

- ского нагорья (Армянская ССР).— В сб.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах.— Труды ИГЕМ, 1963, вып. 90.
- Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения).— В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой.— В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.— Природа, 1928, № 5.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, т. 35(5).
- Остроумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралагёза (Армения). Автореферат канд. дисс., Л., 1962.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении. Изд-во АН АрмССР, 1946.
- Щиринян К. Г. Новые данные о центрах извержений четвертичных туфов и туфолов Армении.— Докл. АН АрмССР, 1957, 24, № 2.

11 Вулканические и вулкано-тектонические ср.
 Тр. Второго Все союзн. -го Вулканич
 совещания 3-17 сент.
 Т. II

ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПА ОСТРОВНЫХ ДУГ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ КАРПАТ И ГОРНОГО КРЫМА

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ,
 А. И. ШАЛИМОВ

(Институт минеральных ресурсов
 Госгеолкома СССР, Ленинградский
 горный институт МВО СССР)

Полевые исследования авторов, проводившиеся на протяжении последнего пятилетия, а также анализ обширного литературного материала позволяют высказать предположение, что структуры Карпат и Горного Крыма в своем развитии неоднократно проходили стадии, сопоставимые по геологическому значению с современными островными дугами.

Особенностям тектоники Карпат посвящено громадное количество публикаций.

В разнообразных и во многом остающихся спорными взглядах на строение Карпат выделяются три основных направления: 1) представления о «покровном» строении Карпат (большинство зарубежных исследователей); 2) идея нормального антиклинорного строения (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. И. Славин и еще целый ряд советских и зарубежных исследователей); 3) мегасинклинорное строение (В. Г. Бондарчук и некоторые другие советские геологи). При всем разнообразии интерпретации тектоники Карпат почти не обсуждался вопрос о роли и месте этапа островных дуг в истории развития Карпатского орогена, хотя существует целый ряд геологических предпосылок для такого анализа.

В работах последних лет в статье В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960) упоминается, что Карпаты и еще ряд альпийских складчатых сооружений сходны по своей структуре с островными дугами «первого типа» (тип материковых дуг), однако это интересное положение лишь постулируется, не будучи подкреплено конкретным анализом геологического материала. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич в определенной степени противопоставляет «материковые» дуги «первого типа» более молодым «океаническим» дугам «второго типа», считая их крайними членами целого ряда структур, обусловленных различными типами

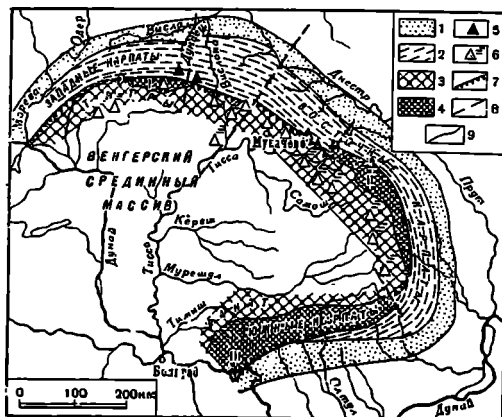


Рис. 1. Схема Карпатской островной дуги

1 — передовой молассовый Предкарпатский прогиб; 2 — флишевая дуга Карпат (флишевый мегасинклиниорий Карпат); 3 — шовная зона (краевая активизированная зона Венгерского срединного массива); 4 — наиболее поднятые блоки шовной зоны (I — блок Татр, II — блок Мармароша, III — блоки Южных Карпат); 5 — центры вулканических проявлений мезозойского и палеогенового времени; 6 — центры вулканических проявлений неогенового времени (неогеновая вулканическая дуга Карпат); 7 — главная поверхность скалывания (глубинный разлом Карпатской дуги); 8 — крупнейшие поперечные разломы; 9 — границы структурных зон

В современной структуре Карпат отчетливо выделяются три крупнейших тектонических элемента первого порядка (рис. 1): 1) дугообразный сложно складчатый мел-палеогеновый флишевый мегасинклиниорий (флишевые Карпаты); 2) дугообразный неогеновый молассовый прогиб (предкарпатский передовой прогиб); 3) дугообразная шовная зона, отделяющая флишевый мегасинклиниорий от Венгерского срединного массива и представляющая собой зону длительно живущего глубинного разлома. Сочетание двух асимметричных разновозрастных прогибов — флишевого и молассового — отчетливо видно в любом современном разрезе Карпат. Ни один из этих прогибов не испытал полной инверсии с образованием срединного поднятия. Внутренний мел-палеогеновый флишевый прогиб был целиком приподнят в неогене и надвинут на внешний молассовый прогиб, который, вероятно, являлся компенсационным и начал формироваться в связи с поднятием области более древнего флишевого прогиба.

Ключом к истолкованию многих особенностей структуры Карпатской дуги является строение шовной зоны, отделяющей флишевый геосинклинальный трог от срединного массива. На протяжении мезозоя и кайнозоя шовная зона была областью контрастных дифференцированных движений и вулканизма. Породы ее, будучи в значительной степени консолидированными еще с палеозоя, а частично быть может и с более раннего времени, подвергались, главным образом, дизъюнктивным нарушениям. В настоящее время для шовной зоны Карпат характерно мелкоблочное строение, значительные амплитуды вертикальных неотектонических движений (по кровле палеозоя на небольших расстояниях они достигают 5 км), сложность структуры. Зона эта включает многочисленные блоки фундамента периферической части Венгерского срединного массива, во-

земной коры. Несколько определеннее об островной дуге неогенового времени Восточных Карпат сообщает Е. Ф. Малеев в 1963 г.

М. В. Муратов в 1962 г., классифицируя типы альпийских геосинклинальных прогибов, отнес Карпаты к невулканическому подтипу флишегенных прогибов. Учитывая особенность мезозойского магматизма Карпат, установленные исследованиями последних лет, в том числе и работами авторов, место Карпатского прогиба в классификации, предложенной М. В. Муратовым, вызывает определенные возражения. В мезозое вулканизм неоднократно проявлялся в Карпатском флишевом прогибе, однако в силу особенностей его строения большинство проявлений локализовались в пределах относительно узкой зоны, тяготеющей к южному (внутреннему) борту прогиба.

влеченные в неогеновое поднятие Карпат (Мармарошский массив, Татры, блоки кристаллического массива Южных Карпат и др.), цепь Вулканических Карпат (гряды Выгорлат-Гутинская, Калиман, Прешов-Токайские горы и т. д.) и опущенные блоки краевой части срединного массива, на которых в палеогене и неогене были сформированы наложенные локальные прогибы (Подгале, Солотвинский, «котловина» Борша и др.). Длина шовной зоны близка к общей длине Карпатской дуги, для которой разрывы этой зоны, по-видимому, являются основной контролирующей структурой. Ширина зоны меняется от первых десятков километров в бассейнах рек Латорица и Рика до 70 и более километров в румынской части Карпат и в Западных Карпатах.

Шовная зона включает, по крайней мере, часть Главного или Внутреннего антиклинория Карпат, выделяемого М. В. Муратовым (1949), В. И. Славинным (1958) и другими. Представление об антиклинорном строении Мармарошского массива (так же как и массива Южных Карпат) является в определенной мере искусственным. Если рассматривать Главный антиклинорий Украинской части Карпат как нормальный антиклинорий складчатой области, то прежде всего необходимо констатировать, что он асимметричен и не имеет южного крыла. На месте последнего располагаются периферические структуры срединного массива, частично перекрытые молодыми осадками, выполняющими наложенные кайнозойские внутренние прогибы.

Это положение в последние годы убедительно доказано С. С. Кругловым и С. Е. Смирновым в 1963 г. Эти исследователи показали, что сочленение области развития мелового флиша с Мармарошским массивом и утесами в Восточных Карпатах представляет собой стык различных по возрасту, структуре и геологической истории образований. С северной стороны это мощные монотонные флишевые отложения нижнего мела, лишенные перерывов. С юга примыкает сложная по внутренней структуре толща разнофациальных образований от палеозоя до палеогена, разделенная частыми и значительными перерывами. Контакт между кристаллическим массивом и меловым флишем всюду тектонический.

По мнению авторов, важнейшей структурой шовной зоны на территории Украинских Карпат является региональный разлом, протягивающийся вдоль северо-восточного края Мармарошского массива, а затем вдоль находящейся на его продолжении Северной утесовой зоны. Последняя прослеживается в северо-западном и западном направлении более чем на 500 км, далеко за пределы Украинских Карпат. Зона дисъюнктивных нарушений вдоль северо-восточного края Мармарошского массива имеет все черты длительно живущего разлома надвигового типа с мощными проявлениями милонитизации. По данным Э. А. Лазаренко (1960), надвиговый характер имеет и вся Северная утесовая зона Украинских Карпат, причем поверхность надвига утесовой зоны падает на юго-запад под углом около 40° . Южную утесовую зону Украинских Карпат Э. А. Лазаренко истолковывает несколько иначе, чем северную, однако и для Южной зоны не исключает значительной роли дисъюнктивных нарушений при формировании ее структур. Совсем недавно региональный характер разрывных нарушений шовной зоны Украинских Карпат подчеркивался в работе Е. М. Лазько и Д. П. Резвого (1962 г.)

Учитывая многочисленные данные румынских, чешских и польских геологов (М. Магёл, А. Матейко, Н. Онческу), можно утверждать, что региональный разлом шовной зоны, который для участка Украинских Карпат авторы назвали Главным Мармарошским надвигом, в той или иной степени проявляется вдоль всей Карпатской дуги и должен рассматриваться как образование первого порядка в структуре Карпатского орогена.

Шовная зона Карпат на протяжении мезозоя и кайнозоя отличалась резкой контрастностью тектонических движений и неоднократными проявлениями вулканизма. С момента заложения геосинклинального трога Карпат в пределах этой зоны располагался южный краевой шов геосинклинали. В юре (а для Румынских Карпат, вероятно, еще с триаса) вдоль шовной зоны существовала цепь вулканов, которая может быть сопоставлена с островной вулканической дугой. Остатки вулканов и биогермов этой дуги фиксируются выходами эффузивов и известняков по северо-восточной окраине Мармарошского массива и вдоль Северной утесовой зоны. В поздней юре биогермы шовной зоны, по-видимому, образовали барьерный риф длиной не менее 1000 км, сопряженный с цепью вулканов. Внутри вулканической дуги, на месте срединного массива располагался неглубокий морской бассейн с архипелагами островов, а с внешней стороны дуги — глубокий прогиб — трог, типа полукольцевой глубоководной впадины. На дне трога в начальный этап его существования, вероятно, отлагался вулканический материал, а с конца юры (или с начала мела) началось накопление мощных флишевых толщ.

В основании современных островных дуг находятся поверхности скалывания, уходящие на большую глубину и наклоненные к центру кривизны островной дуги. В качестве такой поверхности скалывания, по-видимому, и следует рассматривать Главный Мармарошский надвиг и его продолжение — Северную утесовую зону. Разница лишь в глубине эрозионного среза поверхности скалывания. Для северо-восточной окраины Мармарошского массива она больше, для Утесовой зоны — меньше. Южная утесовая зона Украинских Карпат вероятнее всего является ответвлением главной надвиговой зоны. Движения в Карпатской «зоне скалывания» начались с момента ее возникновения и неоднократно активизировались. Именно поэтому вдоль северо-восточной окраины Мармарошского массива палеозойские породы, мезозойские вулканогенные образования и юрские известняки находятся в тонком и сложном тектоническом «переслаивании».

В середине мела движения в «зоне скалывания» заметно усилились. Произошло внедрение ультраосновных пород (бассейн р. Уголька), весьма характерных для формаций островных дуг, образовались подводные вулканы. Вдоль окраины флишевого трога в середине мела, по-видимому, снова возникла островная вулканическая дуга. Одним из доказательств существования вулканов этой дуги служит наличие мощной толщи вулканических пород с шаровыми лавами в бассейне р. Тростянец, севернее г. Рахова. Лавы и пирокласты Тростянца намечают один из крупных центров вулканизма мелового возраста во флишевых Карпатах, наиболее удаленный к северу от главных разрывов шовной зоны, но структурно с ними сопряженный.

В самом конце мела и в палеогене в шовной зоне Карпат опять заметно активизируются движения. В небольшом количестве появляются эффузивы. Площади, служившие в верхнем мелу областями локального размыва, превращаются в области накопления палеогенового флиша (Подгальская котловина в Западных Карпатах, наложенные палеогенные прогибы Борша и Дорна в Румынских Карпатах и др.).

Наконец, уже в неогене в пределах шовной зоны снова возникают разломы, отделившие поднимающиеся Карпаты от начавших прогибаться впадин по окраине срединного массива. При этом по древней поверхности скалывания происходит надвигание палеозойского массива Мармароша (вовлеченного в общее поднятие Карпатского орогена) на флишевые отложения карпатского трога, а южнее и юго-западнее по системе разломов сбросового типа, отделивших поднимающиеся Карпаты до срединного массива, на поверхность проникает магматический материал. И снова в третий или четвертый раз в шовной зоне Карпат возникает остров-

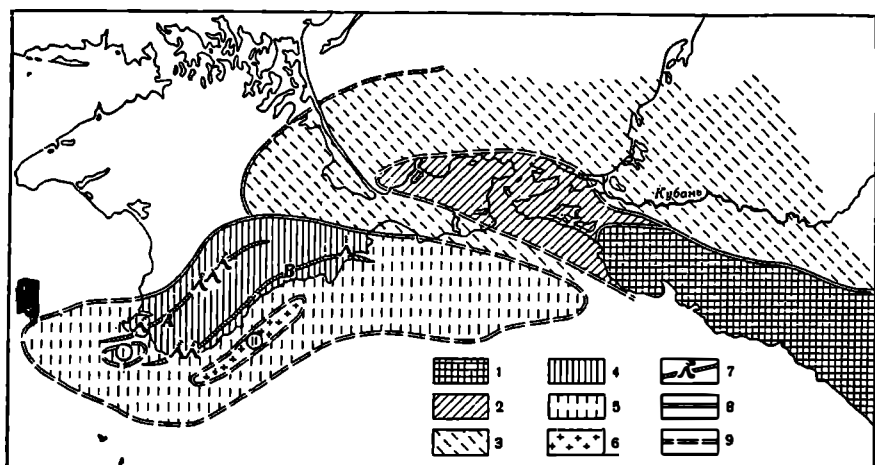


Рис. 2. Схема, показывающая положение ископаемых островных дуг в структуре Горного Крыма

1 — северо-западная часть мегаантиклинория Большого Кавказа; 2 — зона брахиморфных консолидационных структур с явлениями Большого Кавказа; 3 — Индоло-Кубанский прогиб; 4 — сохранившаяся часть неогенового сводового поднятия Горного Крыма; 5 — погруженная в Черное море часть неогенового сводового поднятия Палеокрыма; 6 — предполагаемые участки погруженного кристаллического ядра Палеокрыма (I — Форосско-Алуштинский, II — Балаклавский); 7 — местоположение вулканических островных дуг вехнетриасового, лейасового и среднеюрского возраста (А — северная, В — южная) в Горном Крыму; 8 — установленные границы регионов; 9 — предполагаемые границы регионов

ная вулканическая дуга. Эта дуга была двойной, как многие современные островные дуги «материкового» типа (Японская, Индонезийская и др.); внешняя дуга на месте поднимающихся флишевых Карпат являлась невулканической, внутренняя — на месте Вулканических Карпат представляла собой цепь вулканов и вулканических островов. Разломы неогенового возраста, контролировавшие вулканические проявления, не везде строго следуют простиранию шовной зоны. Некоторые из них, будучи поперечными, расчленили на блоки более центральные части срединного массива, образовав там вулканические гряды (Токайские горы, горы Матра в Чехословакии и др.).

Быстрое поднятие флишевых Карпат в неогене, сопровождавшееся надвигами с юга и юго-запада по главной поверхности скальвания шовной зоны, в свою очередь, по-видимому, привело к надвиганию флишевых Карпат на структуры Предкарпатского передового прогиба. Быстро и неравномерно поднимающийся и испытывающий давление с юга флишевый прогиб Карпат как бы «вытеснулся» внешним краем на Предкарпатский прогиб и частично перекрыл пологими надвигами структуры его внутренней зоны. Надвинутые части флишевых Карпат, в целом сохранивших свою мегасинклинорную структуру прогиба на соседней передовой прогиб, тотчас испытали значительную перестройку под воздействием гравитационных явлений. Широкому проявлению процессов гравитационной тектоники способствовал слабый метаморфизм флишевых осадков Карпатского трога.

В сводово-блоковом поднятии Горного Крыма магматические проявления локализируются в пределах двух полос северо-восточного до субширотного простирания, подчиненных общей ориентировке складчатых структур (рис. 2). В пределах северной полосы (от мыса Фиолент на юго-западе до Салгир-Альминского междуречья на северо-востоке) локализовались эффузивные и интрузивные проявления поздне триасового,

вдоль Южного берега Крыма, приурочены эффузивные проявления среднеюрского возраста. К южной полосе, протянувшейся вдоль Южного берега Крыма, приурочены эффузивные проявления среднеюрского возраста и магматические диапиры (куполовидные массивы) диабазов, габбро-диабазов и более кислых интрузивных пород, сформировавшиеся в ранней и средней юре и частично, по-видимому, являвшиеся субвулканами.

Две полосы разновозрастных эффузивных пород, связанные с центральными извержениями, заставляют предположить существование двух цепочек ископаемых вулканов подводного и островного типа. Эти типы вулканов могут рассматриваться в качестве ископаемых мезозойских островных дуг, стадии которых, по-видимому, проходила в своем развитии и структура Крымского геосинклинального прогиба. Вдоль северной полосы конседиментационных поднятий (В. И. Лебединский, А. И. Шалимов в 1961 г.) вначале возникла одиночная цепь вулканов, просуществовавшая с перерывами с верхнетриасового по байосское время. На конусах угасших вулканов развивались известняковые биогермы. В байосе процессы вулканизма достигли максимального размаха и параллельно северной полосе подводных вулканов и вулканических островов образовалась южная полоса с крупными вулканическими центрами Карадага и Лимен. Поэтому возможно, что вулканическая островная дуга, существовавшая на месте Крымского геосинклинального прогиба в байосе, была двойной.

Вулканическая деятельность в Крымском складчатом сооружении возродилась в позднеальбское время. Позднеальбские вулканы располагались к югу от зон мезозойского вулканизма — в области современного Черного моря. Данные о их локализации и структурном положении в настоящее время отсутствуют.

Магматические породы, залегающие в пределах шовной зоны Карпат, свидетельствуют, что вдоль внутреннего края карпатского дугообразного флишевого прогиба по крайней мере трижды (в средней-поздней юре, в середине мела и в неогене) возникали образования, сопоставимые по структуре и геологическому значению с островными вулканическими дугами.

Сходство миоценовой структуры Карпат с современными двойными островными дугами «материкового» типа (по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, например, Индонезийской) представляется существенным. На более ранних этапах развития, например, в поздней юре, еще до начала заполнения геосинклинального трога, палеогеографическая и тектоническая обстановка в районе Карпат заключала в себе определенные черты сходства с современными островными дугами «океанического» типа (например, Курильской).

Палеотектоническая обстановка в крымском геосинклинальном прогибе в поздне триасовое — среднеюрское время позволяет говорить о некотором сходстве структурных элементов с островными дугами «первого» (Белоусов, Рудич, 1960), то есть «материкового» типа. Ряд специфических особенностей крымских мезозойских «островных дуг» (отсутствие типичных офиолитов и т. д.), вероятно, объясняется фрагментарностью доступной наблюдению части структуры, сравнительно неглубоким эрозионным срезом, наконец, характером развития разломов, о чем сказано подробнее в другом докладе одного из авторов. Необходимо подчеркнуть, что в доступных наблюдению структурах Горного Крыма реминисценции этапа, который мог бы быть сопоставлен с дугами «океанического» типа, пока не улавливаются.

Естественно допустить, что современные островные дуги «океанического» (Курильская, Марианская и др.) и «материкового» (Индонезийская, Антильская и т. д.) типов, а также сходные по структуре дугообразные орены (Карпаты, Гималаи и т. д.) отражают исторические

этапы развития геосинклинальных линеаментов земной коры: дуги «океанического» типа — начальный этап, до заполнения геосинклинального трога; дуги «материкового» типа — значительно более поздний этап поднятия уже заполненного трога; дугообразные орогены — заключительный этап развития подобных структур.

Изложенное представление не является принципиально новым. В последнее десятилетие ряд исследователей отмечали, что островные дуги представляют собой стадии формирования геосинклиналей. Совсем недавно к этому вопросу возвращался Ю. М. Шейнман в 1963 г.

По мнению авторов, стадия островной дуги является этапом развития многих, если не всех, геосинклинальных зон Земли. В геологической истории данной зоны эта стадия может повторяться, причем характер ее проявления и размах магматических процессов определяются структурными особенностями данной зоны. Современные островные дуги «материкового» и «океанического» типа, по-видимому, должны рассматриваться не только в качестве «крайних членов единого ряда островных дуг» (В. В. Белоусов и Е. М. Рудич, 1960), но и в качестве исторических категорий, в которых запечатлены определенные моменты развития подвижных зон Земли.

Заканчивая статью, мы обнаружили близкие взгляды на эволюцию островных дуг в книге Дж. А. Джекобса, Р. А. Рассела и Дж. Т. Уилсона «Физика и геология» (1964). В идеальном случае на континентальном шельфе закладывается одиночная островная дуга, которая через двойную дугу или без нее в результате поднятия сменяется горной дугой. Затем в горном сооружении постепенно угасает сейсмичность и вулканизм, и оно превращается в устойчивый участок земной коры.

С этой позиции представление Е. Ф. Малеева в 1963 г. о том, что Восточные Карпаты в неогене проходили стадию островной дуги, является недостаточным. Нет спора о том, что в неогене здесь существовала четко выраженная островная дуга. Об этом кстати свидетельствует резко выраженный известково-щелочной характер неогеновых вулканических пород Закарпатья, а в минеральном составе этих лав характерна резко повышенная основность плагиоклазов и широкое распространение ромбического пироксена среди темноцветных минералов. Как хорошо известно, эти особенности вулканических пород островных дуг отмечал Г. С. Горшков в 1963 г.

Однако и в юрский и в меловой период в Карпатах существовала островная дуга, но на другом более древнем этапе она, естественно, обладала некоторыми специфическими особенностями. Вопрос этот требует дальнейшего изучения, но уже сейчас ясно, что на ранних этапах развития островных дуг, в период сильного или значительного прогибания ложа геосинклинали, вулканическая деятельность протекает в существенно подводных условиях и приводит к образованию спилито-кератофировых формаций.