1960; Пустовалов, 1959) и нижнеюрского (Лебединский, Шалимов, 1961) времени, уточнены особенности среднеюрского (Крымгольц, Шалимов, 1961) и нижнемелового вулканализма (Лебединский, Добровольская, 1961) и т. д. Однако значительно меньше сведений приводилось о закономерностях размещения магматических проявлений в структурах Крыма и месте их в геологической истории региона. Именно эти вопросы и освещаются авторами, которые использовали данные многолетних личных исследований и литературные источники.

Особенности структуры Горного Крыма

Горный Крым представляет собой фрагмент крупного унаследованного сводового поднятия* неогенового возраста (рис. 1). Юго-восточная часть и юго-западная периклиналь этого поднятия обрезаны молодыми разломами и погружены в Черное море. Северо-западное его крыло полого погружается в сторону Равнинного Крыма; оно сложено моноклинально залегающими с нологим падением к северо-западу (и к северу) меловыми и третичными отложениями. Эти отложения местами нарушены системами поперечных сбросов субмеридионального и северо-западного простираний (районы Феодосии, Белогорска, Балаклавы и т. д.).

Ядро рассматриваемого поднятия отличается сложностью строения, наличием большого количества локальных, автономно развивавшихся конседиментационных структур, обилием продольных и поперечных разрывных нарушений, создающих в целом мозаично-блоковое строение домовых, а особенно доверхнеюрских пород. Крупнейшими структурами ядра (структурами второго порядка) являются Курзовско-Качин-

* Крымская мегантиклиналь или Крымский мегантиклинорий, по М. В. Муратову.

ское антиклинальное поднятие на севере, Южнобережное — на юге и разделяющая их крупная Яйлинская мегасинклиналь*. Все эти структуры под теми или другими названиями неоднократно были описаны (Личагин, 1958; Муратов, 1949—1960). Наиболее подробная их харак-

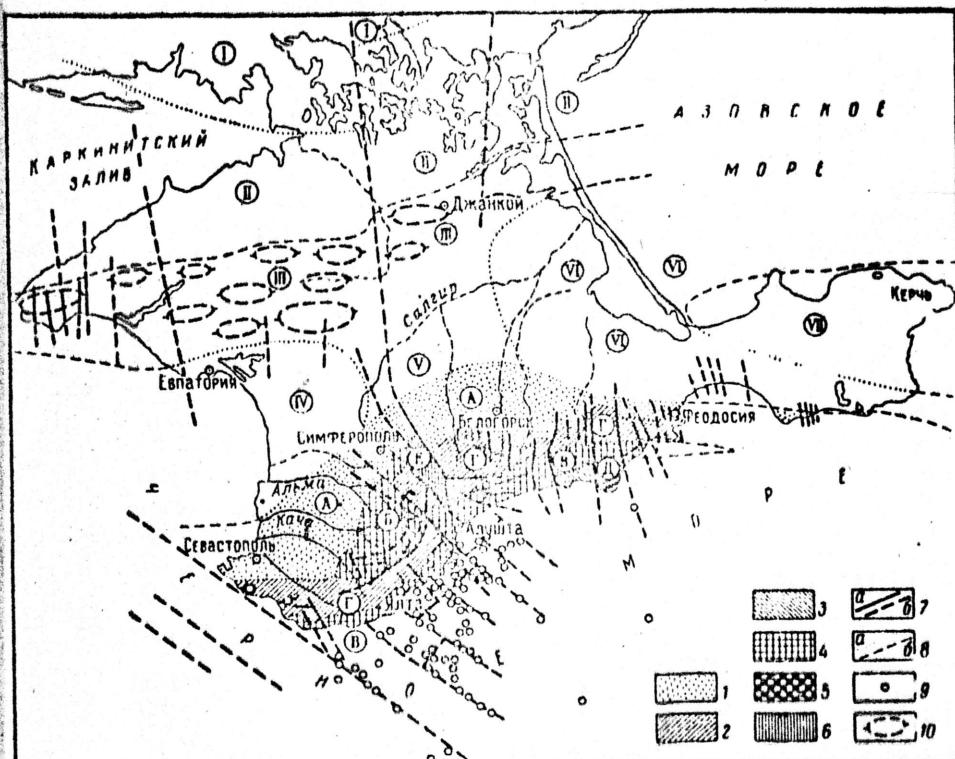


Рис. 1. Тектоническая схема Крыма. Составил А. И. Шалимов с использованием данных Б. А. Гуревича, Г. Х. Дикенштейна, А. Я. Левникой, Г. А. Личагина, А. С. Моисеева, М. В. Муратова, Б. В. Соллогуба и др.

1 — крыло сводового поднятия, сложенное осадочными породами мела, палеогена и неогена; 2, 3, 4, 5 — ядро, сложенное осадочными породами верхнего триаса, местами нижнего мела и доверхнеюрскими изверженными породами (2 — Яйлинская мегасинклиналь, сложенная верхнеюрскими и местами нижнемеловыми осадочными породами, 3 — Судакский внутренний синклиниорий, сложенный осадочными породами средней и верхней юры, 4 — ядра крупных антиклинальных поднятий — Курцковско-Качинского и Южнобережного, — сложенные осадочными породами верхнего триаса, 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 наложение Салгирской грабен-синклиналь, выполненная осадочными породами нижнего мела; 7 — разрывные нарушения (а — прослеженные по геологическим и геоморфологическим данным, б — предполагаемые по геофизическим и геоморфологическим признакам); 8 — границы регионов и структур (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — эпицентры землетрясений (по данным А. Я. Левникой); 10 — схематическое изображение платформенных антиклинальных поднятий Тарханкутско-Джанкойской зоны

Главнейшие структуры: А — северное (северо-западное) крыло неогенового сводового поднятия Горного Крыма, В — Южнобережное антиклинальное поднятие (верхнеюрское?), В — домеловое Курцковско-Качинское антиклинальное поднятие, Г — верхнеюрская Яйлинская мегасинклиналь. Д — юрский Судакский внутренний синклиниорий. Е — нижнемеловая поперечная наложение Салгирская грабен-синклиналь. Г — южный склон Украинского кристаллического массива (краевая часть докембрийской Русской платформы). II — Синяшский прогиб (послеюрский?). III — зона Тарханкутско-Джанкойских конеседиментационных структур мелового — третичного возраста, IV — послесюрская Альминская синеклиза, V — поперечное унаследованное Симферопольское поднятие, VI — унаследованный Индоло-Кубанский прогиб (послеюрский?), VII — Керченская зона неогеновых конеседиментационных складчатых структур внутри Индоло-Кубанского прогиба

теристика была дана М. В. Муратовым (1949, 1960), выделявшим в пределах Главной гряды Крымских гор две крупные антиклинальные структуры — Туакский и Форосский антиклиниорий и две синклинальные —

* Яйлинский синклиниорий, по М. В. Муратову.

Западно-Крымский и Восточно-Крымский синклиниорий: Авторы настоящей статьи рассматривают Южнобережное поднятие и Яйлинскую мегасинклиналь как две единые крупные структуры Главной гряды Крымских гор, прослеживающиеся на всем протяжении Горного Крыма и лишь в полосе Алушты — Симферополь нарушенные системой поперечных разломов.

Внутренние структуры ядра более древние, чем водовое поднятие Горного Крыма. Их формирование в основном завершилось в домеловое время, а заложены они были в юре, некоторые из них еще раньше (Шалимов, 1960).

Важную роль в структуре ядра играют крупные поперечные нарушения северо-западного и субмеридионального простираний (см. рис. 1). Среди них на первый план выдвигаются две зоны разломов: Юго-Западная, или Херсонесско-Сарычская, и Центральная, или Алуштинско-Симферопольская.

Юго-Западная зона протягивается на дне Черного моря параллельно юго-западному побережью полуострова на участке мыс Херсонесский — мыс Сарыч. Она обрезает и погружает в море юго-западную периклиналь водового поднятия Горного Крыма и фиксируется уступами дна, положением эпицентров землетрясений (Левицкая, 1961).

Центральная зона характеризуется сложным строением и длительной историей развития. На дне моря юго-восточнее Алушты она прослеживается по расчлененному рельефу и эпицентрам землетрясений (Левицкая, 1961). 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 простираний в районе Кебитского и Ангарского перевалов; 4) «сдвиг» к северу известнякового массива плато Чатыр-Даг относительно верхнеюрских известняков плато Бабуган и Центральной котловины; 5) резкое фациальное замещение на протяжении 2—3 км мощных верхнеюрских известняков Бабугана и Чатыр-Дага не менее мощными верхнеюрскими конгломератами Демерджи-Яйлы. Далее к северу описываемая зона фиксируется поперечной (по отношению к простиранию Крымского водового поднятия) структурой Салгирской грабен-синклинали. Разломы этой зоны под покровом меловых и третичных пород в какой-то степени определяют контуры Симферопольского поднятия и, по-видимому, протягиваются на север, где в районе Сиваша обусловливают коленообразный изгиб в плане контура докембрийской платформы, отмеченный на тектонических схемах Крыма, составленных Г. А. Лычаниным (1958 и др.), В. Б. Соллогубом (1962) и др.

Центральная зона разломов регионального характера, прослеживающаяся через складчатую область и прилегающий участок платформы, заставляет предположить унаследованность дислокаций с весьма отдаленного времени. Значительно севернее в докембрийских структурах Криворожья широко распространены крупные субмеридиональные разломы, описанные в работах ряда исследователей. Не исключено, что поперечная к складчатым структурам Горного Крыма Центральная зона разломов отражает в какой-то мере тектонику глубоко погруженного в Крыму докембрийского структурного этажа.

Анализ доступной наблюдению части структуры Горного Крыма позволяет считать, что движения вдоль Центральной зоны разломов происходили, по крайней мере, начиная с нижней юры и до антропогена включительно. В нижне-среднеюрское время эта зона контролировала

локализацию крупных интрузий западной части Алуштинского амфитеатра, в верхней юре разграничивала область с резко различными условиями седиментации, в меловое время контролировала структуры Салгирской грабен-сигниклинали и южной части Симферопольского поднятия; в неогене и антропогене вдоль разломов этой зоны, по-видимому, произошло разобщение единого массива Яйлинской мегасинклинали на ряд блоков. Таким образом, Центральная зона поперечных разломов имеет все черты длительно живущего глубинного разлома. Вполне естественно, что этот глубинный разлом сыграл большую роль в размещении магматических образований в пределах как Курзовско-Качинского, так и Южнобережного антиклинальных поднятий.

В Восточном Крыму зоны крупных поперечных нарушений ступенчатого характера ограничиваются с запада и востока относительно приподнятый Агармышко-Меганомский блок и блок Карадага (Лебединский, Шалимов, 1962). Крупные поперечные нарушения сбросового характера прослеживаются также из района Белогорска к с. Приветному и от с. Тополенки на юг вдоль долины р. Ворон.

Большое значение для понимания характера мозаичного глыбового строения Горного Крыма имеют особенности структуры морского дна в пределах шельфа и континентального склона на участке мыс Сарыч — Алушта. Именно в пределах этого блока морского дна, заключенного между Херсонесско-Сарыческой и Алуштинско-Симферопольской зонами разломов, расположено подавляющее большинство эпицентров крымских землетрясений. Эпицентры укладываются в линии северо-восточного и северо-западного простираний и, видимо, намечают зоны разломов достаточно глубокого заложения (см. рис. 1).

Современная сейсмическая активность морского дна на участке, прилегающем к юго-западному блоку сводового поднятия Горного Крыма, по-видимому, имеет какую-то связь с предысторией геологического развития данного блока. Сущность этой связи пока остается неясной, но, вероятно, ее следует искать в особенностях структуры юго-западного блока. Именно в этом блоке между Херсонесско-Сарыческой и Алуштинско-Симферопольской зонами разломов заключено подавляющее большинство магматических проявлений как интрузивного, так и эфузивного характера. В структурах Восточного Крыма магматизм почти не проявлен; единственным исключением является вулканический центр Карадага (Лебединский, Шалимов, 1962).

Складчатая структура пород таврической серии, слагающей ядра антиклинальных поднятий Горного Крыма, включает складки различных генетических типов: крупные конседиментационные складки (Лебединский, Шалимов, 1961), складки гравитационного оползня, развивавшиеся в ходе осадконакопления и непосредственно после его окончания, складки пластического нагнетания и выдавливания во вскрытые денудацией своды антиклинальных поднятий, приразрывные складки, особенно распространенные в зоне глубинного Алуштинско-Симферопольского разлома. Формирование этой сложной структуры приходится связывать не столько с какими-то вспышками движений в виде «фаз складчатости», о которых пишут многие исследователи Горного Крыма (Моисеев, 1937; Муратов, 1960 и др.), сколько с длительными постепенно развивавшимися деформациями. Горный Крым не древнемезозойское сооружение, сильно «перечеканенное» кайнозойскими дислокациями (Моисеев, 1937); это сооружение со сложной историей разнообразных прерывисто-непрерывных дислокаций, начинавшихся по крайней мере в позднем триасе и продолжающихся по настоящее время. По возрасту его, как и другие альпийские сооружения юга Европы, правильнее считать мезозойско-альпийским.

Магматические проявления в Горном Крыму

Магматические породы в Горном Крыму распространены на ограниченной территории, однако они довольно разнообразны по составу, формам залегания, структурной приуроченности и возрасту. Представлены они эфузивно-пирокластическими и интрузивными образованиями, залегающими преимущественно среди осадочных толщ верхнетриасового и нижне-среднеюрского возраста. Гипабиссальные магматические тела образуют силлы, куполовидные интрузии, мелкие штоки и дайки. Все перечисленные породы приурочены главным образом к ядрам Курдовско-Качинского и Южнобережного антиклинальных поднятий,

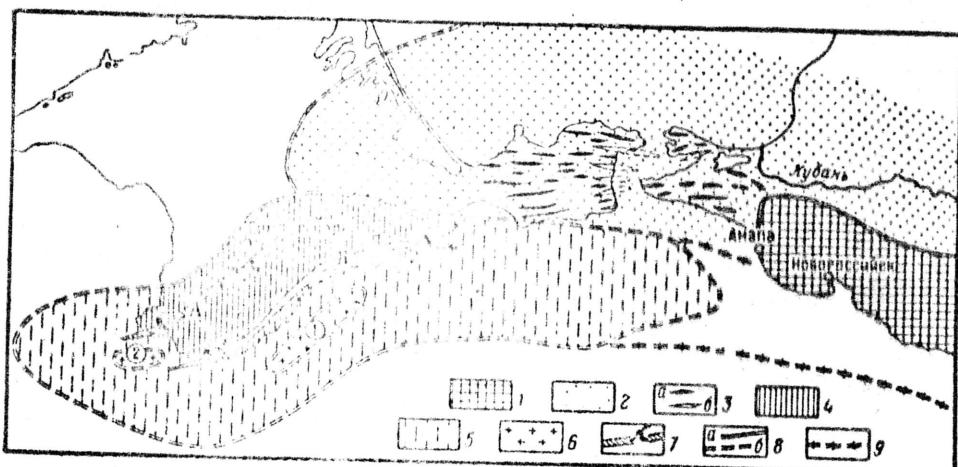


Рис. 2. Соотношения структур Горного Крыма и Большого Кавказа
 1 — северо-западная часть мегантиклинория Большого Кавказа; 2 — Индоло-Кубанский прогиб; 3 — неогеновые складки Керченского и Таврического полуостровов с явлениями диапиризма и грязевым вулканизмом на погружении мегантиклинория Большого Кавказа (а — антиклинали, б — синклинали); 4 — сохранившаяся часть неоген-четвертичного сводового поднятия, составляющая Горный Крым; 5 — погруженная в Черное море часть сводового поднятия палео-Крыма; 6 — предполагаемые участки «кристаллического ядра» палео-Крыма (1 — Алуштинский, 2 — Балаклавский); 7 — островные вулканические дуги Крымской геосинклинали (А — северная позднетриасово-среднеюрского возраста; В — южная среднеюрского возраста); 8 — границы регионов (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — предполагаемые сажи мезозойских геосинклинальных прогибов Горного Крыма и южного склона Большого Кавказа

а также к небольшим блокам, где залегают среди пород верхнего триаса, нижней и средней юры.

В доступной наблюдению части Крымского гигантского сооружения установлены магматические проявления верхнетриасового, лейасового, среднеюрского (байосского), келловейского? и нижнемелового (верхнеальбского) возраста. Магматические породы предположительно более древние, чем верхнетриасовые, встречены лишь в виде галек, валунов и глыб в конгломератах юрского (Лебединский, Добропольская, 1962) и нижнемелового (Муратов, 1960) возраста. Вероятно, что первичным источником домезозойских магматических пород являлось гипотетическое палеозойское ядро складчатого сооружения палео-Крыма (рис. 2). В результате многократных размывов этого ядра в течение юры и раннего мела поставлялся обломочный материал для образования лейасовых конгломератов окрестностей Ялты, горизонтов глыб палеозойских известняков в районе Меласа, оксфордских конгломератов Демерджи и Караби Яйла, валунов и глыб гранитоидов в окрестностях Балаклавы (Лебединский, Макаров, 1962) и т. д.

Ниже дается краткая характеристика главнейших особенностей эфузивных и интрузивных образований Горного Крыма.

Позднетриасовый вулканизм. Проявления позднетриасового вулканизма установлены в окрестностях Симферополя, где они слагают полосу длиной около 2 км. Вулканогенная толща состоит из потоков кератосилилов, спилитов, кератофиров, порфировых микродиабазов и порфиритов, переслаивающихся с туфами этих пород, туффитами и туфогенными песчаниками. Терригенные породы распространены на ограниченной территории; они образуют маломощные пласти аргиллитов и алевролитов.

Среди лавовых потоков значительную роль играют шаровые лавы; мощность потоков лавы от единиц до десятков метров, пачек пирокластов — метры, первые десятки метров. Мощность вулканогенного комплекса 200—250 м. Залегает он на подстилающих породах карнийского яруса согласно. Вулканические породы перекрыты эксиордийской свитой, в основании которой находится горизонт известняковых глыб с фауной норийского яруса и лейаса (Лебединский, Шалимов, 1960).

Позднетриасовый вулканизм отвечает начальному этапу развития Крымской геосинклинали. Результатом его явилось образование спилито-кератофировой формации, в которой господствуют лавы и в подчиненном количестве присутствуют пирокласти.

Раннеюрский вулканизм. Продукты деятельности раннеюрского вулканизма входят в разрез эксиордийской свиты в долине р. Салгир (окрестности с. Лэзово) и на Бодракско-Альминском междуречье. В первом случае вулканические образования представлены основными и средними лавами (мирокдиабазами, спилитами и кератофарами) и пирокластами, образующими толщу мощностью около 500 м; во втором — пачкой пирокластов кератофиров и кварцевых кератофиров (?) мощностью 70—80 м.

Участки распространения вулканогенных образований находятся на расстоянии 15—16 км друг от друга и пространственно тяготеют к двум центрам вулканической деятельности. Но в структурном отношении они связаны, ибо располагаются на периклиналях одной и той же крупной антиклинальной структуры (Салгир-Альминской антиклинали), обособившейся как поднятие в конце верхнетриасового времени и развивавшейся в процессе осадконакопления по крайней мере до конца средней юры (Лебединский, Шалимов, 1961).

Нижнеюрская вулканогенная толща по вещественному составу и месту в геологической истории Крымского подвижного пояса отвечает спилито-кератофировой формации. От верхнетриасовой она отличается несколько большей кислотностью.

Среднеюрский вулканизм. Среднеюрская эпоха является временем наибольшей активной вулканической деятельности в Крымской геосинклинали. Ни до, ни после вулканизм здесь не проявился столь энергично. По характеру это все еще вулканизм начальных и ранних этапов развития подвижных зон земной коры, сопровождающийся формированием типичної спилито-кератофировой формации. От нижнеюрской и верхнетриасовой она отличается не только возросшей мощностью, но и значительно большим многообразием слагающих пород.

Проявления среднеюрского вулканизма известны во многих местах. По сравнению с юрскими и позднетриасовыми они занимают более обширные площади, достигают значительной мощности (800 м). Исключительный интерес вызывает Карадагская группа. Морфологически эта группа представляет собой сложно расчлененный скалистый массив в восточной части Крыма. На долю лав в разрезе вулканогенной толщи в среднем приходится 15—20% от общего объема вулканогенного материала. Остальную часть разреза слагают пирокласти. На Карадаге встречены очень своеобразные потоки лав сложного строения. В них

наблюдается переход от кератофиров в подониве потока через порфиры к андегиаландезитам в кровле. Весьма своеобразными оказались и шаровые лавы, для которых также характерна неоднородность вещественного состава. Это находит выражение, например, в том, что краевые части лавовых сферонид сложены спилитами, а центральные — микродиабазами. В более широком плане эта неоднородность проявляется еще и в том, что в одном и том же потоке шаровой лавы встречаются лавовые сфероиды как пацело альбитизированные, так и с плагиоклазом основного состава.

В одной из последних своих работ М. В. Муратов (1960) пишет о наличии двух фаз вулканической деятельности на Карадаге — байосской и кемловской, разделенных эпохой тектонических движений. Однако мы не можем согласиться с мнением о кемловском вулканisme (Лебединский, Шалимов, 1962).

На Карадаге обнаружены субинтрузивные тела и крупная вулканическая пробка, которая слагает нижнюю часть массива Хоба-Тепе и, видимо, соответствует гланциозному жерновому аппарату, древнего вулкана. В строении Карадага кроме лав и разнообразных пирокластов видное место принадлежит сибробразным породам — трассам, которые по ряду свойств напоминают снаряженные туфы (игнимбриты).

Образование среднеюрской спилито-кератофировой формации в основном происходило в подводной обстановке, и лишь в отдельные моменты — в наземных условиях. Породы патриевого ряда (спилиты, кератофиры и кварцодержащие кератофиры) — продукты щелочноземельных лав, метасоматически преобразованных под влиянием летучих, поступивших из морской воды, иловых растворов и неостывших частей лавовых потоков. Вулканическая деятельность характеризовалась резким преобладанием эксплозий над излияниями.

Раннемеловой вулканизм. Проявления раннемелового вулканизма известны не только в Горном Крыму, но и в равнинной части полуострова. Они представлены слоями и линзами пирокластических пород в альбских отложениях. В Горном Крыму они наиболее широко распространены в окрестностях Балаклавы, где как пирокласты впервые были описаны В. В. Аршиновым в начале нашего века. В Равнинном Крыму они обнаружены в скважинах, пробуренных на Тарханкуте (Лебединский, Добровольская, 1961). Разнообразнее всего пирокластические породы у Балаклавы: здесь они представлены различными туфами, туффитами и туфогенными песчаниками; мощность пачки достигает 100 м. В Равнинном Крыму названные породы обеднены пирокластическим материалом, но их качественные особенности остаются теми же (Лебединский, Добровольская, 1961).

Куполовидные интрузии. В условиях Крыма это сравнительно крупные массивы, в верхней части — сводового характера, которые по отношению к вмещающим породам ведут себя резко несогласно и обнаруживают признаки раздува камер. До недавнего времени такие крымские интрузии рассматривались как типичные лакколиты, но резкая механическая деформация вмещающих пород, а также приуроченность этих тел к геосинклинальному прогибу, а не к платформе, исключают представление о лакколитовой форме залегания указанных тел (Павлинов, 1949).

По особенностям вещественного состава и строения куполовидные массивы разделяются на две группы — основные и кислые. Массивы основного состава сложены породами габбро-диабазового ряда; в них хорошо выражено зональное строение. Кислые массивы состоят из плагиогранит- и гранодиорит-порфиров, всегда в большей или меньшей мере альбитизированных; зональное строение в них не улавливается.

Куполовидные массивы формировались в определенної последовательности — сначала основные, затем кислые. Первые возникли скорее всего на границе нижней и средней юры, вторые — в среднеюрскую эпоху (Лебединский, Макаров, 1962).

Пластовые интрузии. Свообразные тела пластовых интрузий до последнего времени оставались почти неизученными. Они располагаются среди флишевых отложений таврической серии, и только единичные интрузии подобного типа встречаются в среднеюрской вулканогенной толще. Залегают рассматриваемые интрузии согласно с вмещающими осадочными породами; если бы не их интрузивная природа, они могли бы быть приняты за лавовые покровы. Привлекает внимание постепенное выклинивание фронтальных частей интрузий, которые постепенно сходят на нет, наподобие клинка кинжала.

Вещественный состав симлов однообразен. Сложены они почти исключительно габбро-диабазами, диабазами и их порфировыми разностями. Очень редко встречаются пластовые интрузии, по составу близкие к альбитофирам.

Пластовые интрузии обладают сравнительно небольшими размерами. Мощность их измеряется метрами, в редких случаях — первыми десятками метров. По простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров. Вмещающие породы в контактах не испытали механических деформаций; они почти не несут признаков дробления и раздавливания, в противовес вмещающим породам куполовидных интрузий. Можно думать, что распространение магмы между слоями происходило спокойно, без значительных деформаций путем опускания подошвы возникающей интрузии, как предполагал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг для траповых интрузий Сибирской платформы.

Наличие пластовых интрузий указывает на то, что во время формирования пород таврической серии (верхний триас — нижняя юра) в Горном Крыму широко проявилась фаза доскладчатого магматизма. По разломам, образовавшимся в связи с прогибанием дна Крымской геосинклинали, магма поднималась в верхние горизонты земной коры и распространялась между слоями в еще недислоцированных отложениях таврической серии. Затем пластовые тела изверженных пород были смяты в складки вместе с породами таврической серии и при этом не только изгибались, но и ломались и буднировались.

Дайковое поле балки Волковской. В среднем течении р. Альмы на небольшой площади балки Волковской сложно дислоцированные аргиллиты и иссчаники нижней и средней юры прорваны большим количеством даек разного состава. Это единственное место в Горном Крыму, где на ограниченной площади известно более 40 даек. Главная их масса представлена лавуированными диабазовыми порфиритами; очень редко встречаются микродиабазы с псевдовкрапленниками кварца и альбитизированные микродиабазовые порфиры!.

Большой петрологический интерес вызывают микродиабазы с псевдовкрапленниками кварца. Крупные кристаллы кварца, структурно играющие роль вкрапленников, по всей видимости, представляют собой ксенокристаллы, захваченные магмой на глубине из массива кислых порфировых пород.

Дайки балки Волковской находятся по соседству с вулканическими среднеюрскими породами с. Карагач, поэтому можно предполагать, что эти дайки по возрасту и генезису связаны со среднеурским вулканизмом.

Приводимая петрохимическая характеристика извеc женных пород Горного Крыма основана не на частных, а на средних составах (таблица).

Средние химические составы изверженных пород Горного Края

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 54,97 | 53,30 | 47,62 | 55,46 | 59,47 | 43,77 | 53,96 | 58,69 | 66,14 | 72,05 | 47,53 | 55,92 | 47,92 | 63,16 | 69,88 | 66,65 |
| TiO ₂ | 1,10 | 0,97 | 0,83 | 0,49 | 0,62 | 0,80 | 1,01 | 0,83 | 0,63 | 0,12 | 0,59 | 0,74 | 0,82 | 0,38 | 0,10 | 0,49 |
| Al ₂ O ₃ | 13,41 | 14,41 | 12,87 | 17,26 | 16,31 | 14,78 | 17,46 | 16,29 | 15,10 | 9,54 | 1,67 | 16,76 | 15,79 | 17,34 | 14,14 | 14,27 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,68 | 4,02 | 2,58 | 3,14 | 3,06 | 4,11 | 5,61 | 4,25 | 2,66 | 0,46 | 9,31 | 0,78 | 2,80 | 1,67 | 0,36 | 1,27 |
| FeO | 6,56 | 4,64 | 6,49 | 4,04 | 3,31 | 5,18 | 3,23 | 3,16 | 2,49 | 0,90 | 0,20 | 8,38 | 7,19 | 3,09 | 4,64 | 4,05 |
| MnO | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,18 | 0,16 | 0,22 | 0,15 | 0,16 | 0,09 | 0,02 | 4,31 | 0,23 | 0,14 | 0,20 | 0,14 | 0,05 |
| MgO | 4,83 | 3,64 | 3,67 | 2,14 | 1,62 | 6,01 | 3,26 | 2,98 | 0,82 | 0,27 | 10,24 | 2,05 | 4,08 | 2,27 | 0,28 | 1,93 |
| CaO | 4,13 | 6,40 | 10,47 | 8,32 | 6,19 | 9,33 | 3,71 | 3,15 | 2,66 | 2,14 | 2,37 | 7,43 | 8,45 | 3,78 | 2,63 | 4,99 |
| Na ₂ O | 4,16 | 5,99 | 2,89 | 2,01 | 3,24 | 4,16 | 5,43 | 5,55 | 6,28 | 2,87 | 2,37 | 3,52 | 2,62 | 3,17 | 4,39 | 3,19 |
| K ₂ O | 0,68 | 0,08 | 0,16 | 0,26 | 0,84 | 0,96 | 0,91 | 0,73 | 1,35 | 2,24 | 0,94 | 0,82 | 0,55 | 2,23 | 1,26 | 1,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,25 | 0,23 | 0,20 | 0,35 | 0,30 | 0,29 | 0,03 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,07 | 0,09 | 0,12 |
| SO ₃ | 0,14 | 0,62 | 0,19 | 0,05 | 0,11 | 0,12 | 0,12 | 0,08 | 0,16 | 0,05 | 0,70 | 0,22 | 0,13 | 0,39 | 0,09 | — |
| CO ₂ | 0,51 | 3,42 | 8,12 | | | | | | | | 0,92 | 0,77 | | | 1,01 | 0,93 |
| H ₂ O ⁺ | 3,39 | 2,22 | 1,61 | 6,57 | 5,31 | 10,29 | 4,57 | 4,36 | 1,83 | 9,29 | 2,62 | 2,07 | 9,98 | 2,26 | 0,93 | 1,91 |
| H ₂ O ⁻ | 1,13 | 0,53 | 0,78 | | | | | | | | 0,38 | 0,38 | | | 0,93 | 0,18 |
| С у м м а | 100,14 | 100,50 | 99,55 | 100,26 | 100,47 | 99,93 | 99,77 | 100,53 | 100,39 | 99,98 | 100,70 | 100,23 | 99,76 | 100,00 | 99,94 | 100,09 |
| <i>a</i> | 10,4 | 13,8 | 7,5 | 5,4 | 9,0 | 11,6 | 14,2 | 13,8 | 15,8 | 9,9 | 7,2 | 9,4 | 7,3 | 10,2 | 11,5 | 8,8 |
| <i>c</i> | 4,0 | 3,0 | 5,9 | 10,4 | 7,3 | 5,0 | 4,8 | 3,9 | 2,1 | 1,7 | 10,1 | 7,2 | 8,4 | 4,7 | 3,2 | 5,2 |
| <i>b</i> | 20,2 | 19,5 | 24,8 | 12,6 | 10,2 | 28,1 | 15,4 | 12,9 | 7,1 | 2,7 | 23,0 | 15,4 | 22,0 | 12,4 | 6,3 | 9,2 |
| <i>s</i> | 65,4 | 63,7 | 61,8 | 71,6 | 73,5 | 55,3 | 65,6 | 69,4 | 75,0 | 85,7 | 59,7 | 68,0 | 62,3 | 72,7 | 79,0 | 76,8 |
| <i>a</i> ₁ | — | — | — | — | — | — | 8 | 6 | — | — | — | — | — | 31 | 15 | — |
| <i>f</i> ₁ | 52 | 42 | 38 | 59 | 62 | 34 | 54 | 53 | 67 | 47 | 50 | 61 | 48 | 38 | 77 | 54 |
| <i>m</i> ₁ | 42 | 33 | 28 | 33 | 29 | 40 | 38 | 41 | 19 | 10 | 33 | 24 | 36 | 31 | ○ | 36 |
| <i>c</i> ₁ | 6 | 25 | 34 | 8 | 9 | 26 | — | — | 14 | 37 | 15 | 15 | 16 | — | — | 10 |
| <i>n</i> | 90 | 99 | 96 | 91 | 85 | 86 | 90 | 92 | 88 | 67 | 79 | 86 | 89 | — | 83 | 81 |
| <i>Q</i> | +6,0 | -3,2 | +2,7 | +22,0 | +21,7 | -17,7 | -2,0 | +3,7 | +16,3 | +49,9 | -5,1 | +10,0 | +1,6 | +20,3 | +31,8 | +30,8 |

1 — средний состав верхнетриасового кератоспилита (по трем анализам); 2 — средний состав нижнеюрского кератоспилита (по двум анализам); 3 — средний состав нижнеюрских диабазовых лав (по трем анализам); 4 — средний состав карадагского андезито-базальта (по трем анализам); 5 — средний состав спилита (по двенадцати анализам); 6 — средний состав среднемурского спилита (по пяти анализам); 7 — средний состав карадагского кератоспилита (по шести анализам); 8 — средний состав карадагского кератофира (по девяти анализам); 9 — средний состав карадагского оксикератофира (по четырех массивов (по трем анализам); 10 — средний состав карадагского трасса (по шести анализам); 11 — средний состав габбро-диабаза из внутренней зоны крупных основных массивов (по двум анализам); 12 — средний состав диабазов, слагающих мелкие куполовидные интрузии основного состава (по трем анализам); 13 — средний состав габбро-диабаза с эпигравитационным кварцем из внутренней зоны крупных основных массивов (по центрального диабазового порфира массива с. Партизанско (по трем анализам); 14 — средний состав кварца; 15 — средний состав плагиоклазового гранодиорита валунов Балаклавы (по четырем анализам)

Верхнетриасовые кератоспилитовые лавы в общем отвечают породам патриевого ряда. Нижнеюрская кератоспилитовая лава отличается от верхнетриасового кератоспилита большим количеством Na_2O и возросшей ролью кальция в составе моноклинного пироксена. Особую группу составляют нижнеюрские лавовые диабазы с низким содержанием SiO_2 и Na_2O .

Провинциальные петрохимические особенности среднеюрских спилитов (см. таблицу, 6), определяются низким содержанием SiO_2 , повышенным MgO и преобладанием окисного железа над закисным. Карадагский кератофир (см. таблицу, 8) сильно отличается от керготифира по Дэли; это порода существенно патриевого ряда. В целом среднеюрские лавы характеризуются высоким содержанием щелочей при преобладании Na_2O над K_2O и пониженным TiO_2 при преобладании Fe_2O_3 и суммарного железа над MgO .

Основные интрузивные породы Горного Крыма также обнаруживают отличия при сравнении со средними составами Дэли. Габбро-диабазы из внутренних частей крупных массивов (см. таблицу, 11) характеризуются повышенным содержанием кальциевого алюмосиликата и высокой железистостью темноцветных минералов. Диабазы мелких куполовидных интрузий (см. таблицу, 13) по химизму близки к породам крупных массивов.

Породам кислых куполовидных массивов — плагигранит-порфирам (см. таблицу, 15), плагигранодиорит-порфитам и кварцевым гиоритовым порфирам — свойственно резкое преобладание Na_2O над K_2O при величине суммы щелочей, характерной для гранитоидов. К плагигранитному ряду также принадлежат породы валунов в окрестностях Балаклавы (см. таблицу, 16).

Общей петрохимической особенностью магматических пород Горного Крыма является повышенное содержание суммы щелочей при резко подчиненной роли K_2O по сравнению со средними составами пород щелочноземельного ряда. Это свойственно всем крымским изверженным породам эфузивной и интрузивной фаций, начиная с верхнетриасовых и кончая среднеюрскими, и свидетельствует о приуроченности магматической деятельности того времени к геосинклинальному этапу развития Крымской подвижной зоны.

Локализация магматических проявлений в структурах Горного Крыма

Особенности локализации магматических проявлений в складчато-блоковой структуре Горного Крыма указывают на существование продольной и поперечной зональности.

Продольная зональность отражает господствующее простижение стратифицированных толщ мезозоя; изверженные породы образуют две прерывистые полосы северо-восточного (до субширотного) простирания — северную и южную.

Северная полоса включает: среднеюрскую лавовую толщу мыса Фиолент, среднеюрские туфы и лавы бассейнов рек Альмы, Бодрак и Качи, нижнеюрские туфы и лавы Бодрак-Альминского междуречья и правобережья р. Салгир у с. Лозового, верхнетриасовые лавы и туфы окрестностей с. Петропавловки и многочисленные пластовые интрузии, дайки и мелкие интрузивные массивы Салгир-Альминского и Бодрак-Альминского междуречий. В пределах этой полосы локализовались эфузивные и интрузивные образования верхнетриасового, нижнеюрского и среднеюрского возраста.

Возраст эфузивов определяется по фауне, собранной в подстилающих и перекрывающих породах (Крыгольц, Шалимов, 1961; Лебедин-

ский, Шалимов, 1960, 1961; Шалимов, 1960), а возраст интрузий устанавливается на основе их соотношений с вмещающими породами и по данным абсолютных измерений. Так, многочисленные дайки Бодрак-Альминского междуречья, секущие стратифицированные породы нижне- и среднеюрского возраста, в большинстве своем имеют среднеюрский (байосский) возраст, а пластовые интрузии, залегающие в пределах Салгир-Алыминского междуречья среди флишевых отложений верхнего триаса (карнийский ярус), испытавших первые складчатые нарушения в самом начале юры (Шалимов, 1960), — позднетриасовый возраст.

Позднетриасовый возраст части пластовых тел получил подтверждение и в результате абсолютных измерений. Например, возраст кварцевого габбро-диабаза из смыла «Куполок», залегающего в фаунистически охарактеризованных породах карнийского яруса в 1 км южнее с. Партизаны (с. Саблы), определенный калиево-argonовым методом в Лаборатории геологии докембрия АН СССР в Ленинграде, оказался редким 206 млн. лет, что соответствует верхнему триасу. Смылы, залегающие среди отложений лайасового возраста, первые дислоцированные, имеют нижнеюрский возраст.

Южная полоса магматических пород протягивается вдоль Южного берега Крыма и включает мелкие интрузивные тела в окрестностях Тесели, Фороса, Мухолатки, вулканогенные образования Меласа, Кастрополя и Лимен, массив Алупки, Аю-Даг и мелкие интрузии Партенитского амфитеатра, крупные и мелкие интрузивные массивы Алуштинского района (Кастель, Урага, Чамы-Бурун, Сераус, Ай-Иори и др.), отдельные мелкие выходы магматических пород между Алуштой и Судаком (у с. Солнечногорского, у с. Рыбачьего и др.) и, наконец, крупный лавово-пирокластовый комплекс Карадага — ископаемого среднеюрского вулкана.

В возрастном отношении большинство эфузивных образований южной полосы имеет среднеюрский (байосский) возраст, который можно считать до известных для вулканогенных образований Карадага (Лебединский, Шалимов, 1962), Лимен (Лебединский, Шалимов, 1962), Кастрополя и Меласа. Сложнее обстоит дело с возрастом интрузивных тел. Вмещающими породами для них являются главным образом верхнетриасовые и местами нижнеюрские отложения, и практически нигде не удается установить отчетливых соотношений интрузивных тел со среднеюрскими породами, хотя большинством исследователей возраст крупных интрузивных массивов Южного берега, обладающих чертами диапираизма, считается среднеюрским (Муратов, 1960 и др.).

Две цепи равновозрастных ископаемых вулканов в пределах Горного Крыма наводят на мысль об аналогии их с вулканической островной дугой, стадию которой, по-видимому, прошла в своем развитии мезозойская структура Крымского геосинклинального прогиба. В этом прогибе вдоль северной зоны конседиментационных поднятий вначале возникла цепь вулканов, которая просуществовала с перерывами с верхнетриасового по байосское время. В байосе вулканические процессы в Крымском геосинклинальном прогибе достигли максимального размаха; параллельно северной полосе подводных вулканов и вулканических островов образовалась южная полоса с крупными вулканическими центрами Карадага и Лимен. Таким образом, в байосское время на месте Горного Крыма, по-видимому, существовала двойная островная вулканическая дуга. Об этом свидетельствуют и такие признаки, как шовный характер структуры, тяготеющей к южной окраине геосинклинального прогиба; неоднократные размывы верхних частей разновозрастных вулканических толщ с образованием ископаемых лахаров, кото-

ные особенно отчетливо выражены на Карадаге (Лебединський, Шалимов, 1962) и в Лименском комитете (Лебединский, Шалимов, 1962); приуроченность биогермов к древним вулканическим аппаратам (Лебединский, Шалимов, 1960); широкое распространение явлений подводного оползания в верхнетриасовых и нижне-среднеюрских отложениях, косвенно свидетельствующее о высокой сейсмичности зоны, и т. д. Вулканическая активность в пределах Крымского складчатого сооружения возродилась еще раз в верхнеальбское время. Однако верхнеальбские вулканы располагались южнее рассмотренных зон вулканизма, в области современного Чёрного моря.

Помимо продольной зональности в расположении магматических проявлений в Горном Крыму существует еще поперечная зональность, по-видимому, обусловленная наличием крупных, длительно развивавшихся поперечных разломов. Магматические проявления не распространены равномерно по простирации доступной наблюдению части орогена, а образуют сгущения в виде нескольких полос или зон, герпепидкулярных простирации складчатых структур. Могут быть выделены четыре поперечные зоны интенсивного проявления магматических процессов, тяготеющих к крупным поперечным разломам: Юго-Западная (Херсонесско-Сарычская), Лименско-Кастропольская, Центральная (Алуштинско-Симферопольская) и Карадагская. Две из них (Центральная и Юго-Западная) связаны с крупнейшими зонами поперечных разломов, описанными в начале настоящей статьи, две другие (Лименско-Кастропольская и Карадагская) контролируются менее значительными поперечными разломами. Поперечные зоны сгущения магматических проявлений разобщены участками, в которых магматизм почти не проявился.

Основной зональностью является продольная, связанная с субширотными разломами, контролирующими мезозойский геосинклинальный прогиб Крыма. Поперечная зональность унаследована. Ее проявление приходится связывать с унаследованным характером поперечных разломов, отражающих, как нами уже отмечалось, строение более глубоких структурных этажей, не вскрытых в Горном Крыму (вероятнее всего, допалеозойских). Унаследованные разломы глубокого заложения могли служить путями проникновения магмы в домезозойских структурных этажах. Выше роль магмононодовидящих зон принимали на себя продольные разломы. В этом случае магматические проявления должны были бы локализоваться в районах пересечения продольных и поперечных зон разломов. Именно это явление и наблюдалось в Горном Крыму, создавая картину продольной и поперечной зональности магматических проявлений.

Некоторые общие вопросы магматизма Крыма

Разнообразие магматических пород Горного Крыма по условиям залегания, вещественному составу, возрасту и положению в тектонических структурах само по себе закономерно и отражает закономерности развития эндогенных процессов. Это — естественные ассоциации магматических пород, отвечающие нескольким магматическим формациям.

Определяя формационное положение магматических пород Горного Крыма, следует иметь в виду, что все известные проявления магматизма, начиная с верхнего триаса и по среднюю юру включительно, происходили в течение геосинклинального этапа развития подвижной зоны. Уточнить выдвиннутое положение помогает последняя классификация Ю. А. Кузнецова (1964). Лавово-пирокластические толщи верхнего триаса, нижней и средней юры вместе с сопутствующими субвулканиче-

скими телами можно отнести к спилито-диабазовой и кварцево-кератофировой формациям. Однако характеристика указанных формаций, данная Ю. А. Кузнецовым, и наблюдаемые особенности спилито-кератофировой ассоциации магматических пород Крыма различны. Самое существенное различие состоит в том, что спилиты и кератофиры Крыма не разделены во времени и пространстве; напротив, они связаны между собой самым теснейшим образом.

Габбро-диабазы и плагиограниты, слагающие две группы куполовидных интрузий диапирового характера, представляют собой отдельную формацию. Этот естественный комплекс пород хорошо укладывается в габбро-плагиогранитную формацию Ю. А. Кузнецова, которая является частью ряда интрузивных формаций того же геосинклинального этапа развития подвижных зон.

И, наконец, последняя формация, охватывающая продукты альбского вулканизма, которая по составу преобладающих пород должна быть названа андезитовой, в геологической истории Крыма отвечает переломному моменту, когда геосинклинальный режим окончательно сменился режимом устойчивых поднятий.

Приведенные данные о роли и характере магматизма в истории развития Крымской геосинклиналии позволяют сделать ряд замечаний по поводу применения к ней понятий эвгеосинклиналии и мигеосинклиналии. На карте в статье А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Ханна (1963) Горный Крым отнесен к многоеосинклиналям, т. е. к «невулканическим» геосинклиналям, для которых, как известно, характерно отсутствие магматизма начального этапа. Если по некоторым признакам (положению в пределах геосинклинальной области, характеру складчатости, метаморфизму) Крымская геосинклиналь как будто бы несет в себе черты многоеосинклиналии, то по особенностям магматической деятельности, приуроченной преимущественно к доскладчатому этапу, она обладает одной из важнейших черт эвгеосинклиналей. Это несответствие альтернативно можно объяснить либо тем, что существующие определения эвгеосинклиналей и многоеосинклиналей недостаточно полны, либо спецификой Крымской геосинклиналии. Вопрос этот требует специального изучения.

Пространственно-временные связи структур и магматических проявлений Горного Крыма и Большого Кавказа

Чрезвычайно интересна проблема структурных связей Горного Крыма и Большого Кавказа и неотделимая от нее проблема пространственно-временных связей мезозойского магматизма этих районов.

Неогеновые складчатые структуры Керченского полуострова, весьма сходные со структурами Тамани, по-видимому, являются непосредственным продолжением структур Большого Кавказа, но не имеют прямых связей с Горным Крымом. Погружаясь на меридиане Феодосии, Керченско-Таманские неогеновые структуры теряются в западной части Индоло-Кубанского прогиба. Таким образом, сводовые поднятия Большого Кавказа и Горного Крыма оказываются расположеными кулисообразно и, значит, возможное восточное продолжение структур Крымского орогена следует искать в Черном море, южнее Керченского полуострова. Вдоль южного побережья Керченского полуострова по небольшим выходам верхнемеловых отложений прослеживаются фрагменты северного крыла погруженной части Крымского складчатого сооружения. Судя по рельефу дна Черного моря, структура Крымского складчатого сооружения протягивается южнее Керченского и Таманского

полуостровов и ее вероятным кавказским продолжением могут служить структурно-фаунистические зоны южного склона Большого Кавказа.

Крупное складчатое сооружение, включающее как доступную наблюдениям часть современного Горного Крыма, так и его гипотетическое продолжение на дне Черного моря к востоку и юго-востоку от п-ова Меганом, Карадага и Феодосии, можно было бы назвать палео-Крымом (см. рис. 2). Палео-Крым перед погружением в конце неогена, когда он был максимально приподнят, вероятно, представлял собой дугообразное сводовое поднятие длиной около 400 км, обращенное выпуклостью на север, в сторону Русской платформы, и располагавшееся кулисообразно к югу по отношению к сводовому поднятию Большого Кавказа. Можно предполагать, что современные Крымские горы занимают не более одной четвертиплощади палео-Крыма, т. е. что на дне Черного моря поконится почти три четверти Крымского складчатого сооружения, в том числе и фрагмент его гипотетического кристаллического ядра, в какой-то степени сходного с ядром антиклиниория Большого Кавказа.

Представление о кулисообразном расположении структур Горного Крыма и Кавказа подтверждается наличием определенных сходных черт в доступных наблюдению структурах Горного Крыма и южного склона Большого Кавказа. Это выражение в сходстве юрских и меловых осадочных формаций, в особенностях проявления вулканизма. Так, и позднетриасовый вулканизм (сциллы в окрестностях Красной поляны), и наиболее интенсивные проявления байосского вулканизма сосредоточены на Кавказе в зонах южного склона. Вулканизм именно этих возрастов наиболее отчетливо и ярко проявился в Крыму.

Геологическое развитие Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа в мезозое и кайнозое также имеет ряд общих черт. Основой развития обоих регионов был рост конседиментационных локальных структур внутри геосинклинальных прогибов, причем эти локальные структуры развивались автономно. Примерами таких автономно развивающихся крупных структур в Горном Крыму являются: Курзовско-Качинское поднятие, Южиобережное поднятие, Яйлинский синклинальный прогиб. К подобным структурам на Северо-Западном Кавказе могут быть отнесены Гойтхский антиклиниорий, северо-западная (синклинальная) часть Невеб-Аутлинской структурно-фаунистической зоны, зона Ахцу и др. (Хани и др., 1962). В Горном Крыму и на Западном Кавказе при росте антиклинальных структур происходило постепенное выжимание пластичных глинистых пород (в частности слоев триаса и лейаса) в ядра антиклиналей. Как для Горного Крыма, так и для Северо-Западного Кавказа характерны две системы продольных и поперечных разломов. Продольные разломы представляют собой надвиги (Северо-Западный Кавказ) или крутые сбросы и взбросы (Горный Крым), поперечные представлены сбросами и сбросо-сдвигами. Крупные поперечные конседиментационные разломы длительного развития, сопровождавшиеся проявлениями магматизма, особенно характерны для центральных частей горных сооружений Кавказа и Крыма. На Кавказе они служат естественными границами областей Западного, Центрального и Восточного Кавказа; в Крыму к числу подобных нарушений может быть отнесена Алуштинско-Симферопольская зона разломов. По геофизическим данным эти крупнейшие поперечные нарушения и в Крыму, и на Кавказе переходят из складчатой области в прилегающие участки платформ. Поперечные разломы ступенчато погружают антиклинальную структуру Западного Кавказа к северо-западу, а структуру Горного Крыма — к юго-востоку.

Сходным является и развитие магматических процессов в Горном Крыму и на Северном Кавказе: байосские фазы совпадают полностью;

интенсивно проявившаяся на Кавказе ааленская фаза может быть сопоставлена с явлениями нижнеюрского вулканизма, зафиксированного в разрезах эскиординской свиты. Проявления триасового вулканизма (вулканогенный комплекс Петропавловки в Крыму и триасовые спиллы в районе Красной Поляны на Кавказе) тоже совпадают. Наконец, интенсивно проявившийся на Западном Кавказе вулканизм сеноманского возраста параллелизуется с верхнеальбским вулканизмом Горного Крыма. Более молодые проявления кавказского вулканизма не находят аналогов в Горном Крыму, что, может быть, следует связать с более ранним завершением геосинклинального развития Горного Крыма.

Зоны проявления вулканических процессов в Горном Крыму и на Западном Кавказе с течением времени постепенно мигрировали на юг. В Горном Крыму триасовый и лейасовый вулканизм проявился только в области северо-западного крыла Курзовско-Качинского поднятия; вулканизм байосского времени помимо Курзовско-Качинского поднятия захватил и более южную зону Южнобережного поднятия, где выражен более интенсивно. Область проявления верхнеальбского вулканизма, видимо, находилась еще южнее, в современной Черноморской впадине. Сходная картина наблюдается на Западном Кавказе. Тоарский вулканизм проявился на северном склоне хребта (междуречье Теберды и Кубани), ааленский — в области Главного водораздела и в приводораздельной части южного склона, байосский — на южном склоне, сеноманский — также на южном склоне, примерно в той же зоне, что и байосский. Наконец, неоген-четвертичный вулканизм наиболее интенсивно выражен еще дальше к югу, в области Малого Кавказа. Любопытно, что сходное, но менее отчетливо выраженное строение зон более молодого вулканизма к югу может быть отмечено и для Карпатской дуги.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А., Муратов М. В., Ханин В. Е.** Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963.
- Крымгольц Г. Я., Шалимов А. И.** Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы (Юго-Западный Крым). Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., № 6, вып. I, 1961.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Лебединский В. И.** Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1962.
- Лебединский В. И., Доброзвольская Т. И.** Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, 1961.
- Лебединский В. И., Доброзвольская Т. И.** О проявлениях палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклиналии. Докл. АН СССР, т. 145, № 2, 1962.
- Лебединский В. И., Макаров Н. Н.** Вулканизм Горного Крыма. Изд. АН УССР, 1962.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.** Верхнетриасовый вулканизм в Крыму. Докл. АН СССР, т. 132, № 2, 1960.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.** О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму. Докл. АН СССР, т. 140, № 1, 1961.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.** Структура вулканогенного комплекса Лимен (Горный Крым). Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.** Понятие о геологичной будове вулканической группы Карадаг. Геол. журнал АН УРСР, № 3, 1962.
- Левицкая А. Я.** Сейсмичность Крыма. В сб. «Землетрясения в СССР», 1961.
- Лычагин Г. А.** Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. 12, 1958.
- Милановский Е. Е., Ханин В. Е.** Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Моисеев А. С.** О киммерийском горообразовании и его проявлениях в Крыму. Тр. Лен. об-ва естествоиспытателей, т. 66, вып. 1, 1937.

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. Госгеофтехиздат, 1960.

Павлинов В. Н. Форма и механизм образования малых интрузивных массивов типа дакколитов. Изд. МГРИ, 1949.

Пустовалов И. Ф. О проявлениях верхнетриасового эфузивного магматизма в Крыму. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11, 1959.

Славин В. И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 117, № 3, 1957.

Солдогуб В. Б. Тектоническое районирование юга Украины и Кубани по геофизическим данным. Институт геофизики АН УССР, Геофизический сборник, № 1(3), 1962.

Хани В. Е., Афанасьев С. Л., Боруков Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные карты структурно-фацальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3, 1962.

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

Институт
минеральных ресурсов
Ленинградский
горный институт