Е.Е.Милановский
Н.В.Короновский

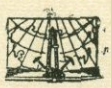
# Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии



Е. Е. Милановский,
Н. В. Короновский

# Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии

702



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1973



УДК 551.240+551.21+551.24(4+5)

**Милановский Е. Е., Короновский Н. В.** Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973, 280 с.

Книга представляет первую сводку по геологии позднекайнозойского орогенного вулканизма, мощно проявившегося на огромном пространстве Альпийского геосинклинального пояса — от Гибралтарского пролива на западе до Афганского нагорья на востоке. В основу ее положены результаты личных многолетних исследований авторов на Большом и Малом Кавказе, в Карпатах и других областях, а также анализ огромной советской и зарубежной литературы. В первой вводной части монографии рассмотрены основные черты тектонического строения Альпийского пояса, место орогенного этапа в его развитии и роль магматических процессов на этом этапе. Региональный обзор орогенного вулканизма дан в соответствии с новой схемой тектонического районирования Альпийского пояса. Во второй части детально охарактеризован орогенный вулканизм Кавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. В третьей части последовательно рассматриваются орогенный вулканизм Иранского, Афгано-Белуджистанского, Анатолийского, Эгейского, Карпато-Динарского, Альпийского и Западно-Средиземноморского сегментов, а также позднекайнозойский вулканизм Центральной Европы, Северной Африки и Аравии, сопряженный с развитием Альпийского пояса.

Большое внимание уделено вопросам пространственного распространения, характера проявлений, вещественного состава продуктов и истории орогенного вулканизма с особенностями тектонического строения и развития Альпийского пояса и отдельных его регионов. В четвертой, заключительной части монографии намечены основные закономерности развития орогенного вулканизма во времени и на площади Альпийского пояса, выявлены главные типы тектонических обстановок его проявления и рассмотрены его связи с особенностями строения коры и мантии и глубинными процессами. Сделана попытка количественной оценки объемов продуктов ранне- и позднеорогенного вулканизма во всех областях и провинциях Альпийского пояса.

Книга предназначена для широкого круга геологов-вулканологов, петрологов, тектонистов, геологов-съемщиков и специалистов по региональной геологии Кавказа, Карпат и других областей Альпийского геосинклинального пояса.

Таблиц 1, иллюстраций 21, список литературы — 250 назв.

*М* 0291—524 / 043(01)—73 59—73

© издательство „НЕДРА" 1973

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Задача предлагаемой вниманию читателей книги — охарактеризовать развитие позднекайнозойского вулканизма, мощно проявившегося на огромных пространствах Альпийско-Средиземноморского геосинклинального пояса — от Гибралтарских ворот на западе до пустынь Афганистана на востоке — в течение орогенного этапа альпийского (мезокайнозойского) геотектонического «цикла»*. Как известно, орогенным этапом называют поздний, завершающий этап в крупном «цикле» развития геосинклинального пояса, следующий за собственно геосинклинальным этапом. В своем типичном выражении он характеризуется рядом тектонических и магматических явлений. К первым из них относится возрастание роли восходящих движений на значительной части площади геосинклинального пояса, активизация процессов складкообразования (в начале орогенного этапа) и поднятий в пределах отмирающих геосинклинальных прогибов и их превращение в складчатые или складчато-глыбовые сооружения, приводящее, по мере усиления воздыманий, к возникновению горного рельефа, а также заложение и углубление сопряженных с горными сооружениями краевых (предгорных) прогибов и внутренних (межгорных) впадин, погружение которых в большинстве случаев компенсируется аккумуляцией обломочного материала молассовых формаций.

К числу магматических явлений, характерных для орогенного этапа развития геосинклинального пояса, хотя и проявляющихся на его площади далеко не повсеместно, принадлежит формирование батолитов и более мелких секущих интрузивных тел преимущественно гранитоидного состава (главным образом, на ранней стадии орогенного этапа), а также разнообразный по вещественному составу продуктов и формам проявления субаэральный вулканизм, который мы будем в дальнейшем называть орогенным вулканизмом.

Особенно ярко все эти черты орогенного этапа проявились в конце альпийского «цикла» развития Альпийско-Средиземноморского пояса

---

* Именуя рассматриваемую территорию Альпийско-Средиземноморским геосинклинальным поясом, авторы следуют терминологии В. Е. Хаина [137]; некоторые другие исследователи, например М. В. Муратов, называют ее Альпийской геосинклинальной областью.

Юго-Западной Евразии, на разных участках которого этот этап начался во второй половине или конце палеогена и продолжается до настоящего времени. Вулканическая деятельность охватила на этом этапе огромные территории суши и отчасти акватории морей, отвечающие почти всем типам структур Альпийского орогенического пояса (достигая в ряде его районов грандиозной силы), а также ряд участков его платформенного обрамления. Во многих районах Альпийско-Средиземноморского пояса вулканическая активность продолжается и в наши дни или проявлялась в историческое время.

Современному и новейшему вулканизму разных областей Альпийского пояса посвящена огромная литература, в которой освещаются вопросы стратиграфии, петрографии и петрохимии молодых вулканических образований, описываются проявления современного вулканизма отдельных районов и т. д. Слабее освещены вопросы связи орогенного вулканизма с тектоническим строением и развитием Альпийского пояса, с неотектоникой и глубинным строением земной коры, хотя в последнее время эти вопросы привлекают все большее внимание исследователей. *Неполное представление мы имеем об орогенном плутонизме* Альпийского пояса, поскольку позднекайнозойские интрузивные массивы еще очень слабо вскрыты эрозией.

Изученность орогенного вулканизма, как и других аспектов геологии различных областей Альпийского пояса, весьма неравноценная. Наряду с детально и всесторонне исследованными областями, как, например, Большой и Малый Кавказ, Карпаты, некоторые районы Апеннин и Сицилии, есть области, об орогенном вулканизме которых имеются пока крайне скудные и отрывочные сведения (Иран, Афганистан, Пакистан, некоторые районы Турции). До сих пор почти нет сводных обобщающих работ, в которых с единых позиций давалась бы геологическая характеристика распространения и истории орогенного вулканизма во всем Альпийском поясе в связи с его тектоническим развитием, рассматривались бы особенности расположения вулканических областей и районов в его структуре, вопросы соотношений между типами вулканической деятельности, вещественным составом ее продуктов и типами строения земной коры и т. п. Некоторые из этих вопросов рассмотрены в первой части книги.

Настоящая работа представляет попытку в какой-то мере восполнить этот пробел. В основу ее положены прежде всего результаты личного многолетнего изучения орогенного вулканизма, проводившегося одним из авторов — Е. Е. Милановским на М. Кавказе с 1949 г. и обоими авторами совместно на Б. Кавказе с 1955 г., и анализ огромной литературы по геологии и новейшему вулканизму Кавказа. Кавказ представляет собой такую область Альпийского пояса, где проявления орогенного вулканизма отличаются исключительной мощью, разнообразием типов извержений и вещественного состава продуктов и приурочены к самым различным типам тектонических структур; поэтому детальное рассмотрение орогенного вулканизма Кавказского сегмента, которому посвящена вторая часть книги, позволяет выяснить многие важнейшие черты орогенного вулканизма. Вместе с тем при исследовании ороген-

ного вулканизма других областей Альпийского пояса выявляется ряд закономерностей его тектонической локализации и истории развития, не свойственных Кавказу, в чем авторы могли убедиться в ходе детального изучения некоторых вулканических районов Советского Закарпатья (1962—1963 гг.), личных наблюдений в ряде вулканических областей Венгрии, Румынии, Болгарии и Югославии. Поэтому третья часть книги посвящается рассмотрению орогенного вулканизма других сегментов Альпийского пояса и его соотношений с тектоникой, которое в основном базируется на сравнительно большом литературном материале по зарубежным территориям.

В целом эти области охарактеризованы более кратко, чем Кавказ, причем в одних случаях (для ряда вулканических областей Европы) это сделано для сокращения объема книги, а при описании вулканизма Ближнего и Среднего Востока краткость была вызвана скудностью имеющихся данных. При исследовании вулканизма Альпийского пояса мы ограничились западной его частью (до 70° в. д. на востоке), поскольку Гималайско-Бирманский его отрезок практически почти лишен проявлений орогенного вулканизма, а изучение вулканизма Индонезийского сегмента представляет важную самостоятельную задачу. Обобщение и анализ материалов по распространению и истории орогенного вулканизма разных областей Альпийского пояса и его соотношениям с их тектоническим строением и развитием позволили выявить некоторые общие закономерности, впервые сформулированные одним из авторов несколько лет назад (Е. Е. Милановский, 1968 г.). В заключительной — четвертой — части книги сделана попытка более полного и всестороннего рассмотрения этих закономерностей.

Выяснению вопросов структурного положения зон орогенного вулканизма и его связей с тектоническим развитием во многом содействовали весьма интересные и ценные обобщающие работы по тектонике, истории и закономерностям развития Альпийского пояса в целом и крупных его звеньев, принадлежащие М. В. Муратову [100, 101, 102] и В. Е. Хаину [136, 137].

Проблемы петрологии и петрохимии продуктов орогенного вулканизма Альпийского пояса заслуживают специального углубленного исследования, и эти вопросы, так же как и вопросы строения и химизма интрузивных образований орогенного этапа, освещаются лишь попутно. Следует заметить, что материал по этим вопросам в рамках всего Альпийского пояса не систематизирован и не подвергался в последнее время анализу, чему мешает очень слабая степень изученности пород большинства вулканических районов Ближнего и Среднего Востока. Однако мы хотели бы надеяться, что в недалеком будущем такое исследование петрологии орогенного вулканизма будет выполнено, и что наша работа сможет послужить для него необходимой геологической базой. Мы сознаем, что предлагаемая книга, представляющая первую попытку синтеза огромного и разнородного материала по геологии орогенного вулканизма и его связи с тектоникой Альпийского пояса, не свободна от отдельных спорных, недостаточно обоснованных и может быть неправильных положений, фактических неточностей и досадных пропусков в

изложении фактических данных, почти неизбежных при выборочном использовании колоссальной зарубежной литературы и дискуссионности очень многих вопросов геологии Альпийского пояса. Поэтому авторы будут искренне благодарны читателям за критические замечания, поправки и дополнения к их труду.

Первая часть книги написана Е. Е. Милановским; вторая часть также Е. Е. Милановским, причем в основу разделов, посвященных вулканизму Большого Кавказа и Западного Закавказья, положены совместные материалы обоих авторов. Разделы третьей части, посвященные вулканизму Ирана, Афганистана, Анатолии и Эгейской провинции, написаны Е. Е. Милановским, а последующие разделы — Н. В. Короновским (с дополнениями Е. Е. Милановского по Динаридам и Карпато-Балканам и вопросам тектонического положения и развития вулканических провинций и областей). Четвертая часть написана Е. Е. Милановским.

Часть I

# АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС ЕВРАЗИИ И РОЛЬ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА В ЕГО СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ

## МЕСТО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ЭТАПА В РАЗВИТИИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Развитие любого геосинклинального пояса от его заложения до отмирания и перехода в состояние платформы представляет сложный и длительный процесс, охватывающий многие сотни миллионов и даже больше миллиарда лет. Так, заложение геосинклинального пояса Тетиса, еще не закончившего свое развитие, относится к средине рифея, т. е. произошло около 1 млрд. лет т. н. [100, 137]. Основным содержанием геосинклинальной фазы развития земной коры является процесс ее утолщения и усложнения ее структуры, происходящий в основном в результате поступления вещества из мантии и частично благодаря его перераспределению (переотложению) на земной поверхности и выпадению из гидросферы. Этот процесс ведет к преобразованию маломощной коры океанического (или близкого к нему) типа в мощную материковую кору платформ с характерным для них гранитно-метаморфическим слоем.

Процесс геосинклинального развития обычно протекает полициклично, т. е. распадается на ряд крупных тектонических эпох, в течение которых на фоне общего поступательного развития (утолщения и усложнения земной коры) имеет место некоторая повторяемость явлений, дающая основание называть эти эпохи геотектоническими «циклами», или, правильнее, «квазициклами». Для ранних стадий каждого цикла характерно резкое преобладание геосинклинальных погружений над поднятиями, накопление мощных субаквальных формаций, преимущественное развитие основного магматизма, а для поздних стадий — отмирание геосинклинальных прогибов, усиление процессов складкообразования метаморфизма, кислого магматизма, повышение роли поднятий. Таким образом, в каждом тектоническом «цикле» более или менее четко намечаются два основных этапа — ранний, собственно геосинклинальный этап с преобладанием процессов погружения и поздний, орогенный этап, в котором возрастает роль складкообразования и поднятий.

При переходе от одной тектонической эпохи (цикла) к другой происходит некоторая перестройка, обновление — «регенерация» структуры геосинклинального пояса. Она бывает связана с возрождением или расширением прогибов, сохранившихся от предыдущего цикла, либо с заложением новых геосинклинальных прогибов и частичным расширением этого пояса за счет смежных океанических впадин или платформ. Вместе с тем в новом цикле ряд участков геосинклинального пояса выключается из геосинклинального процесса и переходит в платформенную фазу развития. Каждый последующий цикл во многом отличается от предыдущего. В этих отличиях находят отражение, с одной стороны, сокращение ширины геосинклинальных поясов по мере отмирания отдельных их участков, а с другой, — возрастание роли наложенных геосинклинальных прогибов в результате регенерации геосинклинального режима на некоторых ранее консолидированных участках обрамления геосинклинального пояса, а также усложнение и видоизме-

нение магматического процесса в связи с утолщением земной коры, через которую проникают и с которой взаимодействуют поднимающиеся дифференциаты мантии.

В геосинклинальных поясах неогея и в том числе Альпийско-Средиземноморском поясе наиболее ранний — байкальский цикл характеризовался мощным и длительным собственно геосинклинальным и слабо выраженным, недоразвитым орогенным этапом; он проявился главным образом в складкообразовании и местами в гранитоидном магматизме, но не сопровождался формированием типичных краевых прогибов. Однако в результате байкальского цикла обширная южная часть Альпийско-Средиземноморского пояса на длительное время в значительной мере утратила свою тектоническую подвижность.

Палеозойская (герцинская) эпоха заканчивается в северной части Альпийско-Средиземноморского пояса более яркими проявлениями процессов, присущих орогенному этапу. К их числу относятся складкообразование и метаморфизм палеозойских толщ, выполняющих геосинклинальные прогибы, их замыкание, мощный гранитный плутонизм, формирование межгорных впадин (нередко на месте геосинклинальных прогибов), заполняющихся грубообломочными молассами и отчасти продуктами существенно кислого наземного вулканизма. Но краевые прогибы образуются еще очень редко. В более южной зоне пояса Тетиса признаки позднегерцинского орогенного этапа проявились слабее. В ряде случаев герцинская тектоническая эпоха не завершилась здесь интенсивной складчатостью и длительным перерывом в седиментации, и герцинские миогеосинклинальные прогибы были унаследованы раннеальпийскими (например, прогиб южного склона Б. Кавказа). В самой южной зоне Тетиса, в пределах большей части Югославии, Греции, Турции, Ирана, Южного Афганистана и Пакистана после байкальской складчатости, с конца рифея и до начала мезозоя характер тектонического развития был близким к платформенному; и явления, характерные для позднегерцинского орогенного этапа, не имели места. В альпийском цикле на одни участки этой эпибайкальской квазиплатформенной зоны были наложены геосинклинальные прогибы (Загросский, Курдистанский, Таврский и и др.), другие превратились в срединные массивы. Таким образом, доальпийская предыстория разных зон Альпийско-Средиземноморского пояса была существенно различной.

В альпийском цикле развития геосинклинального пояса Тетиса орогенный этап выражен наиболее ярко. Этот этап, начавшийся здесь в конце палеогена, характеризуется всеми тектоническими и магматическими явлениями, типичными для орогенных этапов. Краевые прогибы возникают уже не спорадически, а на большей части границ Альпийского пояса как с древними, так и с молодыми платформами. Особенностью позднеальпийского орогенного этапа является широкое распространение сопровождающих его явлений эпиплатформенного горообразования; активнее всего они протекают вблизи границ Альпийского пояса и в наибольшей степени захватывают герцинские складчатые зоны (например, Тянь-Шань), сравнительно недавно закончившие геосинклинальное развитие и не утратившие окончательно мобильность, свойственную геосинклинальным поясам. В самом Альпийском поясе максимальные позднеальпийские поднятия часто бывают свойственны тем участкам, которые испытывали свое главное геосинклинальное погружение не в альпийском, а в более древних циклах — палеозойском и байкальском — и к началу альпийского цикла представляли уже в значительной степени консолидированные структуры (Памир, Центральный Кавказ и др.). Таким образом, роль тектонических явлений, свойственных орогенным этапам, по мере утолщения и усложнения структуры земной коры, от цикла к циклу все более возрастает (в ущерб явлениям, характерным для собственно геосинклинальных этапов).

В геотектоническом развитии пояса Тетиса в альпийском цикле можно выделить два главных этапа — собственно геосинклинальный и орогенный и подразделить каждый из них на две основные стадии — раннюю и зрелую (или позднюю). Временные границы этапов и стадий в разных районах несколько «скользят»: первая стадия начинается обычно в триасе или юре, вторая — в мальме, раннем или позднем мелу, третья — в позднем эоцене, олигоцене или миоцене, четвертая — в конце миоцена или плиоцене. Характер развития конкретных областей в течение отдельных стадий также существенно различается. Однако каждой стадии развития присущи определенные черты, позволяющие уверенно выделять их в любой области пояса Тетиса.

В раннегеосинклинальную стадию закладываются наиболее крупные альпийские геосинклинальные прогибы и возобновляется или усиливается погружение некоторых прогибов, унаследованных от герцинского цикла. Их развитие сопровождается начальным (инициальным) магматизмом. В конце стадии в раннегеосинклинальных прогибах происходит складкообразование, нередко сопряженное с развитием крупных надвигов и даже покровов, а в ряде случаев — завершаемое формированием гранитоидных массивов, и в пределах первичных прогибов возникают геоантиклинальные зоны. Значительные территории, главным образом, в южной части Альпийского пояса, на этой стадии не испытывают погружений или подвергаются лишь слабо дифференцированным умеренным опусканиям, накапливая однообразные преимущественно карбонатные осадки («квазиплатформенное» развитие).

В позднегеосинклинальную стадию некоторые первичные прогибы полностью отмирают, другие расчленяются растущими поднятиями на дочерние прогибы; наконец, возникают новые, вторичные, наложенные геосинклинальные прогибы, в которых формируются офиолитовые, а позднее преимущественно флишевые, реже вулканогенные и карбонатные формации. К концу эоцена или в олигоцене они испытывают складчатость и замыкаются, как правило, без ярко выраженной инверсии. Срединные массивы в течение всего собственно геосинклинального этапа сохраняют свою стабильность, однако в их пределах (Паннонский массив, массивы Турции, Ирана и Афганистана) на той или иной стадии собственно геосинклинального этапа возникают прогибы, по характеру заполнения близкие к геосинклинальным, но более узкие и недолговечные, которые вскоре испытывают складкообразование, после чего (обычно с конца мезозоя) срединные массивы вновь приобретают относительную тектоническую «стабильность» (реконсолидируются).

В орогенном этапе альпийского цикла также выделяются две стадии. Вследствие своеобразия развития разных участков Альпийского пояса их признаки в рамках Альпийского пояса в целом являются достаточно сложными.

В раннеорогенную стадию на месте отмирающих геосинклинальных прогибов и растущих геоантиклинальных поднятий формируются складчатые или складчато-надвигово-покровные сооружения, начинающие испытывать общее, хотя и дифференцированное, воздымание. Их возникновение нередко сопровождается образованием гранитоидных батолитов и более мелких интрузий, а дальнейшее развитие — субаэральным вулканизмом с преобладанием эксплозивных образований кислого и среднего состава. По периферии складчатых сооружений возникают краевые и внутренние прогибы. В структурном плане господствует продольная зональность.

По характеру развития молассовых прогибов и сопряженных с ними поднятий намечаются два главных типа. В прогибах, связанных с наиболее длительно развивающимися складчатыми сооружениями (например, Б. Кавказ), еще не достигшими на раннеорогенной стадии большой

абсолютной высоты, отлагаются преимущественно тонкообломочные осадки (нижняя моласса); в их составе существенная роль может принадлежать материалу, приносимому из смежной платформенной области (например, Предкавказье). В других прогибах, связанных с более активными на этой стадии, интенсивно размываемыми горными поднятиями (например, Карпаты), тонко- и грубообломочные толщи в разрезе тесно сочетаются. К концу стадии дифференциальное воздымание подобных сооружений и погружение сопряженных с ними молассовых прогибов ослабевает или прекращается. Срединные массивы сохраняют, как правило, приподнятое положение, лишь частично подвергаясь раздроблению, нередко сопровождаемому вспышками кислого игнимбритового вулканизма.

В позднеорогенную стадию* продолжается и даже резко усиливается воздымание главным образом наиболее крупных складчато-глыбовых сооружений, приобретающих высокогорный рельеф (Б. и М. Кавказ, Эльбурс, Альпы и пр.). В ряде случаев в них происходят мощные вулканические извержения, смежные краевые (предгорные) и внутренние (межгорные) прогибы начинают накапливать преимущественно грубообломочные, нередко континентальные осадки (верхняя моласса); они постепенно расширяются и смещаются в стороны смежных платформ и срединных массивов. Некоторые из последних втягиваются в интенсивное погружение (Паннонская, Закавказские впадины), иногда захватывающее отдельные участки смежных горных сооружений и сопровождаемое весьма сильным раздроблением (впадины Эгейского и Альборанского морей). Углубляются и расширяются за счет участков смежных поднятий глубоководные впадины субокеанического типа (Средиземноморские, Черноморская и пр.). Резкая дифференциация на опущенные и приподнятые участки наблюдается и в пределах платформенной рамы Альпийского пояса; на ряде ее приподнятых участков происходят извержения основной (на древней Аравийской платформе), а также щелочной магмы (на эпигерцинской платформе Центральной Европы). Продольная зональность все более нарушается поперечными и почти изометричными поднятиями и впадинами, нередко наложенными на различные структурные элементы предшествующей стадии.

Тектонические процессы позднеорогенной стадии развития Альпийского геосинклинального пояса и сопутствующие им тектонические явления во внеальпийских областях мы будем рассматривать как неотектонические движения. Следовательно, «неотектоническую» стадию в альпийском поясе целесообразнее всего считать с конца миоцена или плиоцена.

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЯ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Тектонические структуры, формировавшиеся и развивавшиеся в геосинклинальном поясе Тетиса в течение орогенного этапа альпийского «цикла», достаточно разнообразны. Их подразделение основывается на структурно-морфологических особенностях и на характере их развития в течение обеих стадий орогенного этапа, в свою очередь во многом зависящем от их предыстории в собственно геосинклинальном этапе.

**I. Эпигеосинклинальные сводово-глыбовые горные сооружения** с внутренней складчато-надвиговой структурой, или орогены, как мы их будем для краткости именовать, возникают на месте геосинклинальных

---

* Мы сохраняем этот термин, поскольку он укрепился в литературе. Однако поскольку альпийский орогенный этап еще не завершился, правильнее было бы называть эту стадию зрелой орогенной стадией.

прогибов, развивавшихся в течение собственно геосинклинального этапа альпийского цикла в результате их складчатости и общей инверсии. По характеру складчатой структуры, формировавшейся в течение собственно геосинклинального этапа и раннеорогенной стадии, они обычно представляют мегантиклинории, реже крупные антиклинории или синклинории (симметричные или асимметричные), прямолинейные или дугообразные. В плане эти сооружения обычно имеют несколько утолщенную (45—60 км) земную кору континентального типа, однако их «корни гор», как правило, менее глубоки, чем это требовалось бы для соблюдения изостазии, а в некоторых случаях (например, Копетдаг) — вовсе отсутствуют.

Эти сооружения формируются на месте либо единого альпийского геосинклинального прогиба, либо нескольких частных прогибов, разделенных унаследованными и новообразованными поднятиями. Зоны поднятий, разделяющие частные геосинклинальные прогибы, могут образоваться в течение альпийского собственно геосинклинального этапа в результате ранних фаз складчатых или складчато-покровных деформаций и последующего воздымания, которому подверглись отдельные зоны альпийской геосинклинали. Однако геоантиклинальные поднятия могут существовать с начала альпийского цикла, и даже быть унаследованными от герцинских и позднебайкальских поднятий. Наиболее обширные поднятия такого рода, сравнительно мало деформированные в альпийском «цикле», напоминающие по своему строению и развитию в собственно геосинклинальном этапе альпийского «цикла» срединные массивы, но вошедшие на орогенном этапе в состав сводово-глыбовых горных сооружений (мегантиклинориев), мы будем называть *внутренними массивами* (например, внутренние массивы М. Кавказа).

Контуры сводово-глыбовых сооружений орогенного этапа не обязательно строго соответствуют внешним границам породивших их геосинклинальных прогибов (или их систем). В одних случаях ороген оказывается более узким (например, окончания сооружения Б. Кавказа), в других, наоборот, захватывает те или иные участки прилегающих платформ и срединных массивов. В состав периферической зоны орогена могут оказаться включенными *краевые массивы* — краевые участки смежной платформы, втянутые в позднем кайнозое в более или менее значительное воздымание вместе с альпийским эпигеосинклинальным складчатым сооружением (Северо-Кавказский краевой массив, Северо-Памирская зона).

Можно различать орогены с полным и сокращенным типом развития. *Орогены полного развития* возникают на месте геосинклинальных прогибов (или их систем), испытывавших глубокие погружения в течение обеих стадий собственно геосинклинального этапа. В ходе его структура геосинклинальных прогибов усложнялась, в них возникли внутренние зоны поднятий и т. п., но окончательное замыкание геосинклиналей и превращение их в складчатые сооружения произошло лишь в конце палеогена или начале неогена (Альпы, Динариды, Б. и М. Кавказ и пр.). Процессы складко- и надвигообразования протекают в них с конца раннегеосинклинальной стадии (во внутренних зонах) до раннеорогенной. В раннеорогенную же стадию (в олигоцене или миоцене) начинается сводово-глыбовое воздымание возникших мегантиклинориев, но максимальной интенсивности и скорости оно достигает в позднеорогенной стадии, приводя к возникновению высокогорного рельефа. Поднятие может носить более или менее дифференцированный характер и сопровождаться абсолютным (на ранней стадии) или относительным (на поздней стадии) опусканием отдельных остаточных или наложенных внутригорных впадин, но их роль обычно незначительна. Таким образом, за длительным и глубоким геосинклинальным погружением следует также длительное и постепенно усиливающееся поднятие и горообразо-

вание. Орогенный магматизм выражен формированием главным образом в раннеорогенную стадию гранитоидных батолитов, подчас очень крупных, и их апофиз в верхних структурных этажах, а также наземными извержениями (главным образом, в позднеорогенной стадии). Однако орогенный вулканизм присущ не всем орогенам полного развития, что зависит от характера геосинклинальной предыстории, особенностей структуры и тектонической позиции того или иного орогена.

На продолжении некоторых орогенов полного развития располагаются их периклинальные зоны. На этих поперечных участках собственно геосинклинальный этап затянулся до середины или конца неогена, и только с этого времени стали возникать складчатые зоны антиклинорного строения. Для них характерны брахиморфные, нередко диапировые складки и широкое развитие грязевого вулканизма (при полном отсутствии проявлений истинного магматизма). Они обладают низкогорным или даже низменным рельефом с отдельными антиклинальными грядами (Керченско-Таманская, Апшеронская, Прибалхано-Челекенская, Южно-Киртарская зоны), либо выражены валообразными поднятиями морского дна (Южный Каспий).

Для позднеорогенных периклинальных зон характерна огромная мощность «осадочного слоя» (до 20—30 км), по-видимому, непосредственно покоящегося на «базальтовом» (около 15—20 км). «Гранитно-метаморфический» слой практически отсутствует или лишь начинает формироваться благодаря разогреву и ультраметаморфизму низов «осадочного слоя».

Орогены сокращенного развития возникают на месте альпийских геосинклинальных прогибов, существовавших менее продолжительно — в течение ранне- или позднегеосинклинальной стадии — и обычно характеризуются более сокращенным периодом своего воздымания в орогенном этапе, меньшей амплитудой и шириной. Среди них можно выделить два различных по своей геологической истории типа.

В ранних орогенах (например, Внешние или Флишевые Карпаты) основное орогенное развитие приходится на раннеорогенную стадию (обычно олигоцен — миоцен). Они образуются на месте вторичных (мел-эоценовых) геосинклинальных прогибов, заложенных в зонах умеренных субплатформенных опусканий или поднятий раннегеосинклинальной стадии. В течение позднегеосинклинальной стадии ранние орогены интенсивно погружались, накапливая мощные офиолитовые, флишевые, флишоидные образования, а затем, испытав складчатость, почти не сопровождавшуюся инверсией, превращались в складчатые сооружения, обычно сохраняющие структуру синклинориев. Далее следовало умеренное (до 2—3 км) воздымание, сопровождавшееся заложением по краям растущего поднятия межгорных (и краевых, в случае их периферического положения в Альпийском поясе) прогибов. Эти процессы в основном завершаются к концу раннеорогенной стадии, но небольшое воздымание, приводящее к формированию современных низко- и средневысотных гор, и неглубокое погружение отдельных участков сопряженных с ними прогибов может продолжаться и в позднеорогенную стадию. В эту же стадию некоторые участки ранних орогенов могут подвергаться раздроблению и частичным опусканиям. Орогенный магматизм для них мало характерен, но зоны глубинных разломов, обрамляющие и отделяющие ранние орогены от срединных массивов, нередко являются каналами для мощных и длительных вулканических извержений и небольших гипабиссальных интрузий.

Поздние орогены представляют небольшие горные сооружения краевой зоны Альпийского пояса (Горный Крым, Б. Балхан), возникающие в позднеорогенную стадию на месте геосинклинального прогиба, закончившего типично геосинклинальное развитие в раннегеосинклинальную стадию (триас— юра). В мелу — миоцене подобные зоны ха-

рактеризовались «квазиплатформенным» режимом, испытывая незначительные погружения и поднятия, и лишь с конца миоцена были охвачены воздыманиями амплитудой до 1,5—2 км. Глубокие краевые прогибы перед поздними орогенами не возникают, но в тылу их могут развиваться зоны глубоких погружений. Для подобных сооружений характерны кора со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем и положительные гравианомалии. Проявления орогенного магматизма в них отсутствуют.

Вулканическая активность, проявляющаяся в течение орогенного этапа, в известной мере зависит от относительной роли магматических процессов, имевших место в течение собственно геосинклинального этапа. Как известно, Штилле предложил различать два основных типа геосинклинальных прогибов — эвгеосинклинальные, характеризующиеся значительной ролью проявлений «инициального», т. е. начального или собственно геосинклинального вулканизма, и миогеосинклинальные, в которых собственно геосинклинальный вулканизм не проявлялся или играл ничтожную роль. Однако среди реальных геосинклинальных прогибов Альпийского пояса мы встречаем и такие прогибы, в истории развития которых вулканическая деятельность отличается сравнительно небольшим масштабом или проявлялась эпизодически, или затронула не весь прогиб, а лишь одну из его зон.

В отдельные моменты исключительно мощные, почти однотипные вулканические извержения охватывали не только геосинклинальные прогибы, но и разделяющие их обширные пространства Альпийского пояса, в частности — срединные массивы: так, байосская порфиритовая формация распространена в пределах геосинклинали М. Кавказа, всего Закавказского срединного массива и южного крыла геосинклинали Б. Кавказа, а средне- и позднеэоценовые андезитовые извержения происходили в геосинклинальных прогибах М. Кавказа, Эльбурса, Восточного Ирана и на огромных площадях Иранского, Лутского и Афганского срединных массивов.

Из всех геосинклиналей Альпийского пояса с наибольшим правом могут быть названы эвгеосинклинальными прогибы М. Кавказа, развитие которых, начиная с юры до позднего палеогена, сопровождалось исключительно мощной эффузивной и интрузивной деятельностью. И именно в развитии М. Кавказа, особенно в позднеорогенной стадии, вулканизм играл гораздо более значительную роль, чем в любом другом альпийском складчатом сооружении. На месте ряда геосинклинальных прогибов, в развитии которых вулканическая деятельность играла более эпизодическую роль, в орогенном этапе имели место менее значительные, локальные извержения (Динариды, Б. Кавказ, Эльбурс, Восточно-Иранская, Вардарская складчатые зоны). В складчатых сооружениях, возникших на месте миогеосинклинальных прогибов, орогенный вулканизм не имел места или проявился лишь в зонах их сочленения со срединными массивами или глубоководными впадинами, или вблизи последних. Эта эмпирическая закономерность говорит об известной преемственности между магматическими процессами, протекавшими в собственно геосинклинальном и орогенном этапах в пределах той или иной геосинклинали и возникшего на ее месте складчатого сооружения.

Большое значение для понимания закономерностей распространения орогенного вулканизма имеют особенности внутреннего строения складчатых сооружений и их положение в структуре Альпийского пояса. В грубой схеме среди альпийских складчатых сооружений можно различать: сооружения с более или менее симметричной, иногда несколько веерообразной (антивергентной) складчатой или складчато-надвиговой структурой (мегантиклинории Пиренеев, Б. и М. Кавказа, Эльбурса, Туркмено-Хорасанских гор) и сооружения с резко асимметричной складчато-надвигово-покровной структурой со значительным односторон-

ним горизонтальным смещением масс (Бетиды, Риф, Телльский Атлас, Апеннины, Динариды, Эллиниды, Тавр, Загрос, Карпаты, Балканы). В некоторых из них складчато-надвигово-покровные деформации происходили в течение альпийского цикла неоднократно — в мезозое (обычно в раннем или позднем мелу) или в эоцене во внутренних зонах, в олигоцене или миоцене — во внешних. Многим из этих сооружений свойственна дугообразная форма, причем выпуклость обращена в сторону горизонтального движения масс и миграции складчато-покровных деформаций во времени. Их фронтальные зоны надвинуты по поверхности пологих надвигов и тектонических покровов с амплитудой до нескольких десятков километров на прилегающие краевые прогибы. В некоторых случаях интенсивность опрокидывания складок и чешуйчатого надвигания постепенно затухает от внутренних зон складчатого сооружения к его внешнему краю (Загрос, Балканы, Эллиниды), в других она, напротив, возрастает (Флишевые Карпаты, Динариды, Тавр). С обратной, «тыловой», стороны к сооружениям рассматриваемого типа примыкают либо срединные массивы, испытывавшие в орогенном этапе деформации растяжения и разбитые сбросами на ряд относительно поднятых и опущенных блоков (Паннонский, Родопский массивы, массивы Анатолии и Ирана), либо впадины глубоководных морей (Южно-Эгейская, Тирренская, Балеарская, Альборанская). Погружение краевых прогибов, на которые надвигаются складчато-покровные сооружения, обычно бывает относительно кратковременным (в раннеорогенной стадии). Воздымание этих сооружений обычно бывает менее значительным и длительным, чем у мегантиклинориев первого типа. На их теле часто возникают наложенные внутригорные и межгорные впадины и грабены, свидетельствующие о смене обстановки сильного сжатия процессом растяжения, распространяющимся со стороны срединного массива или глубоководной впадины (Тавр, Эллиниды, Телльский Атлас, Бетиды, Апеннины, Динариды и пр.). Для этих сооружений проявления вулканизма в раннеорогенной стадии не характерны, но в позднеорогенной стадии часто происходят извержения вдоль их тылового шва и отчасти в их внутренних зонах.

Весьма своеобразной структурой обладает сооружение Альп: оно характеризуется исключительно сильными проявлениями горизонтального сжатия и одностороннего движения масс к северу (опрокинутые и лежачие складки, многоярусные покровы с большой амплитудой перемещения и т. д.), но не имеет в «тылу» срединного массива, и обладает некоторыми элементами веерообразного строения.

**II. Эпиплатформенные складчатые горные сооружения,** свойственные некоторым периферическим участкам западной части Альпийского пояса, возникают в неогене на месте прогибов платформенного или субплатформенного типа, отделенных от основных геосинклинальных прогибов Альпийского пояса «жесткими» периферическими массивами, обычно обладают приблизительно симметричной, умеренно сжатой складчатой структурой (Атлас — Средний, Сахарский и Тунисский, Кельтиберийское сооружение, Пальмириды), иногда с элементами веерообразности и краевыми надвигами по бортам (Высокий Атлас) и напоминают по своему строению эпигеосинклинальные сооружения типа Эльбурса или Пиренеев. Некоторые эпиплатформенные складчатые зоны характеризуются односторонним надвиганием и срывом складчатого комплекса со своего основания (Юрские горы). В позднеорогенной стадии в некоторых из них продолжается складкообразование (Тунисский Атлас), другие испытывают слабое или умеренное, а иногда интенсивное воздымание (Высокий Атлас).

**III. Краевые (передовые) прогибы** возникают на границе складчатых сооружений с молодыми и древними платформами. Они асимметричны и подразделяются на более глубокие и древние деформированные

внутренние зоны, обычно лежащие на геосинклинальном основании, и менее глубокие и дислоцированные внешние зоны с платформенным субстратом. Особенно резко асимметрия поперечного профиля выражена в краевых прогибах, примыкающих к мегантиклинориям складчато-покровного строения (Предкарпатский, Предальпийский, Предрифский). Амплитуда краевых надвигов и покровов достигает иногда нескольких десятков километров и внутренняя зона краевого прогиба может быть целиком перекрыта ими.

Краевые прогибы полного (длительного) развития (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский) сопряжены с орогенами полного развития и развиваются в течение всего орогенного этапа. В раннеорогенную стадию отлагаются так называемые нижние молассы, т. е. песчано-глинисто-мергельные, а также галогенные и угленосные осадки, причем значительная часть терригенного материала может поступать со стороны платформы. В позднеорогенную стадию накапливаются так называемые верхние молассы, т. е. преимущественно галечно-песчано-глинистые, часто континентальные образования, состоящие из продуктов размыва складчатых сооружений, и формируется складчатая структура внутренней зоны прогиба. Краевые прогибы этого типа глубоки (до 5—10 км), широки и переходят в обширную зону платформенных опусканий, нередко усиливающихся в позднеорогенную стадию.

Краевые прогибы сокращенного развития (Предкарпатский, Предальпийский, Восточно-Кубанский, Гвадалквивирский, Предрифский) отличаются укороченным периодом формирования (раннеорогенная стадия). Мощность моласс в них обычно меньше, чем в прогибах первого типа. Они выполнены нижней молассой (Восточно-Кубанский прогиб), свидетельствующей о невысоком рельефе смежного сооружения, либо чередованием тонкого и грубого материала (Предальпийский, Предкарпатский прогибы), указывающим на несколько импульсов роста складчатого сооружения. Раннее отмирание подобных прогибов связано с их сопряженностью с ранними орогенами (Флишевые Карпаты), реже с их вовлечением в позднеорогенную стадию в воздымание крупных горных сооружений (Альпы, Центральный Кавказ).

Проявления орогенного вулканизма в краевых прогибах исключительно редки и связаны с зонами глубоких поперечных разломов, пересекающих складчатое сооружение и достигающих Альпийского пояса.

**IV. Межгорные впадины** возникают в течение орогенного этапа между складчатыми сооружениями и срединными массивами. По форме в поперечном сечении и плане они более разнообразны, чем краевые прогибы. Межгорные впадины наследуют отдельные остаточные зоны геосинклинальных прогибов, либо накладываются на различные структуры уже возникших складчатых сооружений, либо образуются на теле срединных массивов. Межгорные впадины, обрамляющие или разделяющие орогены полного развития, испытывают погружение в течение всего орогенного этапа и накапливают мощные молассовые толщи, иногда в них формируется довольно сложная складчато-надвиговая структура (Среднекуринская впадина). По периферии ранних орогенов образуются межгорные впадины, погружение которых нередко ограничивается раннеорогенной стадией. Наложенные внутригорные впадины, сопряженные с развитием ранних орогенов, как правило, возникают и отмирают раньше внутренних впадин, связанных с орогенами полного развития. Развитие межгорных впадин часто сопровождается вулканической деятельностью, что, вероятно, может свидетельствовать о бóльшей роли явлений растяжения коры при их формировании.

**V. Срединные массивы** представляют собой участки доальпийской, в основном байкальской консолидации внутри Альпийского пояса, почти не вовлекавшиеся или в меньшей степени, чем типичные геосинклинальные прогибы, вовлекавшиеся в альпийском цикле в геосинклинальный

процесс. Большинство срединных массивов разделяет среднюю и южную ветви альпийских складчатых сооружений, и лишь срединные массивы Закавказья — их среднюю и северную ветви. В собственно геосинклинальном этапе, в мезозое одни срединные массивы или их крупные участки испытывали общие опускания и накопили толщи в основном карбонатных осадков мощностью до 1—3 км (Паннонский массив, западный и восточный участки Грузинского массива). Некоторые их участки были переработаны наложенными на них узкими и недолговечными геосинклинальными прогибами (Дебреценский, Анкарский прогибы на теле Центрально-Иранского массива), которые, однако, не превращались впоследствии в самостоятельные сводово-глыбовые сооружения, а вновь объединялись с соседними участками срединных массивов. Другие срединные массивы (Родопский, Македонский) оставались относительно приподнятыми. Эти две тенденции в основном сохраняются и даже усиливаются в орогенном этапе, что позволяет различать два крайних типа срединных массивов: 1) приподнятые срединные массивы (Родопский тип) характеризуются в орогенном этапе преобладанием унаследованных поднятий, сопровождаемых раздроблением и проседанием отдельных небольших впадин и грабенов; 2) опущенные срединные массивы (паннонский тип) испытывают в орогенном этапе погружения до 2—4 км, как бы возрождающие их раннеальпийские опускания. Основная доля погружений падает на раннеорогенную (впадины Центрально-Иранского массива), либо на позднеорогенную стадию (Паннонский, Азербайджанский массивы, западный и восточный участки Грузинского массива).

Наиболее широко распространены в Альпийском поясе срединные массивы, обрамляемые с двух сторон (Паннонский, Македоно-Родопский, или по крайней мере с одной стороны (Киршехирский, Центрально-Иранский) асимметричными мегантиклинориями со складчато-покровным строением с движением масс в сторону от подобного массива. Эти массивы характеризуются в орогенном этапе признаками раздробления, растяжения и мощным орогенным вулканизмом (чаще раннеорогенным, реже позднеорогенным) с широким развитием вулканитов кислого и среднего состава. Реже встречаются массивы, обрамляемые с двух сторон мегантиклинориями, «нейтральными» по отношению к этим массивам или даже несколько надвинутыми на них (Грузинский и гипотетический Азербайджанский массивы). Признаки растяжения в орогенном этапе в них выражены слабо или отсутствуют (наоборот, имеются признаки сжатия), проявления орогенного вулканизма также отсутствуют, либо ограничиваются незначительными извержениями основных и щелочных лав. Своеобразное положение занимают массивы ограниченные с двух сторон глубоководными впадинами (Кикладский, Сардинский). Мощность коры может варьировать от 22—25 км в опущенных массивах (например, Паннонском) до 50 км (?) в высокоприподнятых (Родопский). Резко изменчивы и соотношения мощностей «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев. Так, в Паннонском массиве они составляют соответственно 15—18 и 5—7 км, в Грузинском 8—10 и 30—35 км, в Азербайджанском даже 3—5 и 35 км.

**VI. Периферические массивы** располагаются между основными зонами альпийских складчато-покровных сооружений западной части Альпийского пояса, с одной стороны, и эпиплатформенными складчатыми сооружениями Атласа (Высокого, Среднего и Сахарского, Кельтиберийских гор) и изолированным складчатым сооружением Пиренеев, с другой (массивы Марокканской Месеты и Оранской Месеты, Иберийский и Каталонский). По своему положению и тектонической активности периферические массивы представляют нечто среднее между срединными массивами и прилегающими к Альпийскому поясу участками платформ. Для них характерны незначительные проявления базальтового позднеорогенного вулканизма.

**VII. Остаточные геосинклинальные прогибы**. На отдельных участках Альпийского пояса продолжается сильно затянувшееся геосинклинальное прогибание; к ним относятся Южно-Каспийский и Мекрано-Оманский остаточные геосинклинальные прогибы. В Южно-Каспийском прогибе амплитуда погружения в альпийском этапе составляет более 15 км, а общая мощность осадочного слоя 25—30 км. Этот слой залегает непосредственно на «базальтовом» (до 15 км). «Гранитный» слой отсутствует. В верхних горизонтах осадочного слоя растут конседиментационные складки, выраженные в рельефе дна.

**VIII. Глубоководные впадины с корой субокеанического типа** представляют во многом еще загадочные элементы структуры Альпийского пояса. В центральной части Черного моря кора представлена «базальтовым» слоем (мощность 5—12 км) и непосредственно перекрывающим его, почти не нарушенным осадочным чехлом (до 8—15 км). В других впадинах мощность осадков в несколько раз меньше. Области глубоководных равнин в отличие от подводных склонов и обрамляющих горных сооружений асейсмичны и характеризуются крупными положительными аномалиями Буге. Периферические зоны подобных впадин с менее глубоководным расчлененным рельефом характеризуются корой материкового типа (хотя и с сильно утоньшенным «гранитно-метаморфическим» слоем) и представляют опущенные участки разновозрастных складчатых сооружений. Ряд исследователей связывает происхождение центральных частей подобных впадин с недавними крупными погружениями участков континентальной коры, сопровождавшимися исчезновением «гранитного» слоя вследствие гипотетического процесса «базификации» (В. В. Белоусов) или с разрывом сплошности материковой коры вследствие ее растяжения (П. Н. Кропоткин и др.). По времени заложения эти впадины существенно различаются.

По структурному положению глубоководные впадины разделяются на периферические (окраинные) и внутренние (срединные). К последним относятся впадины, позиция которых аналогична срединным массивам, обрамляемым складчатыми зонами с противоположной вергентностью (Альборанская, Балеарская, Тирренская, Эгейская впадины). Периферические впадины (Лигуро-Валенсийская, Восточно-Средиземноморская, Черноморская и, возможно, южная часть Адриатической) располагаются по периферии Альпийского пояса и граничат с платформами (Западно-Европейской, Скифской, Мезийской, Африкано-Аравийской) или с альпийскими складчатыми сооружениями, не обладающими заметной вергентностью (Понт, Горный Крым) или надвинутыми на подобные впадины (Балеары, Апеннины, Динариды, Эллиниды, Тавр, Северо-Западный Кавказ). Эти впадины отличаются наиболее мощным осадочным чехлом, отсутствием проявлений позднекайнозойского вулканизма и признаков сильного раздробления и растяжения в орогенном этапе альпийского цикла. Они относятся к числу наиболее древних глубоководных впадин, возникших не позднее конца палеозоя в результате растяжения и (или) переработки коры окраинных участков Африкано-Аравийской платформы с байкальским (?) фундаментом (Восточно-Средиземноморская, Южно-Адриатическая впадины), либо периферических массивов с байкальским (Черноморская) или герцинским (?) возрастом основания (Лигуро-Валенсийская).

Внутренние глубоководные впадины, по-видимому, являются результатом растяжения и (или) переработки коры области срединных массивов. Это особенно очевидно для самых молодых — плиоцен-четвертичных впадин Эгейского моря, находящихся в процессе своего формирования и характеризующихся резко расчлененным рельефом, мозаичной блоковой структурой, дифференцированными новейшими опусканиями и довольно интенсивным плиоцен-четвертичным вулканизмом. По этим признакам близка к впадинам Эгейского моря Альборанская впа-

262

дина, а также периферические зоны Тирренской. Внутренняя наиболее глубоководная ее часть, а также большая часть Балеарской впадины, обладающие более спокойным рельефом дна и более мощным осадочным покровом (несколько километров), по-видимому, древнее и, вероятно, приближаются по времени образования к периферическим впадинам.

Западная часть Альпийского эпигеосинклинального орогенического пояса протягивается от Гибралтара на западе до Памира на востоке более чем на 7000 км в виде полосы, ширина которой варьирует от 500—700 до 1000—1500 км. Структура этой части Альпийского пояса и его обрамления асимметрична как в поперечном, так и в продольном направлении. С юга к нему почти на всем протяжении примыкает древняя (добайкальская и частично байкальская) Африкано-Аравийская платформа, и лишь на крайнем западе, в Марокко и может быть в Алжире между ними проходит узкая зона герцинид. Напротив, расположенная к северу от Альпийского пояса Восточно-Европейская добайкальская платформа почти повсеместно отделена от него зоной герцинской складчатости (Иберийский массив, Западно-Европейская, Скифская, Туранская эпигерцинские платформы).

Продольная зональность Альпийского пояса в значительной степени обусловлена особенностями его домезозойской истории. Альпийский пояс, по-видимому, образовался в пределах обширного субширотного геосинклинального пояса, разделившего в средине рифея древние Восточно-Европейскую и Африканскую платформу и почти повсеместно подвергшегося позднебайкальской складчатости. Однако дальнейшее развитие разных его зон протекало различно. Северная зона сформировалась на месте герцинских складчатых сооружений, испытавших регенерацию в альпийском цикле. Узкая, прерывистая средняя зона наследует палеозойские геосинклинали, не испытавшие существенной складчатости и полного замыкания в конце герцинского цикла. Южная зона, расширяющаяся на востоке, наложилась на область байкальской складчатости, характеризовавшуюся в палеозое и начале мезозоя квазиплатформенным типом развития. Отличия в истории развития разных продольных зон отражаются в формациях отложений, взаимоотношениях палеозойского и альпийского тектонических этажей, характере структур, проявлениях магматизма и пр. В южной зоне Альпийского пояса и вдоль ее южного края широко развиты глубоководные субокеанические впадины.

Поперечная зональность в Альпийском поясе выражена прежде всего в существенных различиях строения его западного, среднего и восточного секторов, в свою очередь обусловленных отличиями всей их тектонической истории. Западный (Западно-Средиземноморско-Альпийский) сектор в основном сформирован на месте обширной области, прошедшей три последовательных цикла геосинклинального развития — байкальский, герцинский и альпийский. В среднем (Карпато-Кавказском) секторе выделяются северная зона, претерпевшая герцинскую складчатость, узкая средняя зона, где альпийские геосинклинали наследуют герцинские, и южная зона, в которой альпийские геосинклинальные прогибы наложены на область квазиплатформенного режима, существовавшую с конца байкальского цикла, и разделяются эпибайкальскими срединными массивами. Южная зона постепенно расширяется к востоку за счет двух более северных. В восточном (Ирано-Афганском) секторе она занимает доминирующее положение. Сложность тектонического плана и морфологии альпийских складчато-надвиговых структур, роль и масштаб горизонтальных перемещений максимальны в западном секторе и минимальны в восточном, где крупные надвигово-покровные деформации имели место лишь в самой южной зоне Альпийского пояса. В строении западного сектора важное значение

имеют глубоководные субокеанические впадины, расположенные как в его внутренней части, так и в периферических; в среднем секторе они играют более скромную роль, а в восточном секторе присутствуют лишь кое-где по его периферии. Напротив, значение срединных массивов, частично переработанных в течение альпийского цикла, возрастает от западного сектора к восточному, в котором эпибайкальские массивы занимают значительную часть площади.

Западно-Средиземноморский сектор представляет западное окончание Альпийского субширотного пояса, где он вырождается и затухает, упираясь в субмеридиональный пояс Атлантического океана. К востоку от Ирано-Афганского сектора находится узкий Гималайский сектор, зажатый между высокоподнятыми палеозойскими складчатыми сооружениями и древними массивами Центральной Азии и Индостанской платформой. Существенно отличаются разные секторы Альпийского пояса и по степени тектонической активизации их платформенного обрамления. Наиболее мощно она проявилась по обе стороны от тех секторов (Западно-Средиземноморского и Гималайского), в которых в кайнозое имели место наиболее значительные горизонтальные перемещения.

Для строения Альпийского пояса и в особенности западной его части характерна извилистость, петельчатость простираний складчатых сооружений. Крутые дугообразные изгибы простираний связаны в основном с огибанием позднеальпийскими складчатыми сооружениями, возникшими на месте раннеальпийских геосинклинальных прогибов, древних (эпигерцинских и эпибайкальских) срединных массивов, а также глубоководных впадин.

Почти во всех поперечных сечениях Альпийский пояс состоит из двух, а в некоторых сечениях — из трех ветвей складчатых сооружений, разделенных срединными массивами или впадинами глубоководных морей. Эти главные ветви протягиваются на большие расстояния, но местами выклиниваются, сливаются одна с другой и нередко образуют второстепенные ответвления, либо связывающие между собой главные ветви, либо «слепые». Отдельные складчатые сооружения располагаются в пределах этих ветвей четкообразно или кулисообразно. Соседние ветви на одних участках Альпийского пояса широко расходятся, огибая разделяющие их срединные массивы или глубоководные впадины, а там, где последние выклиниваются или сильно сужаются, тесно сближаются одна с другой или даже сливаются в единую ветвь. Таким образом, в целом Альпийский пояс в плане расчленяется на ряд чередующихся участков «раздувов» и «пережимов». Характерно, что альпийские складчатые сооружения в большинстве случаев опрокинуты и смещены по системе чешуйчатых надвигов и покровов в направлении от огибаемых ими срединных массивов или глубоководных впадин в сторону прилегающей платформы. Эта закономерность наиболее четко выдерживается от Гибралтара до Эгейского моря, а восточнее она выражена главным образом лишь в южной ветви. Таким образом, происходит как бы «отжимание» масс складчатых сооружений от срединных массивов и некоторых, по-видимому, сравнительно недавно образовавшихся (на их месте?) глубоководных впадин (Балеаро-Альборанской, Тирренской, Эгейской), а сами эти массивы или впадины испытывают более или менее значительное расширение площади, и в их пределах развиваются структуры растяжения — грабены, горсты, односторонненаклоненные глыбы, ограниченные нормальными сбросами. Наличие раздувов и пережимов позволяет разделить Альпийский пояс на ряд сегментов, в средней, наиболее расширенной части которых располагается один или несколько срединных (реже внутренних и краевых) массивов или глубоководных впадин (рис. 1). Сравнительно короткие участки «пережимов» служат границами сегментов. Однако самый протяжен-

ный и сильно сжатый участок пережима, выраженный складчатым сооружением Альп, может рассматриваться как самостоятельный сегмент.

Кроме двух «главных» ветвей альпийских складчатых сооружений, продолжающихся от одного сегмента к другому, в северной части некоторых сегментов наблюдаются дополнительные ветви. Они выраже-

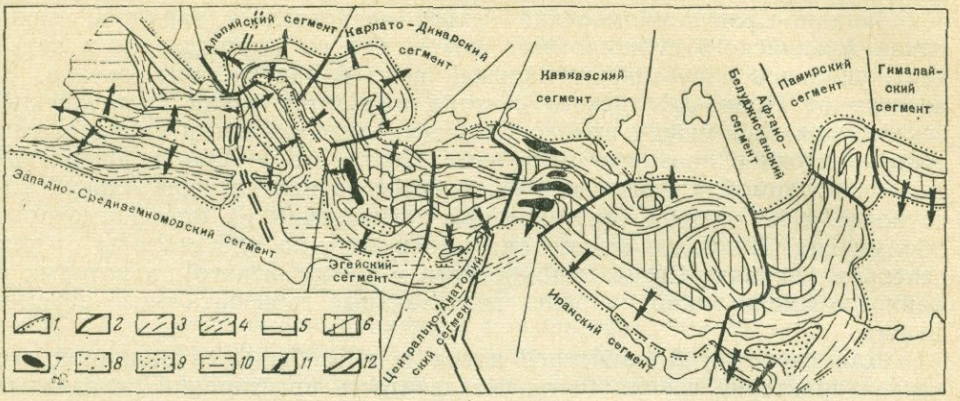



Рис. 1. Схема тектонического районирования Альпийского пояса

*1* — граница Альпийского пояса; *2* — границы главнейших его сегментов; *3* — эпигеосинклинальные складчатые зоны и краевые прогибы; *4* — эпиплатформенные складчатые зоны и краевые прогибы; *5* — периферические массивы; *6* — срединные массивы; *7* — внутренние и краевые массивы; *8* — внутренние глубоководные субокеанические впадины; *9* — то же, в стадии формирования; *10* — периферические глубоководные впадины; *11* — направления горизонтального перемещения масс при складко- и покровообразовании; *12* — рифтовые зоны

ны складчатыми сооружениями, которые непосредственно не связаны (?) с более южной ветвью (Пиренеи), либо смыкаются с ней на одном своем конце и слепо заканчиваются на другом (Крым — Б. Кавказ). Односторонняя вергентность в этих «слепых» ветвях (Пиренеи, Крым) либо отсутствует, либо выражена слабо (Б. Кавказ).

Мы выделяем в структуре Альпийского пояса восемь сегментов: 1) Западно-Средиземноморский (Апеннино-Атласско-Пиренейский), 2) Альпийский, 3) Карпато-Динарский, 4) Эгейский (Эллинидо-Балканский), 5) Центрально-Анатолийский, 6) Кавказский, 7) Иранский, 8) Афгано-Белуджистанский.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА, ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ И ПЕРИОДИЗАЦИЯ

Орогенным магматизмом мы называем магматические проявления, сопутствующие во времени орогенному этапу развития геосинклинального пояса и территориально с ним связанные. Выделение орогенного этапа производится в основном на основании тектонических критериев (структурных, морфоструктурных, формационных и пр), вне зависимости от наличия или отсутствия тех или иных магматических образований и их особенностей. При подобном подходе выделение и ограничение явлений, объединяемых под названием орогенный магматизм, может быть проведено наиболее строго и объективно, без привнесения в изучение магматизма заключительных стадий геосинклинального процесса априорных субъективных представлений. Такой подход дает возможность разобраться во всей сложности магматических явлений орогенного этапа — их исторической последовательности, генетическом и вещественном разнообразии, особенностях размещения магматических проявлений в пределах орогенического эпигеосинклинального пояса и их связях с тектоническими структурами последнего и выявить характерные черты и закономерности развития орогенного магматизма. Орогенный магматизм может проявляться в интрузивной и вулканической формах,

а также в форме экструзивных и субвулканических образований.

Как известно, для магматических явлений, сопутствующих завершающему этапу развития геосинклинальных областей, используются и некоторые другие понятия и термины. В 1940 г. Г. Штилле ввел представления о инициальном, синорогенном, субсеквентном и финальном магматизме, получившие широкое признание [154]. Каждое из этих понятий синтезирует его представления о приуроченности магматических образований к той или иной стадии тектонического развития геосинклинальной (или бывшей геосинклинальной) области, их фациальном характере, типичном вещественном составе, родоначальных магмах, происхождении и глубинности магматических очагов. Инициальным (начальным) магматизмом Штилле называл преимущественно эффузивный (в значительной мере подводный) и частично интрузивный магматизм, связанный с доорогенным (т. е. с собственно-геосинклинальным (этапом развития геосинклинальных областей, представленный продуктами основной глубинной — «симатической», т. е. мантийной по современной терминологии, магмы. Под синорогенным магматизмом он понимал гранитоидный плутонизм пространственно, во времени и генетически связанный с процессом складкообразования в геосинклинали — стадией наиболее интенсивной складчатости («высокоорогенные плутоны») и стадией постепенного ослабления складкообразования («позднеорогенные плутоны»). Происхождение гранитоидной магмы Штилле связывал с возникновением внутри сиаля (земной коры) под геосинклиналью очагов плавления, которому подвергаются глубоко опущенные метаморфические и осадочные образования в «орогенную фазу», т. е. эпоху складкообразования.

Субсеквентный магматизм по Штилле — это «посторогенный сиалический вулканизм». «Орогенезом», «орогенной фазой» («эпохой») Штилле, как и большинство западноевропейских геологов, называет эпоху складкообразования, а посторогенным периодом (эпохой) — период последующих, главным образом вертикальных движений («квазикратонное» состояние), предшествующий переходу бывшей геосинклинальной области во «вполнекратонное» состояние, т. е. в состояние платформы. Иначе говоря, орогенному этапу (в нашем понимании) соответствуют орогенная фаза (с ее синорогенным магматизмом) и посторогенный период или эпоха (с ее субсеквентным вулканизмом) в понимании Штилле. Наконец, финальный (конечный) вулканизм по Штилле — это базальтовый вулканизм вполнекратонных областей, связанный с глубинными (симатическими) источниками. Конкретно этот термин он употребляет как в отношении базальтовых излияний в завершающих свое эпигеосинклинальное орогенное развитие молодых горных странах (Анды, Центральная Америка, Антилы, Невадиды), так и применительно к позднекайнозойскому основному и щелочному вулканизму внеальпийской области Центральной Европы (т. е. эпигерцинской платформы) и даже к мезо-кайнозойскому трапповому вулканизму древних платформ. Согласно Штилле, «к «конечному» вулканизму относятся наряду с резко преобладающими симатическими породами также более кислые разновидности (риолиты, трахиты, фонолиты), которые явно выступают как остаточные по отношению к глубинным симатическим магмам» [153].

Некоторые советские исследователи, в частности А. А. Моссаковский [99], ставят знак равенства между понятиями «субсеквентный» и «орогенный вулканизм» называют субсеквентным вулканизмом вулканические проявления, связанные с орогенным этапом. Однако такая трактовка термина «субсеквентный вулканизм» является произвольной и искажает смысл понятия, введенного Штилле, рассматривавшего субсеквентный магматизм как кислый вулканизм, питаемый исключительно «сиалической» внутрикоровой магмой. Субсеквентный вулканизм по Штилле гене-

тически, «кровно» связан общностью очагов с синорогенным гранитоидным плутонизмом, именуя его субсеквентным (т. е. последующим), Штилле подразумевал его временные соотношения и генетические связи с синорогенным плутонизмом. Проявления синорогенного и субсеквентного магматизма Штилле называл «сиалическим интермеццо» между длительными эпохами господства симатических магм до и после него (инициальным и финальным магматизмом). Между тем ныне большинство исследователей принимает, что проявления орогенного вулканизма, весьма пестрые и часто контрастные по своему составу (от базальтов до липаритов), связаны не только с внутрикоровыми («сиалическими»), но и с мантийными («симатическими») очагами. Так, А. А. Моссаковский («Геотектоника», № 4, 1970 г., стр. 65), именуя вулканизм орогенного этапа «субсеквентным», признает вместе с тем, что «породы, слагающие эти вулканические серии, часто являются продуктами различных магм — кислых коровых и основных мантийных — и поэтому субсеквентные вулканические серии в этом отношении являются гетерогенными». Такое использование термина Штилле с подменой его смысла представляется неприемлемым. В сущности, здесь скорее имеется в виду сосуществование продуктов остаточной кислой («сиалической») и вновь проявившейся основной («симатической») магмы, которое Штилле допускал в отношении финального вулканизма молодых эпигеосинклинальных горных сооружений, или взаимопереплетение субсеквентного и финального вулканизма (если понимать под последним только извержения основной глубинной магмы). Таким образом, в эпигеосинклинальном орогенном этапе мы видим сложное взаимосочетание трех типов магматизма, по схеме Штилле следующих друг за другом во времени синорогенного кислого плутонизма и субсеквентного кислого вулканизма, связанных с теми же, часто общими внутрикоровыми анатектическими очагами (причем кислые вулканические формации не обязательно следуют за интрузивными, а нередко связываются с ними в сложные вулкано-плутонические комплексы) и основного «финального» вулканизма, питаемого из более глубоких «симатических» очагов. Следовательно, строго говоря, термины Штилле можно употреблять лишь как обозначения различных форм проявления магматизма орогенного этапа, а не сменяющих одна другую стадий, хотя в общем магматический процесс в течение орогенного этапа обычно развивается от формирования гранитоидных интрузий к вулканическим извержениям, среди которых в конце орогенного этапа, как правило, преобладают или господствуют проявления основной магмы. Если понятие «субсеквентный вулканизм» чрезмерно узко и не охватывает всех вулканических проявлений орогенного этапа, то понятие «финальный вулканизм», напротив, является слишком широким и искусственно объединяет как вулканические проявления позднеорогенной стадии (сочетание основных и подчиненных им кислых извержений), так и позднекайнозойские извержения основных (с повышенной щелочностью) продуктов на эпигерцинской платформе, косвенно связанные с орогенезом в Альпийском поясе, и базальтовые трапповые формации древних платформ, вообще не имеющие видимых связей с орогеническими процессами. Все сказанное заставляет нас воздержаться от употребления в данной работе терминов Г. Штилле.

Термин «порфировые формации», получивший довольно широкое распространение в советской тектонической литературе применительно к орогенному вулканизму (особенно докайнозойскому), по своему смыслу отвечает лишь проявлениям кислой магмы, т. е. приблизительно соответствует «субсеквентному вулканизму» Штилле. Более близко соответствует совокупности проявлений орогенного вулканизма широкое понятие «базальт-андезит-липаритовая группа формаций», употребляемое Ю. А. Кузнецовым (1964 г.).

Проявления позднекайнозойского орогенного магматизма на территории Альпийского пояса распространены очень широко, однако крайне неравномерно (рис. 2). Интрузивному, главным образом гранитоидному магматизму, принадлежит сравнительно скромная роль, однако совершенно несомненно, что истинное его развитие много больше, чем о нем можно судить при современном еще неглубоком эрозионном срезе альпийских сооружений. Большая часть интрузивных массивов отвечает раннеорогенной стадии (Альпы, Динариды, Армянское нагорье, Иран), и лишь в некоторых складчатых сооружениях (Апеннины, Б. Кавказ) известны гранитоидные интрузии позднеорогенной стадии (вплоть до среднего и даже позднего плиоцена). Гораздо более значительным развитием пользуются проявления вулканической деятельности, протекавшей в орогенном этапе, главным образом в наземных и в значительно меньшей мере в подводных условиях. Общая площадь, покрытая ее продуктами, достигает 350 000 км$^2$, а их суммарный объем 125 000 км$^3$. Вулканические образования ранне- и позднеорогенной стадий в целом в Альпийском поясе играют соизмеримую роль (соответственно 45 000 и 80 000 км$^3$), однако ареалы их довольно существенно отличаются. В тех районах, где вулканизм мощно проявился в раннеорогенную стадию, он значительно слабее сказывался или даже отсутствовал в позднеорогенную стадию, и наоборот. Анализируя распространение продуктов орогенного вулканизма, нетрудно заметить его связь с особенностями тектонического строения Альпийского пояса и в первую очередь с выделенными выше сегментами. Наибольшим распространением орогенный вулканизм пользуется в средней, наиболее широкой части каждого сегмента, а на участках пережимов, разделяющих их проявления вулканизма незначительны или отсутствуют.

Хотя орогенный вулканизм проявился во всех сегментах, но его интенсивность в разных сегментах отличалась в несколько раз и даже в десятки раз. Весьма существенно различались в разных сегментах также история развития орогенного вулканизма, время, формы его проявления, вещественный состав продуктов вулканизма и их генезис. Проявления орогенного вулканизма в каждом сегменте обладают специфическими чертами, связанными с особенностями его строения и тектонического развития в орогенном этапе. Своеобразие развития и некоторая обособленность ареалов орогенного вулканизма в каждом сегменте Альпийского пояса позволяет рассматривать совокупность проявлений орогенного вулканизма в пределах отдельных сегментов в качестве самостоятельной вулканической провинции. В большинстве сегментов Альпийского пояса имеется одна вулканическая провинция, в основном приуроченная к его внутренней части — зоне срединных массивов и, как правило, не выходящая за рамки обрамляющих их с двух сторон альпийских складчатых сооружений. Орогенный вулканизм в этих провинциях развивается в сходной или близкой тектонической обстановке. Таковы Карпато-Динарская, Эгейская, Центрально-Анатолийская, Иранская, Афгано-Белуджистанская вулканические провинции, приуроченные к внутренним зонам одноименных сегментов. Те сегменты Альпийского пояса, которые характеризуются большей сложностью и своеобразием тектонического строения, отличаются большей сложностью и «необычностью» проявлений в их пределах орогенного вулканизма. В подобных «аномальных» сегментах наблюдается несколько обособленных ареалов орогенного вулканизма, связанных с различными тектоническими зонами и существенно отличающихся по истории развития вулканизма и составу продуктов. Эти ареалы мы рассматриваем как самостоятельные провинции. В Альпийском сегменте выделяется две провинции, в Кавказском три, а в Западно-Средиземноморском даже пять вулканических провинций. Большинство их приурочено к тектоническим зонам, специфичным для данных сегментов и не имеющих полных аналогов в других сегмен-

тах Альпийского пояса. Так, например, в Кавказском сегменте орогенный вулканизм в основном приурочен к альпийским складчатым сооружениям Б. Кавказа и Армянского нагорья, с которыми связаны изолированные вулканические провинции с существенно различной историей орогенного вулканизма. В пределах разделяющего их Грузинского массива имели место ничтожные вулканические проявления, резко отличные как от вулканизма этих сооружений, так и от орогенного вулканизма большинства срединных массивов Альпийского пояса. В Западно-Средиземноморском сегменте две вулканические провинции приурочены к внутренним глубоководным впадинам (Тирренской и Альборанской) и их складчатому обрамлению, две — к периферическим массивам, занимающим крайние северо-западный и юго-западный участки Альпийского пояса (Иберийский полуостров и Южный Атлас), а пятая — к системе глубоких разломов, пересекающих Альпийский пояс (Сардиния — зона Тунисского пролива) и разделяющих Западно-Средиземноморский сегмент на две части.

Таким образом, в качестве вулканических провинций мы объединяем обособленные ареалы проявлений орогенного вулканизма (магматизма), приуроченные к отдельным сегментам Альпийского орогенного пояса или к их крупным участкам, которые характеризуются определенной общностью тектонической обстановки (например, область срединных массивов или глубоководная впадина с внутренними зонами обрамляющих складчатых горных сооружений, зона периферических массивов, Трансальпийская зона поперечных разломов), и определенными закономерностями размещения вулканических образований, истории вулканизма, особенностями состава его продуктов, связанными с тектоническим развитием данного сегмента. Попытка выяснения этих закономерностей представляет одну из основных задач нашей работы.

Внутри вулканической провинции мы выделяем вулканические *области. Если вулканическая провинция связана с целым ансамблем* закономерно связанных друг с другом и сопряженно развивающихся тектонических элементов (например, срединный массив и окаймляющие его складчато-покровные сооружения), то вулканическая область представляет совокупность вулканических проявлений, приуроченных к крупному тектоническому элементу или зоне (например, срединному массиву, зоне его сочленения со складчатым сооружением), периферическому массиву, глубоководной внутренней впадине, крупной поперечной или продольной тектонической зоне мегантиклинория и т. п. и связанных общностью истории орогенного вулканизма. Если вулканические провинции характеризуются магматическими проявлениями на протяжении обеих стадий орогенного этапа, то в отдельных вулканических областях они могли иметь место либо на обеих, либо на одной из стадий последнего. В некоторых случаях несколько вулканических областей, занимающих сходное тектоническое положение в рамках единой провинции и обладающих сходной или близкой историей орогенного вулканизма, могут объединяться в субпровинции (Карпатская и Динарская субпровинции в Карпато-Динарской провинции).

Внутри вулканических областей выделяются вулканические районы, занимающие определенное тектоническое положение в рамках крупных тектонических элементов или зон (мегазон) и характеризующиеся единообразием истории вулканизма (временем извержений, их типами, составом продуктов, особенностями эволюции вулканического процесса) и, как правило, связанными общностью питающих очагов. В большинстве случаев вулканические районы как самостоятельные единицы выделяются для одной из стадий орогенного этапа. В пределах вулканических районов выделяются отдельные вулканические (магматические) центры или их группы.

Проявления орогенного магматизма, принадлежащие к разным стадиям орогенного этапа, значительно отличаются по своему характеру; эти различия устанавливаются в тех провинциях, где имели место проявления как ранне-, так и позднеорогенного магматизма (Иранской, Армянского нагорья, Карпато-Динарской, Альпийской). Проявления гранитоидного магматизма и формирование большинства рудных, в частности полиметаллических месторождений в этих провинциях, как правило, связаны с раннеорогенной стадией. Изменения в масштабе, характере вулканической деятельности и составе ее продуктов на протяжении орогенного этапа сказываются весьма резко, но они не однотипны в разных провинциях и во многом специфичны для каждой из них. Если в одних провинциях масштаб вулканической деятельности при переходе от ранне- к позднеорогенной стадии значительно снижается (Карпато-Динарская), то в других он резко возрастает (Центрально-Анатолийская, Армянского нагорья, Иранская, Афгано-Белуджистанская), а в-третьих весь известный нам орогенный магматизм как эффузивный, так и интрузивный связан с позднеорогенной стадией (провинции Б. Кавказа, Тирренская, Южно-Атласская, Иберийская). Эти резкие различия в площадном распространении и характере магматизма, связанного с ранней и поздней орогенными стадиями, позволяет выделить соответствующие им ранне- и позднеорогенную *магматические эпохи*. Их временной объем и границы в разных сегментах Альпийского пояса (и разных вулканических провинциях) несколько различны; в особенности это относится к раннеорогенной магматической эпохе, которая начинается в разных провинциях в конце эоцена, олигоцена или начале миоцена. Позднеорогенная магматическая эпоха начинается обычно в позднем миоцене или раннем плиоцене и продолжается до современности.

Внутри магматических эпох в каждой вулканической провинции намечается несколько периодов резкого усиления магматической активности (в эффузивной и отчасти интрузивной формах), разделенных периодами ее значительного ослабления или даже полного прекращения. Эти периоды охватывают относительно длительные интервалы времени, измеряемые одним или несколькими миллионами лет и являются общими для всей провинции или даже для нескольких соседних вулканических провинций (для смежных сегментов Альпийского пояса). Эти периоды мы называем *фазами вулканизма* (магматизма). Так, в Кавказском, Иранском, Центрально-Анатолийском сегментах в рамках позднеорогенной вулканической эпохи выделяются миоплиоценовая (захватывающая и часть среднего плиоцена), позднеплиоценовая и антропогеновая фазы вулканизма. При переходе от одной фазы к другой характер магматических проявлений, их масштаб, типы извержений, состав продуктов и пространственное размещение зон вулканической активности внутри провинции испытывают заметные изменения. Внутри фаз в наиболее изученных областях удается выделить более мелкие, короткие периоды активизации вулканической деятельности, также разделенные периодами ее ослабления, или прекращения — *подфазы вулканизма* длительностью в десятки — первые сотни тысяч лет. Переход от одной подфазы к другой знаменуется менее значительными перестройками плана расположения центров вулканизма, характера извержений и состава продуктов. Подфазы вулканизма могут быть специфичными для отдельных вулканических провинций или областей и отражать особенности их тектоно-магматического развития.

Часть II

# ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА

Кавказским сегментом мы называем крупное звено Альпийского орогенического пояса, включающее горные сооружения. Б. Кавказа и Армянского нагорья с обрамляющими и разделяющими их предгорными и межгорными депрессиями. Западную границу Кавказского сегмента к югу от Черноморской впадины естественно следует проводить через Эрзинджанский участок сближения и скучивания горных цепей Понта и Тавра, а восточную границу к юго-западу от Каспийской депрессии до стыка Тавра и Загроса. Кавказский сегмент принадлежит к числу классических областей развития позднеорогенного вулканизма, в различных формах и с разной интенсивностью проявившегося в большинстве основных его продольных зон (рис. 3). Вспышки наземной вулканической деятельности неоднократно охватывали ряд районов горного сооружения Б. Кавказа, достигали грандиозного масштаба на огромных пространствах Армянского нагорья и затрагивали отдельные участки Предкавказья, Закавказской межгорной зоны, а также прилегающей к Кавказскому сегменту с юга Аравийской платформы. Проявления раннеорогенного магматизма (в эффузивной и интрузивной форме) в Кавказском сегменте ограниченны, локальны и известны лишь в пределах Армянского нагорья. Среди других звеньев Альпийского пояса Кавказский сегмент выделяется наиболее широким развитием позднеорогенного вулканизма и наибольшим разнообразием тектонических обстановок, в которых протекали извержения, типов вулканической деятельности и ее продуктов. Проявления орогенного вулканизма на большей части площади Кавказского сегмента, входящей в состав СССР, детально стратиграфически, тектонически и петрографически изучены. Большинство вулканических районов Кавказа хорошо знакомо авторам по опыту многолетних личных исследований. При исследовании материала по вулканизму зарубежных районов Армянского нагорья мы столкнулись с неизмеримо меньшей изученностью этих территорий и характеристика их дана поэтому весьма схематично. Вопросы тектонического строения и развития Кавказа значительно более подробно освещены в монографиях Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [97] и Е. Е. Милановского [83], а детали строения вулканических районов и центров Б. Кавказа — в ряде работ, опубликованных авторами в 1952—1969 гг.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА

Кавказский сегмент, заключенный между Скифской эпигерцинской плитой на севере и Аравийской эпибайкальской платформой на юге, представляет одно из наиболее сложно построенных звеньев Альпийского пояса, состоящее из ряда продольных тектонических зон. Северную часть Кавказского сегмента занимает прерывистая зона Предкавказских альпийских краевых прогибов. С юга ее обрамляет мегантиклинорий Б. Кавказа, сформировавшийся в орогенном этапе альпийского цикла в основном на месте глубокого альпийского геосин-

клинального прогиба и превратившийся в позднеорогенной стадии в высокогорное сводово-глыбовое сооружение. Южнее, между Б. Кавказом и Армянским нагорьем расположена Закавказская межгорная зона, состоящая из нескольких внутренних (межгорных) впадин, в значительной мере наложенных на Грузинский и Азербайджанский срединные массивы. На западном и восточном продолжениях этой зоны находятся Черноморская и Южно-Каспийская глубоководные впадины. Армянское нагорье представляет сложное и неоднородное сводово-глыбовое горное сооружение, состоящее из нескольких складчатых зон, сформированных на месте ранне- и среднеальпийских геосинклинальных прогибов, и разделяющих их сравнительно небольших внутренних «жестких» массивов. Огромные площади Армянского нагорья покрыты неоген-четвертичными вулканитами. Северная его часть, лежащая к северу от наложенной Средне-Араксинской впадины, обычно именуется М. Кавказом. Западным продолжением Армянского нагорья в Центрально-Анатолийском сегменте являются складчатые сооружения Понта и Тавра с разделяющим их Киршехирским срединным массивом, а восточным продолжением — сооружения Эльбурса, Загроса и лежащий между ними Центрально-Иранский срединный массив.

Все главные структурные элементы Кавказа пересекает в субмеридиональном направлении зона Транскавказского поперечного поднятия, идущая от Ставропольского свода через Минераловодский выступ — Эльбрус — Дзирульский выступ — Арагац — Арарат и далее совпадающая с долготно ориентированным высокогорным Курдистанским хребтом. К западу и востоку от Транскавказского поднятия в северной части Кавказского сегмента намечается еще несколько поперечных зон, ступенчато понижающихся в стороны Черноморской и Каспийской впадин.

С севера Кавказский сегмент обрамляет **Скифская эпигерцинская плита.** На ее среднем, приподнятом участке палеозойский складчатый фундамент залегает на глубинах 1,5—2,5 км, а на западном и восточном он погребен под 3—5-километровым мезо-кайнозойским чехлом.

**Предкавказские краевые (предгорные) прогибы,** заполненные неоген-четвертичными молассами, обладают широкими и пологими северными крыльями, переходящими в южный склон Скифской плиты, и узкими, осложненными зонами складок, южными. Индоло-Кубанский краевой прогиб наиболее глубок в западной части, прилегающей к Керченско-Таманскому участку сочленения сооружений Б. Кавказа и Горного Крыма. Восточно-Кубанский прогиб отличается менее глубоким и длительным погружением, закончившимся в конце миоцена. Более глубок и обширен Терско-Каспийский краевой прогиб. В его юго-западной части протягиваются Терская и Сунженская антиклинальные зоны, отделенные от Б. Кавказа Осетинской и Чеченской предгорными впадинами. Эти зоны контролируются глубокими разломами в домезозойском фундаменте, уходящими на запад в пределы северного крыла Центрального Кавказа. Терский и Кубанский прогибы разделяет Минераловодская седловина. Она лежит в полосе Транскавказского поперечного поднятия и связывает Ставропольский свод с приподнятым центральным участком Б. Кавказа.

**Мегантиклинорий** (в позднеорогенной структуре — сводово-глыбовое горное сооружение) **Большого Кавказа,** возникший на месте одноименной альпийской геосинклинали, вытянут почти прямолинейно с запад-северо-запада на юго-восток почти на 1300 км при ширине до 100- 200 км. Он обладает отчетливо выраженной осевой зоной, сложенной палеозоем и лейасом, широким, просто построенным северным крылом и более узким южным, образованным сильно смятыми, запрокинутыми и надвинутыми к югу мезозойскими и отчасти палеогеновыми толщами. Однако по амплитуде горизонтального сжатия и смещения масс

Б. Кавказ значительно уступает Альпам и Карпатам. Он состоит из нескольких поперечных сегментов: узких, слабо приподнятых веерообразно построенных сегментов Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, и более широких, приподнятых, резко асимметричных сегментов Восточного и Центрального Кавказа, разделенных суженным поперечным участком на меридиане Военно-Грузинской дороги.

Наиболее широкий и тектонически приподнятый высокогорный сегмент Центрального Кавказа расположен в зоне Главного Транскавказского поперечного поднятия. Амплитуда геосинклинального опускания на ранних стадиях альпийского цикла была здесь наименьшей, а поднятия начались раньше, чем в других сегментах, достигли наибольшей величины и захватили смежные участки Скифской плиты и Грузинского срединного массива. Альпийский этаж отличается от других сегментов меньшей мощностью, полнотой разреза и сложностью структуры. Жесткий палеозойский фундамент в ряде тектонических зон обнажается или залегает неглубоко, и поэтому отчетливо проявляется глыбовое строение земной коры и выступают системы глубинных разломов — продольных (северо-западного и субширотного простирания) и поперечных (субмеридионального и северо-восточного простирания).

Северное крыло Центрального Кавказа образует Лабино-Малкинская моноклинальная зона (Северо-Кавказский краевой массив). Ее фундамент, выступающий на поверхность в южной части зоны (в Передовом хребте) сложен метаморфическими толщами верхнего докембрия — низов палеозоя, мощными вулканогенно-осадочными толщами среднего палеозоя, несогласно лежащими позднепалеозойскими и разновозрастными герцинскими интрузивами. Выше несогласно залегает относительно маломощный чехол из субплатформенных осадков юры, мела и палеогена, полого (5—15°) падающих к северу или северо-востоку. На протяжении собственно геосинклинального этапа альпийского цикла (юра — палеоген) эта зона играла роль южного участка Скифской эпигерцинской платформы, но в орогенном этапе (в неогене — антропогене) была вовлечена в воздымание в качестве просто построенного северного крыла мегантиклинория. В самой восточной наиболее приподнятой части зоны (Малкинское поперечное поднятие) возник ряд центров плиоцен-четвертичного вулканизма. Со всех сторон Лабино-Малкинская зона ограничена крупными разломами или флексурами.

Южнее проходит Тырныауз-Пшекишская шовная зона, на протяжении большей части альпийского цикла служившая северной границей геосинклинали («краевым швом»). В ее строении участвуют сильно смятые эвгеосинклинальные формации разных комплексов палеозоя и сохранившиеся в отдельных узких грабен-синклиналях отложения лейаса и доггера, более мощные, чем в Лабино-Малкинской зоне. Несколько сближенных длительно развивавшихся (со среднего палеозоя до мезозоя и кайнозоя) крутых продольных разрывов, ограничивающих и рассекающих Тырныаузскую зону, служат поверхностным выражением крупнейшего глубинного разлома. К востоку от р. Чегем палеозойский фундамент зоны погружается под альпийский чехол северного крыла мегантиклинория, образующий несколько надразломных складок; дальнейшим продолжением ее в пределах Терского краевого прогиба является надразломная Сунженская антиклиналь.

Расположенный южнее горст-антиклинорий Главного хребта играет в структуре Центрального Кавказа роль осевого поднятия, по характеру структуры и особенностям развития в альпийском цикле близкого к внутренним массивам Армянского нагорья. Горст-антиклинорий сложен кристаллическими сланцами и гнейсами ($PR_3$—$PZ_1$), частично замещенными позднепалеозойскими гранитоидами, и наследует одноименное герцинское поднятие, в лейасе — доггере временно вовлекавшееся

в опускание северного крыла альпийской геосинклинали. В плане он имеет форму параллелограмма. Разломы субширотного и северо-западного направления ограничивают и рассекают его на несколько кулисно расположенных блоков, разделенных узкими приразломными грабен-синклиналями, выполненными сланцами лейаса. По системе взбросов и надвигов, объединяемых в так называемый «главный надвиг Большого Кавказа», они надвинуты на юг, на складчатую зону Южного склона, возникшую в пределах осевой, наиболее глубоко и длительно погружавшейся зоны альпийской геосинклинали. В ядре узкого Сванетского антиклинория обнажается эпизонально метаморфизованный средний — верхний палеозой, а на остальном пространстве зоны — несогласно залегающие мощные сланцевые толщи лейаса и доггера (?); к западу и востоку они погружаются под флишевые отложения мальма и мела. Мезозой смят в сжатые, нередко изоклинальные, опрокинутые к югу складки.

Южное крыло мегантиклинория образует Абхазо-Рачинская складчатая зона, сформировавшаяся на месте южной краевой зоны альпийской геосинклинали. Она представляет более опущенную ступень с двухъярусным строением альпийского этажа. Нижний ярус, сложенный смятыми терригенными толщами лейаса и вулканогенного байоса, местами прорванными предмальмскими гранитоидами, несогласно перекрыт преимущественно карбонатными толщами мальма (на западе) и мела, образующими более простые брахискладки. На юге восточная часть зоны ограничивается узкой Осетино-Рачино-Лечхумской грабен-синклиналью. Она приурочена к зоне Кахетино-Лечхумского шва, ограничивавшего геосинклиналь Б. Кавказа с юга, и выполнена отложениями мальма (местами), мела, палеогена и миоцена. К югу от нее находится Окрибо-Сачхерский блок — участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в орогенном этапе в поднятие вместе с сооружением Б. Кавказа. Он сложен юрой и карбонатным мелом, смятым в брахиморфные складки. Западнее границей Центрального Кавказа с Рионской и Черноморской впадинами служит крупнейшая, местами переходящая в взбросо-надвиги Ткварчельская флексура, также лежащая в зоне Кахетино-Лечхумского шва.

Большую роль в структуре Центрального Кавказа играют крупные глубокие поперечные разломы и флексуры. С системой поперечных разломов, рассекающих Тырныаузскую зону и северную часть зоны Главного хребта, связаны вулканические центры Эльбрусской области, а в зоне диагональных нарушений между Центральным и Восточным сегментами лежит Казбекская вулканическая область.

В пределах Восточного сегмента Б. Кавказа палеозойский фундамент не обнажается. Сланцевые толщи лейаса достигают здесь огромной мощности (до 5—8 км) и слагают инверсионный веерообразный горст-антиклинорий Восточного Кавказа, возникший на месте осевой зоны юрской геосинклинали. Он состоит из кулисно расположенных поднятий Бокового и Главного хребтов; первое из них примыкает с юга к восточному концу кристаллического ядра Центрального Кавказа, а второе лежит, по-видимому, на восточном продолжении Сванетского антиклинория. Северное крыло Восточно-Кавказского сегмента, сформированное на месте северного крыла альпийской геосинклинали, сложено породами юры, мела и палеогена, смятыми в крупные коробчатые ундулирующие складки. Наибольшей ширины оно достигает в Северном Дагестане. Южный склон Восточного Кавказа образует Чиауро-Дибрарский синклинорий, выполненный смятым в изоклинальные опрокинутые складки, чешуйчато надвинутым на юг мальмским и меловым флишем. В сторону Транскавказского поперечного поднятия синклинорий сужается и вырождается, а к востоку — расширяется и углубляется. Вдоль его южного борта тянутся узкие приразломные

краевые поднятия Кахетино-Лечхумской шовной зоны (Дзау-Кахетинское, Красноколодское и др.). Значительная часть шовной зоны и флишевого синклинория перекрыта молассами наложенной Алазанской межгорной впадины.

*Юго-Восточный сегмент* характеризуется быстрым погружением к востоку структур осевой зоны и северного крыла мегантиклинория и его резким сужением. Аналогичное сужение и погружение структур происходит в пределах *Северо-Западного сегмента*. Лабино-Малкинская и Тырныауз-Пшекишская зоны по крутому поперечному разлому погружаются здесь под южное крыло Западно-Кубанского краевого прогиба, горст-антиклинорий Главного хребта сужается и выклинивается. Южное крыло Северо-Западного Кавказа косо срезается наложенным краем Черноморской впадины. Самые погруженные поперечные сегменты Б. Кавказа — Таманская и Апшероно-Кобыстанская периклинальные зоны — сложены мощными глинистыми кайнозойскими толщами. Они смяты в брахиморфные складки, осложненные множеством грязевых вулканов.

На большей части площади Закавказской межгорной зоны развиты толщи кайнозойских моласс (до 5—10 км), и лишь на центральном, наиболее суженном и приподнятом Дзирульском участке, где она пересекается зоной Главного Транскавказского поперечного поднятия, палеозойский фундамент выступает из-под маломощного чехла пород юры, мела и миоцена. *Дзирульский выступ* является наиболее устойчивым фрагментом Грузинского срединного массива*, существовавшего в течение большей части альпийского цикла. Более подвижные его участки были вовлечены в неоген-четвертичное время в опускание (Рионская и западная часть Куринской впадины) или втянуты в поднятие Б. Кавказа (Окрибо-Сачхерская зона). Краевые зоны *Рионской межгорной впадины* испытали в плиоцене складчатость, а осевая Колхидская зона продолжает погружаться. Огромная *Куринская впадина* построена значительно сложнее. Наименее глубок ее узкий западный Верхнекуринский участок, завершивший погружение в мио-плиоцене. На более широком среднем участке выделяются осевая Ширакско-Аджиноурская зона — глубокий прогиб, подвергающийся с конца неогена складкообразованию и инверсионному поднятию, и неглубокие (Алазанская и Среднекуринская) впадины, наложенные в конце плиоцена на краевые участки Б. и М. Кавказа. Самую широкую восточную часть впадины занимает плоская Нижнекуринская депрессия. В центральной ее части под мощными, почти не дислоцированными плиоцен-четвертичными молассами, вероятно, погребен Азербайджанский срединный массив. На западе и на востоке Рионская и Куринская межгорные впадины, расширяясь и углубляясь, переходят в еще более широкие глубоководные Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины, заполненные исключительно мощными осадками (соответственно до 10—15 и 20—25 км). В их центральных частях отсутствует «гранитно-метаморфический слой» земной коры.

Складчато-глыбовое сооружение **Армянского нагорья** представляет одно из звеньев главного «ствола» Альпийского орогенического пояса, основными элементами которого являются две зоны складчатых сооружений, образовавшихся на месте самостоятельных геосинклинальных прогибов, и разделяющая их относительно «жесткая» промежуточная зона, выраженная в виде цепочки срединных массивов. Эта промежуточная зона расширяется в средней части каждого сегмента и сильно сужается, вплоть до полного пережима, на границах сегментов.

* Грузинский массив не является вполне типичным срединным массивом, поскольку он и лежащая на его западном продолжении Черноморская впадина, возможно, не полностью отделены от северной платформенной рамы Альпийского пояса, затухающей к западу Крымско-Кавказской зоной складчатых сооружений.

Обрамляющие складчатые зоны, или хотя бы одна из них, часто обладают односторонней вергентностью с перемещением масс в сторону от промежуточной зоны. Подобное строение имеют Иранский и Центрально-Анатолийский сегменты. В пределах же Армянского нагорья, в отличие от соседних звеньев, нельзя выделить четко обособленные краевые складчатые сооружения и внутреннюю зону срединного массива; вместо этого мы видим ряд довольно узких складчатых зон, образовавшихся на месте самостоятельных геосинклинальных прогибов, и несколько чередующихся с ними относительно «жестких» линзовидных в плане блоков, представляющих нечто среднее между небольшими срединными массивами и унаследованными от доальпийского этапа и мало деформированными в альпийском цикле антиклинориями или горст-антиклинориями. Поскольку они входят в состав крупных складчатых сооружений, а не разделяют их, как срединные массивы, мы будем называть их внутренними массивами. Располагаясь в пределах единой поперечной зоны, эти блоки обусловливают раздув сооружения Армянского нагорья по линии Дзирульский выступ — оз. Ван, а также более резкий дугообразный изгиб «обтекающих» их северных складчатых зон Армянского нагорья, по сравнению с более южными. В отличие от других массивов, Арарат-Джульфинский массив выклинивается только к западу, а на юго-востоке, в районе оз. Урмия, по-видимому, сливается с обширным Центрально-Иранским срединным массивом. Это дает основание несколько условно выделить в пределах восточной части нагорья две крупные складчатые системы, разделенные узким северо-западным окончанием Иранского массива — мегантиклинорий М. Кавказа с его западным продолжением в виде Понтид и Анатолид Северо-Восточной Турции и мегантиклинорий Восточного (Армянского) Тавра.

В западной половине Армянского нагорья, где Арарат-Джульфинский и другие массивы выклиниваются, Понтийско-Анатолийская и Таврская складчатые системы разделяются Эрзинджан-Эрзерумской шовной зоной, в которой мощно развит позднемезозойский офиолитовый комплекс. В структуре Армянского нагорья проявляется отчетливая поперечная зональность. Внутренние массивы в основном расположены в меридиональной полосе Транскавказского поперечного поднятия, приблизительно между 40 и 42° в. д. Они пересекаются глубокими субмеридиональными разломами. Разделяющие их складчатые зоны относительно узки, сжаты и обладают широтным, а в некоторых случаях долготным простиранием (Курдистанская зона). К западу и востоку от полосы Транскавказского поперечного поднятия складчатые зоны расширяются, приходят в соприкосновение одна с другой и приобретают в западной части нагорья юго-западное, а в восточной — юго-восточное простирание.

Северную часть Армянского нагорья образует *складчатое сооружение (мегантиклинорий) М. Кавказа* с его западным продолжением в Северо-Восточной Турции. В его структуре выделяются северные зоны, в основном сформированные на месте Закавказского эпибайкальского срединного массива и наложенного на него юрского эвгеосинклинального прогиба, и южные зоны, возникшие в пределах области квазиплатформенного развития в течение палеозоя — триаса, на теле которой в меловое время образовался ряд офиолитовых зон, частично унаследованных палеогеновыми прогибами.

Самое северное положение в системе М. Кавказа занимает Аджаро-Триалетская складчатая зона с ее юго-западным продолжением в северной части Восточного Понта. В юре эта зона испытала, по-видимому, менее значительное погружение, чем расположенная южнее Чорохо-Карабахская, и представляла южный край Закавказского массива. В средине мела в связи с инверсией в последней зоне к северу от нее возник наложенный геосинклинальный прогиб. Наиболее мощные су-

щественно андезитовые вулканогенные толщи в западной (Качкарской) его части накапливались в позднем мелу, а в восточной (Аджаро-Триалетской) — в эоцене. В течение олигоцена — миоцена на месте восточной части отмирающего прогиба сформировалась умеренно сжатая линейно-складчатая зона (синклинорий) со слабо выраженным веерообразным строением, несколько надвинутая на прилегающие с севера впадины и Дзирульский выступ Грузинского срединного массива. Западная, относительно приподнятая часть — Качкарская или Восточно-Понтийская (s, str.) зона характеризуется более простой, весьма пологой сундучно-складчатой структурой, прорванной или как бы «приподнятой» огромным позднепалеогеновым Качкарским батолитом гранитоидов и его многочисленными сателлитами. В плиоцене — антропогене Аджаро-Триалетская зона была приподнята в виде обширного свода высотой до 2,5—3 км, а Качкарская зона — даже до 3—4 км. Южное крыло, а частично и осевая зона свода перекрывались шлейфом миоплиоценовых вулканитов Ахалкалакской области. В восточной части свода в полосе Транскавказского поперечного поднятия имеются небольшие центры четвертичных извержений (Бакурианский район).

К югу от Качкарской, Триалетской зоны и лежащей на ее восточном продолжении средней части Куринской впадины протягивается в виде огромной дуги Чорохо-Карабахская антиклинальная зона. Она образовалась на месте раннеальпийского эвгеосинклинального прогиба, выполненного мощными вулканогенными толщами юры в восточной части (Сомхето-Карабахская зона) и менее мощными вулканогенно-терригенными в западной (Чорохская зона), прорванными юрскими и раннемеловыми гранодиоритовыми интрузиями. В частных прогибах развиты также верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования. Для этой зоны характерны длительно формировавшиеся (J—P) коробчатые брахискладчатые структуры, которые лишь в самой восточной части, близ южного края зоны сменяются более сжатыми линейными складками. В позднеорогенной стадии Чорохо-Карабахская зона испытала довольно значительное (до 2—3 км) слабо дифференцированное поднятие.

Средний участок зоны, лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия, в значительной мере перекрыт неоген-четвертичными наземными вулканитами Ахалкалакского нагорья, из-под которого в ряде выступов на его западной (Артвинский, Олтинский) и восточной периферии (Храмский, Локский) обнажается байкальский фундамент. Разрез юры здесь резко сокращен, позднемеловые вулканогенные толщи сложены не основными, как в соседних геосинклинальных прогибах, а преимущественно кислыми образованиями (Болнисский район), и, в отличие от более западных и восточных участков зоны, довольно широко распространен трансгрессивно залегающий вулканогенно-осадочный эоцен. Складки Качкарской и Аджаро-Триалетской зон огибают этот участок с запада и севера, а Севанской — обрамляют его с юга. Сказанное позволяет присоединиться к мнению П. Д. Гамкрелидзе о существовании под Ахалкалакским нагорьем слабо переработанной в альпийском «цикле» древней Артвино-Болнисской глыбы, или внутреннего массива. Этот блок представлял, видимо, поперечную седловину в ложе Чорохо-Карабахской геосинклинали, связанную в юре с Грузинским срединным массивом, а в мелу — палеогене — отрезанную от него наложенными Качкарским и Аджаро-Триалетским прогибами. Для Артвино-Болнисского внутреннего массива, судя по его периферическим участкам, характерны коробчатые, почти изометричные в плане складки, отражающие глыбовые деформации фундамента. В его центральной части проходят долготные глубинные разломы, определяющие расположение цепей вулканов и распространение землетрясений.

Южнее Чорохо-Карабахской антиклинальной зоны протягивается

более узкая Севанская синклинальная зона. Она хорошо выражена в восточной части Армянского нагорья, а в его западной части почти полностью скрыта несогласно залегающим новейшим вулканическим чехлом. В районе Эрзерума она, по-видимому, сливается с более южным Кагызманским синклинорием. Положение Севанской зоны контролируется глубокими продольными разломами. В основном она приурочена к крупнейшему тектоническому шву, отделявшему в палеозое — триасе приподнятый Закавказский массив от Армянского квазиплатформенного прогиба. В юре на месте Севанского синклинория располагалась южная зона Сомхето-Карабахской геосинклинали, которая в меловое время вновь испытала раздробление и глубокое погружение, приведшее к формированию офиолитовой формации. После слабой складчатости в конце мела Севанский прогиб в палеогене углубляется и расширяется, заполняясь мощными вулканогенными толщами андезитового и андезито-базальтового состава. В конце эоцена — олигоцене он постепенно отмирает и переживает несколько фаз линейной складчатости и внедрения кислых интрузий. В Памбакском хребте формируется также кольцевой субвулканический массив щелочных и нефелиновых сиенитов.

В структуре восточной части Севанской зоны различаются узкая, сильно деформированная северная подзона с выходами мелового офиолитового комплекса и южная подзона, сложенная более полого залегающими толщами юры, мела и палеогена. Зоны глубоких поперечных нарушений делят ее на несколько отрезков. Наиболее важной является зона Кельбаджарского поперечного разлома. К юго-востоку от него, на Акеринском участке палеоген почти размыт, на поверхности обнажается мел, а на юго-западном крыле зоны — в Кафанском поднятии — даже вулканогенная юра. Западнее мощно развит палеоген, а к южной подзоне приурочена неоген-четвертичная внутригорная Севанская впадина. Еще более западный Памбакский участок, лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия,— вновь относительно приподнят и сужен; из-под палеогена здесь выступают меловые образования. В позднеорогенной стадии Севанская зона характеризовалась сочетанием интенсивных сводово-глыбовых поднятий (до 3—3,5 км) и относительных опусканий внутригорных впадин. Новейший вулканизм охватил почти всю западную и некоторые участки восточной половины зоны (Басаргечаро-Кельбаджарский, Сюникский и др.).

К югу от Севанского синклинория, отделяясь зоной Анкаван-Зангезурского глубинного разлома, лежит область, игравшая роль южной рамы юрской Чороxо-Карабахской геосинклинали и в палеозое — раннем мезозое, испытывавшая квазиплатформенный режим. В северной части этой области предположительно выделяется Центрально-Армянский внутренний массив, имеющий форму выпуклого к северу полумесяца. Почти вся его площадь покрыта мощными неоген-четвертичными вулканогенными и осадочными образованиями. Байкальский фундамент, подвергшийся местами повторному раннеальпийскому метаморфизму и прорванный альпийскими гранитоидами, выступает на его северо-восточном краю, в Мисханском и Ахтинском поднятиях и вскрывается скважинами в его южной части, близ Еревана. На юго-востоке, в Аргичинском поднятии выступает палеозойско-триасовый квазиплатформенный комплекс. Выше трансгрессивно залегают сравнительно маломощные осадки верхнего мела — эоцена и очень мощные (до 2—3 км) лагунно-континентальные нижние молассы олигоцена — миоцена; они выполняют обширную Ахурян-Ереванскую впадину, наложенную на южную часть Центрально-Армянского массива. Бурением установлено, что эта впадина распространяется к северу почти до вершины Арагаца, а на востоке под лавами северной части Гегамского нагорья соединяется с Севанской впадиной. Олигоцен-миоценовые молассы смяты в

пологие субширотные складки, осложненные явлениями соляного диапиризма. Выше с несогласием полого лежит мощный позднеорогенный наземно-вулканический комплекс. Его нижняя (миоплиоценовая) часть приурочена преимущественно к поднятиям, а в Ахурян-Ереванской и Севанской впадинах развиты в основном позднеплиоценовые и четвертичные лавы. Неотектоника Центрально-Армянского массива характеризуется сочетанием нескольких почти изометричных поднятий и впадин, ограниченных и осложненных рядом субмеридиональных поднятий и впадин, ограниченных и осложненных рядом субмеридиональных разломов и трещин (восточный борт Ленинаканской впадины — Арагац, осевая зона Гегамского нагорья, западный борт Севанской впадины и пр.). Наиболее крупные плиоцен-четвертичные впадины (Араратская, Карсская, Ленинаканская, Севанская) приурочены к краям массива и имеют приразломный характер.

Южнее Центрально-Армянского внутреннего массива и восточной части Севанского синклинория протягивается Кагызман-Веди-Ордубадская синклинальная зона. Граница с первым проходит южнее Еревана по Енгиджинской, со вторым — по юго-восточной части Анкаван-Зангезурской шовной зоны. На юге рассматриваемая зона граничит со структурами Арарат-Джульфинского массива, а на западе сливается с Агри-Курдистанской, а затем с западным продолжением Севанской зоны. Синклинорий расположен на месте одного из узких офиолитовых рвов, возникших в меловое время в пределах Армянской квазиплатформенной области. Офиолитовая зона прослежена на восток до верховий р. Веди. Восточнее она, возможно, вырождается. В палеогене расширившаяся юго-восточная часть прогиба становится ареной мощного многофазного подводного андезитового и андезито-базальтового вулканизма. В более западной части зоны накапливаются флишоидные осадки. В позднем эоцене — олигоцене прогиб распадается на несколько остаточных ванн, смещающихся к северо-востоку и юго-западу и частично накладывающихся на смежные зоны поднятий. В конце палеогена большая часть площади рассматриваемой зоны вместе с прилегающим к ней с юга Даралагезским участком Арарат-Джульфинского массива сминается в систему линейных складок, осложненных взбросами, а в юго-восточной части Веди-Ордубадского синклинория, к западу от Зангезурского глубинного разлома внедряются огромный Мегри-Ордубадский гранитоидный батолит и его сателлиты. В позднем олигоцене — миоцене погружение продолжается лишь в западной, верхнеараксинской части рассматриваемой зоны, где накапливаются мощные лагунно-континентальные, в том числе соленосные толщи (нижняя моласса). В конце миоцена — начале плиоцена они были смяты в пологие складки, а в позднем плиоцене — антропогене несогласно перекрыты базальтовыми потоками и озерно-аллювиальными осадками. Восточная часть зоны (Веди-Ордубадский синклинорий), напротив, с неогена испытывала воздымания и вместе с Даралгезским участком Арарат-Джульфинского массива вошла в состав складчатого сооружения М. Кавказа. В миоплиоцене в ее пределах происходили наземные извержения и экструзии андезитовой магмы. В результате последующих поднятий, амплитуда которых достигает 2—2,5 км, миоплиоценовые вулканические покровы были сильно размыты и сохранились в виде отдельных останцов.

Арарат-Джульфинский массив представляет, по-видимому, сравнительно узкий, вытянутый в северо-западном направлении «аппендикс» огромного Центрально-Иранского срединного массива, разделявший в мелу Кагызман-Вединскую и Агри-Курдистанскую офиолитовые зоны, а впоследствии — складчатые системы М. Кавказа и Восточного Тавра (не исключено, однако, что он отделен от Иранского массива узкой офиолитовой зоной, проходящей севернее оз. Урмия и

Тавриза). Байкальский фундамент массива перекрыт довольно мощным чехлом карбонатных отложений среднего палеозоя, перми и триаса. Напротив, отложения юры (главным образом $J_2$), верхнего мела и эоцена маломощны и распространены на ограниченных участках. В олигоцене — миоцене массив распался на несколько остаточных поднятий и полуизолированных впадин, заполнявшихся преимущественно лагунными отложениями (нижние молассы) — Маку-Нахичеванскую, Хойскую и др. В совокупности они образовали Средне-Араксинский наложенный внутренний прогиб, ограничивший с юга мегантиклинорий М. Кавказа. В плиоцене он превратился в межгорный прогиб, испытывавший относительное опускание. Даралагезское остаточное поднятие подверглось линейной складчатости вместе с соседней Веди-Ордубадской зоной и вошло в состав сооружения М. Кавказа, а другие «обломки» срединного массива (Джульфинский купол, горст Волчьих ворот и др.) превратились в «островные» поднятия внутри межгорного прогиба, разделившего системы М. Кавказа и Восточного Тавра. Самое крупное из них — Араратское — служит основанием огромного потухшего вулкана Арарат и других плиоцен-четвертичных вулканов.

Сложно построенное складчато-глыбовое сооружение Восточного Тавра на северо-востоке обрамляется Арарат-Джульфинским массивом, а на северо-западе непосредственно граничит с западной частью М. Кавказа. Подобно последнему, сооружение Восточного Тавра состоит не только из нескольких складчатых зон, но включает также слабо переработанный блок древнего фундамента (внутренний массив). Самую северную зону Восточного Тавра образует Агри-Курдистанский синклинорий, образовавшийся на месте мелового офиолитового прогиба. Эта зона, относительно узкая в своей западной, широтной части, на востоке резко расширяется и приобретает почти долготное простирание, видимо, предопределенное системой глубоких разломов Транскавказского поперечного поднятия. На юге Курдистанская офиолитовая зона смыкается с продольными офиолитовыми зонами Битлисского Тавра и Загроса. В палеогене Агри-Курдистанская зона, в отличие от более северных офиолитовых зон, не подвергалась значительному погружению. В ее западной части, к югу от Араратского поднятия, в миоценовое и плиоцен-четвертичное время развивалось несколько наложенных (или возрожденных) межгорных впадин. На месте восточной части офиолитовой зоны в позднеорогенной стадии возник высокогорный (до 3—3,5 км) субмеридиональный Курдистанский хребет. На западе Агри-Курдистанская зона сливается с более северными Веди-Кагызманской и Севанской в единую мощную офиолитовую зону, играющую на участке Эрзерум — Эрзинджан роль «рубца» между сооружениями Восточного Понта и Восточного Тавра. В миоцене здесь возник ряд кулисно расположенных приразломных межгорных впадин (Эрзинджанская, Терджанская, Эрзерумская и др.), чередующихся с выступами фундамента. Контрастность движений и мозаичность структурного плана сохранились и в позднеорогенной стадии. К западу от Эрзинджана офиолитовя зона вновь расщепляется.

К югу от Агри-Курдистанской складчатой зоны расположено обширное Северо-Ванское нагорье, в значительной мере покрытое продуктами новейшего вулканизма и увенчанное рядом крупных вулканов. Они покоятся либо на полого залегающих миоценовых, реже палеогеновых осадках, либо на породах перми и байкальского (?) метаморфического фундамента, выступающих в ряде мест по периферии нагорья. В согласии с В. Е. Хаиным (1969) мы предполагаем, что орогенный вулканический комплекс наложен на древнее жесткое ядро Восточно-Таврского сооружения — Бингель-Аладагский внутренний массив. С юга его ограничивает Мушский синклинорий, выполненный меловой офиолитовой формацией и сильно смятой флишево-карбонатной

серией сенона — эоцена. На этом основании располагаются несколько молодых внутригорных впадин бассейна Верхнего Евфрата (Мурата) и обширная впадина оз. Ван, существующая с миоцена. Отдельные участки синклинория перекрыты вулканитами.

Южнее протягивается Битлисский антиклинорий, выраженный одноименным хребтом. Он сложен метаморфическими допалеозойскими породами, трансгрессивно перекрытыми пермью, а в поперечных прогибах — также мезозойскими офиолитами. По очень пологой поверхности этот комплекс надвинут на десятки километров к югу на Маденскую синклинальную зону, сложенную офиолитовой формацией и трансгрессивно залегающими осадками верхов мела — эоцена. Эта зона в свою очередь дважды — в сеноне и миоцене — надвигалась на самый северный, относительно опущенный участок **Аравийской платформы**, чехол которого был смят в неогене в серию брахискладок. Этот недоразвитый краевой прогиб лежит на западном продолжении внешней зоны Загроса. Южнее расположена Мардинская (Диарбакырская) антеклиза. К ее своду и восточному склону приурочены обширные поля молодых базальтов, представляющие самый северный участок Африкано-Аравийского вулканического пояса, связанного с одноименной рифтовой системой.

Проявления вулканизма и интрузивного магматизма раннеорогенной стадии (олигоцен — сармат) в Кавказском сегменте достоверно установлены лишь в области Армянского нагорья. В этой стадии намечаются две фазы магматической деятельности. Первая фаза ($P_3^{1-2}$), переходная от собственно геосинклинального магматизма к орогенному, выражена вулканическими извержениями в некоторых остаточных геосинклинальных прогибах и становлением ряда гранитоидных и единичных щелочных интрузий. Вторая фаза ($P_3^3$—$N_1^1$) проявилась в виде незначительных наземных извержений лишь на отдельных участках Армянского нагорья.

Гораздо большей интенсивностью и площадным распространением отличается вулканизм позднеорогенной стадии (поздний сармат — антропоген). Ему предшествовал период полного или почти полного отсутствия вулканических проявлений, очень длительный на Б. Кавказе и весьма краткий в Армянском нагорье. Как на Б. Кавказе, так и в Армянском нагорье выделяются три основные фазы усиления позднеорогенного вулканизма — миоплиоценовая (мэотис — начало среднего плиоцена), позднеплиоценовая (с конца среднего плиоцена до апшерона) и антропогеновая (главным образом, средний плейстоцен — голоцен). Подфазы вулканизма, за исключением антропогеновых ($Q_2$, $Q_3^1$, $Q_3^2$, $Q_4$) при нынешнем уровне детальности стратиграфического расчленения и точности корреляции новейших вулканических образований, не имеют всеобъемлющего значения.

Проявления орогенного вулканизма приурочены почти по всем продольным зонам Кавказского сегмента. Охваченную ими обширную территорию, пересекающую этот сегмент, мы называем Транскавказским вулканическим ареалом. Узкий в северной своей части, он значительно расширяется к югу, но в основном отчетливо приурочен к пересекающей Альпийский пояс полосе Транскавказского поперечного поднятия, лишь в отдельных зонах Армянского нагорья далеко выходя за ее границы. Непосредственно на южном продолжении Транскавказского вулканического ареала лежит одновозрастный ему меридиональный Африкано-Аравийский вулканический пояс, наложенный на одноименную платформу. В рамках Транскавказского вулканического ареала выделяются три вулканические провинции. Первая расположена в пределах центрального поперечного сегмента складчатого сооружения Б. Кавказа и отчасти Терского краевого прогиба, вто-

рая (Западно-Закавказская) — на прилегающем к этому сегменту относительно приподнятом участке Закавказской межгорной зоны, третья — в пределах внутренних зон складчато-глыбового сооружения Армянского нагорья. Провинции, приуроченные к складчато-глыбовым сооружениям, характеризуются мощными и разнообразными по составу вулканическими сериями (от базальтов до липаритов), с преобладанием продуктов среднего состава, тогда как провинции, приуроченной к Грузинскому срединному массиву, свойственны незначительные извержения субщелочной основной магмы.

## ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Вулканическая провинция Б. Кавказа и Предкавказья приурочена к наиболее приподнятому поперечному участку Кавказа между меридианами Эльбруса и Казбека, попадающему в полосу Транскавказского поперечного поднятия. В этой поперечной полосе распространены многочисленные выходы молодых магматических образований — в основном наземно-вулканических и частично интрузивных. Они присутствуют во всех продольных структурных зонах Центрального сегмента Б. Кавказа, а в двух местах выходят в область Предкавказья. Все проявления орогенного вулканизма на Б. Кавказе относятся к позднеорогенной стадии и отделены значительным интервалом времени от предшествующих магматических проявлений, самые поздние из которых на ничтожных участках южного крыла Б. Кавказа имели место в средине мела, в некоторых его зонах — в юре, а на большей части площади — лишь в палеозое. Напротив, в Армянском нагорье ощущается преемственность в развитии магматизма в течение всего альпийского цикла. По масштабу проявлений орогенного вулканизма Б. Кавказ резко уступает Армянскому нагорью. Вулканическая провинция Б. Кавказа и Предкавказья включает Эльбрусскую и Казбекскую области и изолированный Грозненский район.

### Эльбрусская вулканическая область

Эльбрусская область находится в пределах наиболее приподнятого участка северного крыла сооружения Б. Кавказа — Эльбрусско-Малкинско-Минераловодского поперечного поднятия, входящего в состав Главного Транскавказского поперечного поднятия. Таким образом, она связана с зоной крупнейшего выпуклого поперечного перегиба, пересекающей все продольные тектонические зоны северного крыла сооружения Центрального Кавказа от его кристаллического ядра на юге до границы со Скифской плитой на севере. Вулканические районы и отдельные магматические центры Эльбрусской области приурочены к крутым или вертикальным тектоническим разломам, региональным флексурам, зонам региональных глубоких трещин и дробления поперечного и продольного направления и особенно к участкам пересечения этих зон. Новейшая магматическая деятельность в Эльбрусской области началась в миоплиоценовую фазу, достигла максимума (по размерам охваченной ею территории и объему продуктов) в позднеплиоценовую и вновь несколько ослабла в антропогеновую фазу. Магматические образования Эльбрусской области отличаются от других вулканических областей Кавказа наиболее кислым составом, в целом близким к липарито-дацитам, и большим генетическим разнообразием, в частности развитием игнимбритов и субвулканических тел.

В Эльбрусской области выделяются три вулканических района (с севера на юг): 1) Минераловодский, 2) Нижнечегемский и 3) Эльбрус-Кюгенский. Эти районы характеризуются специфическими формами магматической активности и отличаются по времени ее проявлений.

*Минераловодский вулканический район*

Этот самый северный район Эльбрусской области отличается наиболее ранним временем магматических проявлений (поздний миоцен — ранний плиоцен) и отсутствием эффузивных образований; здесь развиты лишь многочисленные небольшие гипабиссальные интрузивные тела. Район приурочен к участку сочленения трех структурных элементов: 1) Минераловодского поперечного выступа, разделяющего краевые прогибы Предкавказья, 2) прилегающей к нему с юга восточной части Лабино-Малкинской моноклинальной зоны и 3) ограничивающего последнюю и Минераловодский выступ с востока западного крыла Кабардинской впадины Терского краевого прогиба. Западная граница Кабардинской впадины выражена субмеридиональной Минераловодской флексурой, контролируемой зоной поперечных разломов в палеозойском фундаменте, который на ее западном крыле поднят относительно восточного на 1,5—2 км. Резкие различия в мощностях и полноте разрезов мезозойских и палеоген-неогеновых отложений по обе стороны флексуры говорят о длительном развитии этой поперечной зоны нарушений. С севера Минераловодский выступ обрамлен крутой Нагутской флексурой; более пологая флексура ограничивает его и с запада. Таким образом, он представляет прямоугольный приподнятый блок фундамента, который лишь на юге плавно сочленяется с Лабино-Малкинской зоной. Однако и здесь граница проходит по широтному погребенному Черкесскому глубинному разлому, постепенно затухающему к востоку. Лабино-Малкинская зона также имеет характер блока, поверхность фундамента которого полого наклонена к северу, а в его самой восточной части — к северо-востоку. На стыке участков, характеризуемых северным и северо-восточным направлениями падения кровли фундамента, имеется резко выраженная поперечная зона перегиба и растяжения, с которой связана система региональных трещин север-северо-восточного простирания, идущих от района Эльбруса до района Кавказских Минеральных вод. Структура поверхности палеозойского фундамента повторяется в залегании мезо-кайнозойского чехла, представленного маломощными отложениями верхней юры и более мощными — мела и палеогена. Крылья Минераловодского выступа сложены миоценовыми, а на востоке плиоценовыми отложениями. В пределах самого выступа почти горизонтальное залегание мезозоя и палеогена осложнено лишь весьма пологими широтными брахискладками. Южнее, в Лабино-Малкинской зоне, мезозойские слои приобретают пологий наклон к север-северо-востоку.

Наиболее интенсивные и резкие по сравнению с предшествующими стадиями альпийского цикла тектонические деформации рассматриваемый район испытал в конце миоцена, плиоцене и антропогене [82]. С конца миоцена, т. е. за 10 млн. лет, он был поднят по сравнению с бортом Терского прогиба более чем на 1,5 км, а с акчагыла — до 600—700 м; в предшествующие стадии альпийского цикла скорости движений были во много раз меньше. Видимо, с чрезвычайно резкой активизацией дифференцированных движений в орогенном этапе, охватившей этот район с платформенной эпигерцинской историей и структурой, было связано появление в миоплиоценовое время магматических очагов, образование глубоких трещин — подводящих каналов — в кристаллической коре и внедрение в разные горизонты мезо-кайнозойского субплатформенного чехла многочисленных (около 20) гипабиссальных интрузивных тел.

Первоначально эти массивы считались типичными лакколитами. Однако исследования В. Н. Павлинова (1948) и последующие детальные геологоразведочные работы позволили отнести их в целом к группе магматических диапиров. В большинстве массивов кристаллическое

ядро обнажается на поверхности, в массиве горы Машук оно вскрыто бурением, а в крупном криптолакколите (?) горы Лысой — пока не достигнуто. Все эти интрузии (кроме горы Лысой) прорывают нижний мел, а в большинстве случаев также верхний мел и палеоцен — эоцен; некоторые из них рвут или приподнимают майкопские отложения, а трахитовый некк у северо-восточного подножия горы Лысой («Лысогорский купол») деформировал при своем внедрении и чокракские слои. Размеры крупнейших массивов (Бештау, Бык, Верблюд, Змейка) достигают первых километров, остальные измеряются в поперечнике сотнями метров.

Н. Д. Соболев (1959) относит массивы Пятигорья к субэкструзивным дискордантным телам типа бисмалитов, с отклонениями к сферолитам, этмолитам и дайкам. Большая часть массивов имеет форму перевернутых капель, луковиц или груш, узких в нижней части и более или менее расширяющихся кверху. В верхней части, где они куполообразно приподнимают (до 0,5—1 км), а иногда даже запрокидывают (Бештау) породы кровли, они напоминают лакколиты, однако не имеют четко обособленных «шляпок» и «ножек», а постепенно суживаются книзу, переходя здесь в дискордантные массивы. В нижней части некоторых массивов бурением установлено падение интрузивного контакта к центру интрузии под углами 30—40°. Бисмалитообразную структуру имеют, в частности, массивы гор Железная, Развалка, Змейка, Золотой Курган, Кокуртлы и др. Некоторые массивы отличаются более сложной, полифазной историей формирования. Массив Бештау по существу состоит из двух тесно сближенных, но самостоятельных массивов: большего — Бештау и меньшего — Козьи Скалы. На ряде обнаженных и скрытых интрузивов куполообразное залегание осложняется разрывами, секущими породы кровли, а иногда и магматическое ядро и возникшими в основном в процессе становления интрузивных тел. К дайкообразному типу интрузий относятся небольшие массивчики гор Острая, Тупая, Медовая, а также массив горы Кинжал. Массив Джуца представляет переход от короткой, сильно раздутой дайки к бисмалиту (столбообразному телу), а «Лысогорский купол» — небольшой бисмалит, возможно, связанный на глубине с крупным Лысогорским криптоинтрузивом.

В расположении массивов Пятигорья намечается связь с несколькими взаимопересекающимися зонами расколов фундамента, имевших характер крупных, временами приоткрывавшихся зон трещиноватости. Одна из них, по-видимому, проходит субширотно через массивы Змейка, Бык, Верблюд, а западнее, за пределами Минераловодского выступа, находит свое продолжение в виде погребенного Черкесского разлома. Южнее можно предполагать широтный раскол по линии гор Шелудивая — Бештау — Лысая. Вторая зона разломов фундамента юг-юго-восточного направления проходит примерно через массивы Кокуртлы, Развалка, Железная, Бештау, Машук, Золотой Курган. Возможно, что параллельный ей разлом фундамента проходит через восточный край массива горы Лысая и «Лысогорский трахитовый купол», где начинается резкое погружение палеоген-неогеновых отложений к востоку. К третьей системе, имеющей юг-юго-западное простирание, принадлежит несколько зон глубоких расколов, к которым соответственно приурочены: 1) массивы Машук, Юца, Джуца; 2) массив Железная, дайка Тупая — Острая — Медовая, массив Шелудивая; 2) массивы Кокуртлы, Кинжал, Бык. На продолжении двух последних зон к юг-юго-западу находится вулканический массив Эльбрус. С отмеченными выше и предполагаемыми несколько западнее зонами расколов юг-юго-западного простирания многие исследователи связывают пути движения углекислых минеральных вод типа нарзанов (Г. Н. Зайцев, Н. С. Погорельский и др., 1961 г.). Наиболее крупные, многофазные интрузивы (Бештау,

Змейка, Бык) «сидят» на участках пересечения расколов этих трех направлений.

Интрузивные тела Пятигорья сформировались в результате одной, двух (Шелудивая, Верблюд, Железная, Джуца), трех (Развалка, Кинжал — Кокуртлы, Козьи Скалы) и даже четырех фаз (Бештау, Бык, Змейка) внедрения магмы в камеру интрузии, которые разделялись промежутками времени, достаточными для полной кристаллизации предшествующих фаз. Кристаллизация магмы в камерах интрузий происходила в близповерхностных условиях (от 1—2 км до нескольких сотен метров от поверхности). Время внедрения по геологическим условиям падает на промежуток от позднего миоцена до среднего плиоцена, поскольку интрузии прорывают палеоген и нижний миоцен (майкоп), и местами деформировали при своем внедрении среднемиоценовые отложения, а обломки этих интрузивных пород впервые появляются в акчагыльских отложениях района Тамбуканского озера (Н. И. Николаев, 1949 г.). Последние определения абсолютного возраста пород массива Кинжал усовершенствованным К-Ar-методом (А. М. Борсук, М. М. Аракелянц, 1968 г.) дали цифры 8,8±0,6 и 9,6± ±0,8 млн. лет, отвечающие мэотису — понту. Наиболее вероятно их отнесение к концу миоцена — началу плиоцена.

Номенклатура пород Минераловодских интрузивов однозначно не установлена. В. М. Дервиз, а позднее А. П. Герасимов называли их трахилипаритами с отклонениями до липаритов и щелочных трахилипаритов и трахитов. Также называет их Г. Д. Афанасьев. Но чтобы подчеркнуть специфические особенности этих пород — интрузивную форму залегания и раскристаллизованность основной массы,— тот же А. П. Герасимов и В. Н. Павлинов применяли к ним также особый термин бештауниты, а А. Н. Заварицкий (1955) и Н. Д. Соболев (1959) стали именовать их гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами.

Согласно Н. Д. Соболеву (1959), выдержанность количественных соотношений минерального и химического состава в породах разных фаз внедрения указывает на отсутствие дифференциации в камере интрузии. Из глубинного очага поднималась весьма однородная по составу магма. Наличие трех разновидностей интрузивных пород, по мнению Н. Д. Соболева, отчасти может быть связано с явлениями гибридизма и ассимиляции магмой вещества вмещающих пород, но в основном, вероятно, указывает на разную глубинность подводящих каналов. Зона контактовых изменений вмещающих пород обычно невелика (несколько дециметров) и лишь иногда расширяется до нескольких метров. Химический состав Пятигорских массивов, особенно липаритовых (гранит-порфировых) их разностей, близок к составу позднеплиоценовых эффузивов более южных районов Эльбрусской области, но отличается заметно повышенным содержанием щелочей, в среднем составляющем 9,5%, против 7—8% в породах южных районов. Повышенная щелочность пород на самом северном, по существу почти платформенном участке Эльбрусской области представляет явление, характерное для ряда поперечных магматических поясов, пересекающих внешние зоны складчатых сооружений и вдающихся в пределы смежной платформы (Ю. М. Шейнманн, 1958 г.). Однородный кислый состав пород интрузивных массивов Пятигорья, отсутствие среди них основных разностей позволяет предполагать, что магма, формировавшаяся в глубинном магматическом очаге, обладала кислым составом, близким к липаритовому или трахилипаритовому. Этот очаг возник, вероятно, в пределах нижней части «гранитно-метаморфического слоя» в ходе его разогревания и локального понижения давления, связанного с интенсивными сводово-глыбовыми деформациями, захватившими Минераловодский район в неогене.

Для этого района, находящегося в восточной части Эльбрусской области, характерны туфо-игнимбритовые извержения кислой (липаритовой и липарито-дацитовой) магмы, природа которых впервые была установлена и обоснована Ю. П. Масуренковым (1961). Наиболее мощная их вспышка происходила в конце среднего — первой половине позднего плиоцена, а более слабые — в конце плиоцена и начале позднего плейстоцена.

Ареал вулканической деятельности Нижнечегемского района связан с самым восточным участком Лабино-Малкинской зоны (Северо-Кавказского краевого массива). Здесь моноклинальное падение мезокайнозойских отложений к северо-востоку становится несколько круче, а в районе юго-западных окрестностей Нальчика приобретает характер довольно крутой флексуры с падением слоев до 25—30° (вместо 8—10° на большей части моноклинали), посредством которой Лабино-Малкинская зона сочленяется с юго-западным крылом глубокой Кабардинской впадины — самым западным участком Терского краевого прогиба. В неоген-четвертичное время, в период интенсивного сводового воздымания Б. Кавказа, Лабино-Малкинская зона, игравшая в мезозое — палеогене роль южной окраины Скифской платформы, была вовлечена в воздымание амплитудой до 2—3 км, и ее мезозойский чехол приобрел полого моноклинальную структуру. Новейшие движения носили здесь в целом малодифференцированный характер, и градиент новейших деформаций заметно возрастал лишь в отдельных узких зонах восточной, наиболее приподнятой части Лабино-Малкинской моноклинали. Такими участками являлись в первую очередь флексурообразный изгиб на северо-восточном краю Лабино-Малкинской зоны, к которому приурочен Нижнечегемский район, и Кубанская меридиональная флексура, ограничивающая наиболее приподнятый восточный участок Лабино-Малкинской зоны с запада. На этих участках в фундаменте, несомненно, возникали ослабленные зоны, по которым происходили дифференциальные перемещения, захватывавшие всю земную кору или, во всяком случае, ее значительную верхнюю часть. Амплитуда дифференциальных вертикальных новейших движений в зоне восточной флексуры оказалась в несколько раз больше, чем в западной. По-видимому, это обстоятельство предопределило возникновение магматического очага и проявления новейшего вулканизма лишь в зоне восточной, Кабардинской флексуры. Важной зоной новейших нарушений в восточной, наиболее приподнятой части Лабино-Малкинской моноклинали является также зона довольно резкого выпуклого сводообразного поперечного перегиба, идущая от Минераловодского района к Эльбрусу, вдоль которой возникла система крупных трещин растяжения, а в самой южной части Лабино-Малкинской моноклинали — также поперечных разломов и флексур север-северо-восточного простирания. Наиболее приподнятый восточный участок Лабино-Малкинской моноклинали между Кубанской и Кабардинской флексурами характеризуется значительными отрицательными гравианомалиями в редукции Буге, что резко отличает его от более западной части этой зоны.

Исследованиями авторов [77, 89, 94] было выявлено, что в Нижнечегемском районе в действительности присутствует не один, как считалось ранее, а три самостоятельных разновозрастных вулканических комплекса, существенно отличающихся по условиям залегания: 1) $N_2^2$ — $N_2^3$ ak — комплекс липаритовых игнимбритов и туфов водоразделов; 2) $N_2^3$ ak — ap (?) — комплекс липаритовых и дацитовых пирокластических образований, выполняющих древние долины (кызбурунская и

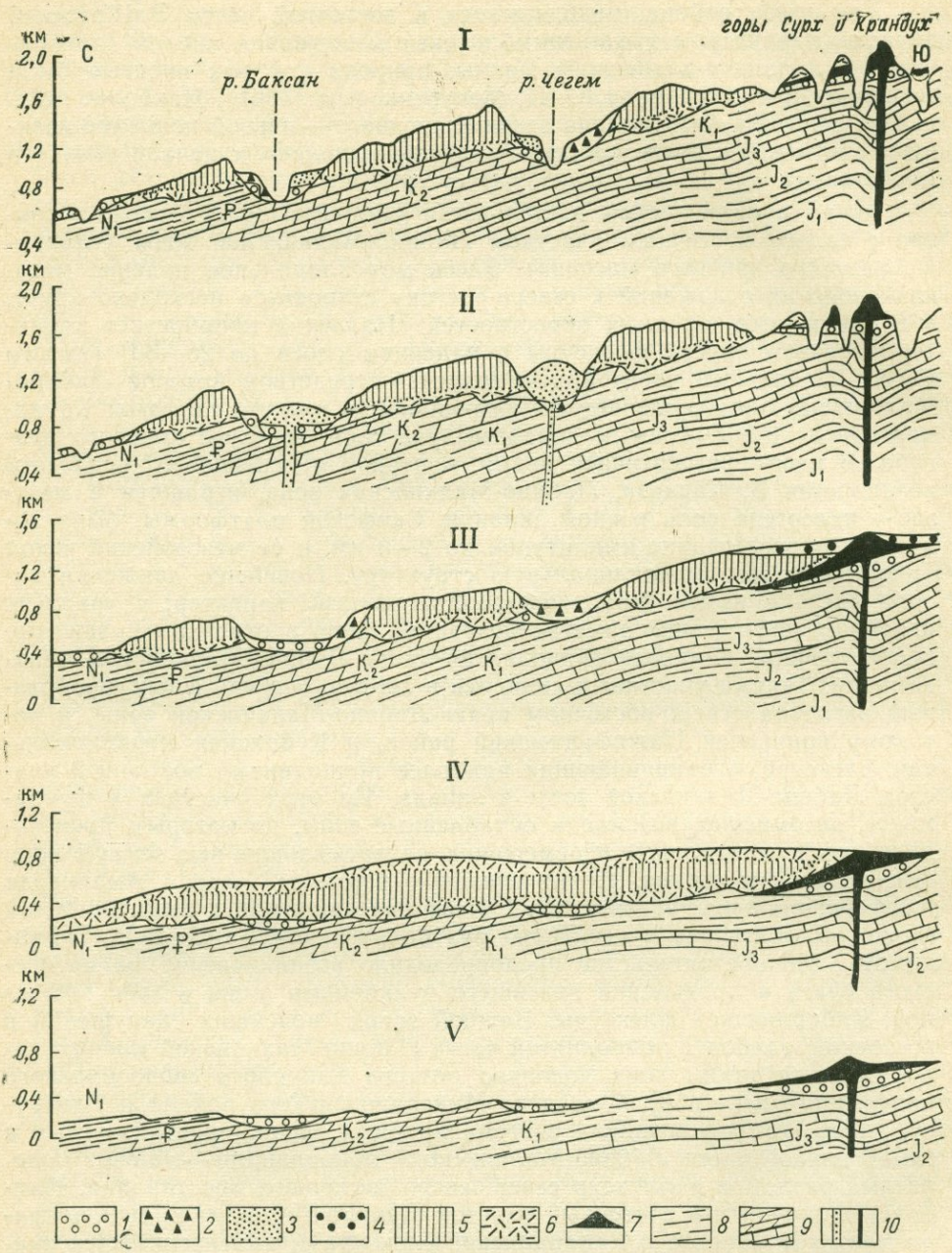



Рис. 4. Схема формирования Нижнечегемского вулканического района

I — голоцен—современная эпоха; II — ранний верхний плейстоцен—время извержения липарито-дацитового комплекса «террасовых» туфов, игнимбритов и туфолав; III — конец акчагыльского века — начало апшеронского века — время накопления кызбурунской и баксангесской туфогенно-осадочных толщ и апшеронского оледенения; IV — начало акчагыла (?) — время извержения липаритовых игнимбритов водоразделов; V — акчагыл — средний плиоцен нерасчлененные — время излияния андезито-базальтовых лав вулканов Сурх и Крандух. *1* — аллювиальные отложения; *2* — обвально-осыпные отложения; *3* — липарито-дацитовые туфы, туфолавы и игнимбриты; *4* — моренные отложения; *5* — липаритовые игнимбриты; *6* — липаритовые туфы; *7* — андезито-базальтовые лавы; *8* — песчано-глинистые отложения; *9* — карбонатные отложения; *10* — предполагаемые подводящие вулканические каналы

баксангэсская толщи); 3) $Q_3^1$ — комплекс дацитовых и липарито-дацитовых туфов современных речных долин (рис. 4).

**Первый вулканический комплекс.** Наибольшим распространением пользуются липаритовые туфы и игнимбриты водоразделов. Первоначально они сплошь покрывали площадь около 1000 км²; но в результате последующей эрозии были расчленены на ряд останцов, слагающих водоразделы рек Куркужин, Гунделен, Баксан, Чегем, Шалушка, Нальчик. Этот комплекс перекрыл расчлененную поверхность древнего эрозионного рельефа, включающую невысокие куэстовые гряды и древние поперечные долины пра-Баксан, пра-Чегем и пр. В пределах древних водоразделов он налегает с угловым несогласием на разные горизонты верхней юры, мела, палеогена и неогена до конгломератов мэотиса — понта включительно, а в пределах древних долин — без углового несогласия ложится на еще более молодые конгломераты, в составе которых местами (в междуречье Шалушки и Нальчика) отмечаются гальки относительно более древних липаритов или делленитов тырныаузского (или кыртыкского) типа и андезито-базальтов. На крайнем юге района на склонах горы Шаухна описываемый комплекс с размывом ложится на андезито-базальтовые лавы, излившиеся из вулканов Сурх или Крандух.

В основании разреза залегают светло-серые или розовые неслоистые рыхлые или плотные липаритовые витрокристаллокластические туфы с включениями пемзы, подстилаемые пластом вулканического песка или пемзовых орешков, иногда с прослойками озерных глин (1—2 м). В туфах заключены многочисленные обожженные ксенолиты различных пород субстрата. По периферии покрова, особенно на северо-востоке, туфы становятся более рыхлыми. Мощность туфов варьирует от нескольких метров над выступами до вулканического рельефа до 100—120 м в его понижениях.

Вверх туфы постепенно сменяются серыми липаритовыми игнимбритами, сначала относительно рыхлыми, а выше все более плотными, сильно спекшимися, «лавовидными». Мощность их колеблется от 70—80 до 100—150 м, достигая максимума в центральной части района. Характерной особенностью текстуры является наличие многочисленных вытянутых в плане включений черного вулканического стекла — «фьямме», представляющих расплющенные и утратившие пористость комочки пемзы. Местами сильно спекшиеся «лавовидные» игнимбриты расслаиваются на два горизонта мощностью по нескольку десятков каждый. По-видимому, это связано с некоторыми пульсациями в интенсивности извержения, яснее ощущавшимися на периферии района, куда поступало меньше «игнимбритового» материала и где он успевал сильнее охлаждаться и меньше подвергаться спеканию. Лавовидные игнимбриты кверху снова постепенно переходят в более рыхлые светло-серые, розовые или красные игнимбриты без фьямме или даже в туфы, венчающие разрез большинства водораздельных вулканических плато Нижнечегемского района. Мощность верхнего горизонта может достигать 50—70 м, а всего липаритового комплекса — 250—350 м.

Во всей толще наблюдается столбчатая отдельность, наилучше выраженная в среднем, «лавовидном» горизонте, и постепенно затухающая в рыхлых туфах основания и верхов покрова. Этот факт, как и отсутствие слоистости и постепенность переходов между горизонтами, говорит о едином катастрофически быстром процессе извержения, завершившемся одновременным остыванием и спеканием всей толщи. Игнимбриты обладают кластической микроструктурой, реликты которой сохраняются даже в наиболее плотных «лавовидных» их разностях. Минеральный и химический состав вверх по разрезу меняется слабо, но Ю. П. Масуренков все же отмечает в самой верхней части толщи некоторое понижение содержания кремнезема (от 74—75 до 72—

73% без воды) и соответственно незначительное увеличение основности плагиоклазов, появление пироксенов и пр. Совокупность особенностей строения липаритовой толщи и ее пород указывает на эксплозивный характер и одноактность образовавшего ее грандиозного извержения и говорит об игнимбритовом генезисе слагающих пород.

Обнаруженные до сих пор несколько десятков эксплозивных центров извержения Нижнечегемских липаритов имеют характер некков или жерловин трубко- или дайкообразной формы, шириной порядка 5—15 м. Они заполнены туфовым материалом («эруптивным туфом»), аналогичным туфам нижнего горизонта липаритовой толщи, или плотной брекчией из обломков игнимбритов в туфовом же цементе. Обычно на склонах долин и оврагов удается наблюдать нижнюю часть этих эруптивных аппаратов, прорывающих различные по возрасту (от мела до плиоцена) и по составу породы субстрата. В местах прорыва пирокластических продуктов они бывают сильно раздроблены и нередко сложно мелко дислоцированы. Подобные эруптивные центры и связанные с ними участки мелких тектонических нарушений субстрата фиксируются в основном в междуречье Чегема и Шалушки, например у с. Лечинкая, т. е. в центральной части района, тяготеющей к зоне флексурообразного перегиба на северо-восточном краю Лабино-Малкинской зоны, и почти отсутствуют в его периферических участках. Судя по наблюдениям Ю. П. Масуренкова [71], наиболее поздние порции эруптивного материала, оказавшиеся не в состоянии пробиться сквозь мощную двухсотметровую толщу липаритовых туфов и туфолав, распространялись в стороны от некков, приподнимали кровлю и «застревали» в нижних частях липаритового покрова в виде своеобразных «интрузий», сложенных в нижней части сравнительно плотными пузыристыми породами, содержащими много пемзы и обломков пирокластики, а в верхней — из типичных пирокластических пород (например, на р. Малой Каменке).

Возраст липаритового комплекса водоразделов по геологическим данным определяется как низы позднего плиоцена (т. е. как акчагыл), поскольку он согласно налегает на нижнюю часть относимых к позднему плиоцену конгломератов с гальками более древних делленитов (?) и андезито-базальтов (и на потоки последних) и вместе с тем с размывом перекрывается более молодыми, но также верхнеплиоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями второго комплекса. Определения абсолютного возраста образцов липаритов Нижнечегемского нагорья (с. Заюково и р. Каменка) дали цифры $3{,}2 \pm 0{,}6$ и $3{,}7 \pm 0{,}6$ млн. лет [16], что отвечает концу среднего плиоцена. Для липаритовой толщи Верхнего Чегема, видимо, одновозрастной с Нижнечегемской, K-Ar-методом были получены цифры от 2,5 до 3,05 млн. лет [10]. Эти датировки позволяют говорить о принадлежности липаритов к самым верхам среднего или низам позднего плиоцена.

**Второй вулканический комплекс** представлен пирокластическими и туфогенными образованиями, выполняющими древние долины. Этот комплекс мощностью до 120 м был выделен в долине р. Баксан [77]; он присутствует также в долинах рек Куркужин (до 150 м) и Гунделен (до 60 м). Накоплению его предшествовала выработка в липаритовом комплексе водоразделов новых или «откапывание» погребенных под ними древних долин (в долине р. Баксан). Эти поперечные долины были углублены эрозией до миоценовых, палеогеновых или меловых пород, а затем заполнены вулканогенно-осадочными толщами, формировавшимися в процессе вновь возобновившихся эксплозивных извержений. В долине р. Баксан между селами Заюково и Кызбурун выделяются две «вложенные» в нее толщи.

Кызбурунская толща (до 60 м) начинается с грубых туфоконгломерато-брекчий, представленных, по-видимому, продуктами об-

валивания и переотложения глыб и обломков липаритовых туфов и майкопских глин со склонов древней долины. Выше наблюдается чередование липаритовых пемзовых и пепловых туфов, галечников, песков, глин и мергелей с остатками наземных гастропод. Эти отложения накапливались в речной долине, частично в условиях затрудненного стока и временно возникавших озер, в процессе слабых эксплозивных извержений.

Баксангэсская толща (до 60 м) залегает на кызбурунской с размывом и представлена в основном более грубыми туфогенно-обломочными породами аллювиально-пролювиального происхождения — туфоконгломератами (вплоть до валунных), туфогравелитами и туфогенными песками с несколькими выдержанными прослоями вулканических пеплов. Кластический материал состоит из обломков различных палеозойских и мезозойских пород, принесенных из верховий пра-Баксана и главным образом из обломков молодых вулканогенных пород — липаритовых туфов, а также слабо окатанных и угловатых обломков и глыб серых, сиреневых липаритовых лав с флюидальной текстурой, видимо, представляющих продукты сингенетичных извержений, происходивших неподалеку, в пределах Нижнечегемского района. Ю. П. Масуренковым описаны мелкие инъекции туфового материала в туфогенные пески баксангэсской толщи. Они состоят из пылеватой массы слабо спекшегося вулканического стекла, с многочисленными сферическими пустотами (занимающими до 90% объема), заполненными хрупкими хлопьями пемзы. Очевидно, эксплозивная смесь внедрилась и заполнила трещины, образовавшиеся в туфогенных породах при взрыве, который произошел на некоторой глубине. Мощность кровли над этими телами не превышает 50 м. В верхней части толщи появляются гальки и валуны андезито-дацитов, сходных с лавами вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе, венчающими разрез позднеплиоценового вулканического комплекса Верхнечегемского нагорья, и, по-видимому, принесенных по долинам рек Кестанты и Баксана.

Кызбурунская и баксангэсская толщи залегают на липаритовом комплексе водоразделов с глубоким размывом, но обладают одинаковым с ним моноклинальным падением к северо-востоку (порядка 3—4°) и с размывом и слабым угловым несогласием перекрываются мощными галечниками раннеплейстоценовой террасы Баксана. Породам обеих толщ свойственна обратная ориентировка вектора остаточной намагниченности. Эти факты позволяют отнести время накопления «долинного липаритового комплекса» к верхнему плиоцену. Верхняя из толщ, очевидно, принадлежит к апшерону, так как она в общем синхронична апшеронскому Чегемскому оледенению, а нижняя, возможно, к акчагылу. По объему продуктов извержений «долинный» липаритовый комплекс неизмеримо меньше «водораздельного». После позднеплиоценовых извержений в Нижнечегемском районе граница Кабардинской предгорной впадины на этом участке в раннем плейстоцене сместилась на 20—30 км к западу. Ю. П. Масуренков убедительно объяснил это проседанием данного участка в связи с опорожнением близповерхностного магматического очага при позднеплиоценовых извержениях.

**Третий вулканический комплекс** представлен дацитовыми и липарито-дацитовыми туфами, туфобрекчиями и игнимбритами, распространенными на отдельных участках долин рек Чегема, Баксана, Гунделена. В. П. Ренгартен (1930) отнес эти образования (так называемые «терасовые туфы») к миндель — риссу и в основном считал их продуктами переотложения позднеплиоценовых липаритов. В действительности этот комплекс имеет ранне-позднеплейстоценовый возраст ($Q_3^1$) и в основном представлен продуктами сингенетичных эксплозивных извержений [77].

Наиболее крупный и сложно построенный центр эксплозивных извержений был установлен и изучен в долине р. Баксана у с. Заюково. Продукты их лежат на дне долины на относительной высоте всего 20—40 м на аллювиальных галечниках террасы $Q_3^1$, а на ее склонах — на палеогеновых и верхнемеловых образованиях. Наиболее полные разрезы на правом склоне Баксана начинаются с толщи эксплозивных брекчий (до 50 м), сложенной из обломков и глыб мергелей палеоцена — эоцена и более редких глыб липаритовых туфов, включенных в неслоистую зеленовато-серую глинистую массу. Этот материал, по-видимому, представляет собой продукт газового взрыва в близповерхностной магматической камере, при котором была прорвана, распылена и выброшена «пробка» из палеогеновых отложений кровли. На брекчиях или непосредственно на слабо нарушенных или ненарушенных породах субстрата местами залегают плотные серые липарито-дацитовые туфолавы с черными стекловатыми фьямме мощностью до 45—50 м. Однако во многих местах, в частности в овраге ручья Псидужа — правого притока Баксана, между породами субстрата или эксплозивными брекчиями, с одной стороны, и покровом серых туфолав, с другой, внедрились силло- или лакколитоподобные тела (мощностью от 1—2 до 15—20 м) из светло-розовых или розовато-серых рыхлых дацитовых туфов, содержащих в изобилии включения комочков белой пемзы размером до 3—5 см, а также сильно обожженные ксенолиты различных пород субстрата. Контакты «туфовых силлов» и «лакколитов» резкие и неровные. В их подошве можно наблюдать уходящие вниз «корни», сложенные пемзовым туфом, содержащим большое количество ксенолитов мергелей, известняков и глин палеогена. Местами туф образует причудливые апофизы, внедряющиеся в «растрепанные» и брекчированные мергели и глины кумской свиты верхнего эоцена, или тонкие, послойные инъекции в тонкослоистые мергели. В кровле «туфовых лакколитов» прослеживается зона контактовых брекчий мощностью 2—5 м, состоящая из хаотически расположенных обломков и глыб вышележащих серых туфолав кровли, сцементированных розовым туфом «интрузии». Выше брекчия постепенно переходит в слабо нарушенные туфолавы, разбитые трещинами, по которым туф проникает в виде слепых, выклинивающихся кверху прожилков. Поверхность туфолавового покрова, в разной степени приподнятая при внедрении туфовых лакколитов, приблизительно повторяет форму их кровли, образуя пологие куполообразные вздутия. Описанная картина аналогична «туфовым интрузиям» и «инъекциям», отмечавшимся Ю. П. Масуренковым в более древних, позднеплиоценовых комплексах Нижнечегемского района.

Причиной послойного нагнетания пирокластического материала в самые верхние горизонты земной коры является, очевидно, вулканический взрыв в близповерхностной промежуточной магматической камере, при котором выделяется большое количество газово-пирокластической смеси. Устремляясь вверх, она расширяет породы кровли и либо прорывает их и вырывается на поверхность, образуя туфо-игнимбритовые покровы, либо лишь приподнимает уже образовавшуюся туфо-игнимбритовую «покрышку», раздробляя ее нижнюю часть. Вероятно, газовая фаза, а может быть некоторая часть пирокластики, все же находит доступ к поверхности по отдельным трещинам, что приводит к спаданию, обрушению кровли, но значительная часть пирокластического туфо-пемзового материала оказывается «запечатанной» под покровом ранее образовавшихся туфов и игнимбритов кровли.

Другой центр туфовых извержений (жерловина) того же времени обнаружен в долине р. Гунделен у одноименного селения. Здесь аллювиальные галечники 15—17-метровой террасы $Q_3^1$ прорываются эруптивной вулканической брекчией, состоящей из остроугольных обломков и

глыб (до 1—3 м) липарито-дацитовых игнимбритов, хаотически рассеянных в неслоистой, несортированной туфовой массе. Крупные линзовидные включения пород субстрата, а также линзовидные скопления галек, захваченных из прорванной при вулканическом взрыве аллювиальной толщи, вытянуты вертикально. Очаги аналогичных по времени и генезису извержений находятся также в долине р. Чегем. У с. В. Чегем образовалась особенно мощная (до 250 м) толща дацитовых туфов с очень грубой, нечеткой слоистостью, выраженной в чередовании пачек туфов, пачек, обогащенных делювиально-пролювиальным материалом (обломки и глыбы плиоценовых игнимбритов и мезозойских известняков, снесенных со склонов долины), а также пачек с линзовидными включениями хорошо окатанных галек речного происхождения. Очевидно, имело место несколько пароксизмов эксплозивных извержений, в перерывах между которыми проявлялись интенсивные склоновые процессы, а р. Чегем пыталась вновь проложить себе русло на перегороженном и подпруженном участке долины.

В целом позднеплейстоценовые извержения весьма напоминают позднеплиоценовые, но отличаются менее кислым составом продуктов. Они проявились в пределах той же площади, что и в плиоцене, но лишь на некоторых ее участках, повсеместно приуроченных к крупным речным долинам. Это может объясняться либо заложением долин вдоль крупных зон тектонических нарушений в фундаменте, использованных магмой при ее подъеме, либо меньшим сопротивлением кровли напору магмы на наиболее пониженных участках рельефа. Возобновление однотипной эксплозивной вулканической деятельности в том же районе в начале позднего плейстоцена свидетельствует о том, что магматические очаги продолжали существовать здесь с конца плиоцена до конца плейстоцена. Характернейшей чертой вулканизма Нижнечегемского района, проявившегося в позднем плиоцене и плейстоцене впервые за весь альпийский цикл, был туфо-игнимбритовый тип извержений. Местами выхода газово-пирокластической смеси на поверхность являлись многочисленные трещины и трубкообразные жерла, образовавшиеся при вулканических взрывах в покрове пологолежащих мезозойских и палеоген-неогеновых отложений.

Как в позднем плиоцене, так и в плейстоцене кислая магма нормального известково-щелочного ряда скорее всего анатектически выплавлялась в нижней части «гранитно-метаморфического слоя». Возникновению очагов плавления, вероятно благоприятствовали относительно сильные деформации кристаллической коры в зонах флексурных перегибов, при которых создавались локальные зоны пониженного давления. В каждую фазу извержения начинались с наиболее кислых продуктов и заканчивались менее кислыми. По-видимому, это указывает на то, что каждой вспышке извержений предшествовала некоторая дифференциация расплава в очаге, в верхней части которого скапливалась наиболее кислая магма. Вулканотектонические проседания, вероятно, могут объясняться наличием на небольшой глубине промежуточных (периферических) магматических камер, заполнявшиеся перенасыщенной летучими магмой перед ее выходом на поверхность. Магматические взрывы, приводившие к прорыву газово-пирокластической смеси (или к ее частичной инъекции в толщу несколько ранее извергнутых продуктов), также могли происходить лишь в камерах, находившихся на очень небольших глубинах, измеряемых первыми километрами или даже сотнями метров.

*Эльбрус-Кюгенский вулканический район*

Самый южный район Эльбрусской области отличается от ее более северных районов максимальной сложностью тектонической структуры субстрата и плана его новейших деформаций, большим генетическим

разнообразием магматических проявлений, среди которых мы встречаем эффузивные (лавовые) и эксплозивные (туфовые, игнимбритовые) извержения, экструзии и интрузии разной глубинности и формы, разнообразием химизма продуктов магматической деятельности (от андезито-базальтов до липаритов), их в общем менее кислым составом (преобладание липарито-дацитов и дацитов) и значительно большей частотой вспышек вулканической деятельности, продолжавшейся здесь с конца среднего плиоцена или начала позднего плиоцена до голоцена. Вулканические центры Эльбрус-Кюгенского района образуют широтную цепочку длиной 75—80 км, приуроченную к восточному участку Тырныаузской шовной зоны, прилегающей к ней с юга самой северной части горст-антиклинория Главного хребта между истоками Кубани на западе, Чегема и Нальчика на востоке, и самой южной части Лабино-Малкинской зоны. Эльбрус-Кюгенский район расположен на участке наибольшего абсолютного воздымания палеозойского фундамента Б. Кавказа, основная доля которого падает на позднеорогенную стадию. Таким образом, абсолютные величины и скорости новейших деформаций и их градиенты были в этом районе весьма значительны.

В центре района расположен наиболее приподнятый (до 4—5 км) прямоугольный в плане участок горст-антиклинория Главного хребта — Эльбрус-Чегемский блок. Эльбрусский и Верхнечегемский вулканические массивы приурочены к зонам крупнейших поперечных разломов фундамента север-северо-восточного простирания, ограничивающим его с запада и востока. Эти зоны разломов осложнены поперечными грабен-синклинальными впадинами, восточная из которых — Верхнечегемская, — несомненно, начала формироваться еще до позднего плиоцена. Окончательное проседание этих впадин связано с новейшими извержениями и имеет вулкано-тектонический характер. Обе зоны поперечных разломов продолжаются к северу в пределы Тырныаузской шовной зоны, а западная — Эльбрусская зона — и в Лабино-Малкинскую зону сначала в виде сброса (или флексуры) в верховьях Малки, а далее в виде системы трещин растяжения, уходящей на север-северо-восток к Минераловодскому району. На северном продолжении Верхнечегемской зоны разломов лежит Минераловодская флексура (глубинный разлом в фундаменте) и, возможно, обе они представляют звенья единой зоны меридиональных нарушений фундамента. Параллельно Эльбрусской и Верхнечегемской зонам располагаются еще несколько зон поперечных нарушений меньшего значения. Одна из них проходит в нескольких километрах западнее Эльбрусского разлома, другая — к востоку от него, между верховьями рек Кыртык и Тызыл. Еще восточнее, в районе города Тырныауз, находится небольшой, но резко выраженный поперечный выступ основания Тырныаузской шовной зоны. Зона поперечных нарушений, скрытая под чехлом верхнемезозойских отложений, намечается и к востоку от Верхнечегемского разлома у истоков р. Нальчик.

Крупнейшие зоны глубинных разломов ограничивают Эльбрус-Чегемский блок также с юга и севера. Проходящая по южному борту горст-антиклинория Главного хребта так называемая зона Главного надвига, выражена весьма резким уступом в рельефе, который обусловлен, по-видимому, не только различиями в денудационной стойкости пород, но и новейшими подвижками. К зоне этого разлома приурочены несколько мелких гранодиорит-порфировых плиоценовых «неоинтрузий» типа Кароби, Цурунгала и пр., но в ней отсутствуют центры вулканических извержений. По-видимому, взбросовый характер смещения сделал зону «Главного надвига», так же как и параллельный ей более северный Адысуйский разлом малопроницаемой для проникновения магматических расплавов на поверхность. С севера Эльбрус-Чегемский блок, как и все поднятие Главного хребта, ограничен пучком сближенных субширотных разломов Тырныаузской зоны. Значительные подвижки пе-

ременного знака происходили по ним в палеозое, мезозое, но в орогенном этапе тектоническую активность сохранили лишь единичные разломы, причем в целом относительно поднимались их южные крылья. На некоторых участках (например, Зырныванский разлом в междуречье Чегема и Баксана) подвижки амплитудой до нескольких сотен метров продолжались в антропогене. В целом Тырныаузская зона приобрела в новейшей структуре характер узкой промежуточной ступени между наиболее приподнятым блоком Главного хребта и Лабино-Малкинским блоком.

К узлам пересечения Тырныаузской шовной зоны поперечными нарушениями приурочена цепочка новейших центров извержений, субвулканических и интрузивных тел. С севера к Баксано-Малкинскому отрезку Тырныаузского шва прилегает наиболее приподнятый участок Лабино-Малкинской зоны, разбитый ступенчатыми широтными разломами и поперечными трещинами и сбросами растяжения. Последние контролируют расположение некоторых наиболее северных вулканических центров Эльбрус-Кюгенского района. Таким образом, наиболее выдвинутый в позднеорогенной стадии Эльбрус-Чегемский блок ограничен с запада, севера и востока крутыми разломами, контролирующими размещение новейших центров вулканических извержений и молодых гипабиссальных интрузий. Ряд других вулканоактивных продольных и поперечных разломов проходит параллельно им как в пределах Эльбрус-Чегемского блока, так и в непосредственной близости от него в пределах Тырныаузской и южной части Лабино-Малкинской зон. Наиболее благоприятны для размещения молодых магматических образований узлы пересечения продольных и поперечных разломов.

Центры новейшего вулканизма и молодые интрузии в Эльбрус-Кюгенском районе приурочены к шести поперечным участкам (с запада на восток): 1) Западно-Приэльбрусскому, 2) Эльбрусскому, 3) Кыртык-Тызыльскому, 4) Тырныаузскому, 5) Верхнечегемскому, 6) Сурх-Крандухскому.

**Западно-Приэльбрусский участок.** В нескольких километрах западнее Эльбрусского массива северную часть горст-антиклинория Главного хребта и Тырныаузскую шовную зону до ее границы с Лабино-Малкинской пересекает узкая субмеридиональная вулканическая зона, связанная с глубоким поперечным нарушением фундамента. К ней приурочено пять центров извержений, происходивших в начале позднего плейстоцена. Центры в зоне Главного хребта (Чемарткольский и Чучкурский) почти тождественны по характеру извержений составу вулканических продуктов и условиям их залегания [58]. Эти центры находились на склонах долин, а вулканический материал устремлялся по дну троговой долины, выработанной предпоследней фазой оледенения ($Q_3^1$), и впоследствии перекрывался местами моренами последней фазы оледенения ($Q_3^2$).

Продуктами извержения являются темно-серые плотные дацитовые туфолавы с линзами черного стекла (фьямме). В наиболее отдаленных от центра извержения участках потока (например, в низовьях р. Битюк-Тюбе) они подстилаются маломощными рыхлыми тонкослоистыми туфами и пеплами (1,5—2 м), обычно же непосредственно ложатся на породы субстрата. В самых низах разреза фьямме обычно выражены менее отчетливо и обладают расплывчатыми контурами. Вверх темно-серые плотные туфолавы постепенно сменяются менее плотными светло-серыми, а затем красными туфолавами. Кверху они постепенно переходят в рыхлые желтые пористые породы, в которых черные линзы стекла сменяются линзовидными (лепешковидными в плане) включениями волокнистой пемзы; вверху порода превращается в россыпь желтой кусковой пемзы. Фьямме в туфолавах располагаются не горизон-

тально, а параллельно поверхности субстрата, по которому двигалась вулканическая эмульсия, повторяя ее изгибы.

Туфолавы обладают плохо выраженной плитчатой отдельностью; в нижней части разреза переходящей в грубостолбчатую. Центры извержения на склонах долин выражены скоплениями плотной пемзовой брекчии, заключающей многочисленные мелкие (до 15 см) вулканические бомбы из пористого серого стекла, или светлой пемзовидной туфолавы, т. е. теми же породами, которые венчают разрез туфолавового «потока». В основании кюкюртлинских туфолав обнаружена эксплозивная брекчия из обломков гранитов. Многочисленные ксенолиты в туфолавах всюду соответствуют породам той зоны, в пределах которой находится данный туфолавовый массив. Мощность покровов или «потоков» туфолав не превышает 100—200 м. Сохранившаяся длина их от центра извержения до размытого конца «потока» обычно составляет не более 1 км, и лишь в долине р. Битюк-Тюбе — почти десятка км.

Несмотря на раздробленность большинства вкрапленников плагиоклаза (андезин, олигоклаз-андезин), гиперстена и биотита, породы в целом имеют лавовый облик, обладают флюидальной текстурой и витрофировой или гиалиновой, редко сферолитовой структурой основной массы. Фьямме состоят из светло-коричневого стекла и имеют резкие, но как бы «растрепанные» края. Особенности микроструктуры пород, а также непосредственное налегание их на субстрат, переход кверху не в пепловый туф с включениями пемзы, а в пемзовидную породу и отсутствие признаков перехода в туф даже на конце относительно маломощного «потока», в 10 км от места извержения, показывают, что в Западном Приэльбрусье мы встречаемся не с игнимбритами (спекшимися туфами), а с туфолавами или пенистыми, пемзовидными лавами, которые распространялись в виде эмульсии или «пены», а не в виде лавины из газово-пирокластической смеси. Среди четвертичных вулканитов Эльбрус-Кюгенского района дацитовые туфолавы Западного Приэльбрусья выделяются повышенной щелочностью.

Самый северный вулканический центр Западного Приэльбрусья приурочен к месту пересечения субширотного разлома на границе Тырныаузской и Лабино-Малкинской зон вулкано-активным меридиональным разломом. Здесь находится плоский вулканический конус Таш-Тюбе, а к северо-западу, по долине р. Худес, выработанной в нижнеюрских отложениях, спускается длинный язык андезито-дацитовых лав. Последующая эрозия расчленила его на несколько останцов и углубилась ниже подошвы лав на 30—40 м; этим определяется принадлежность потока к низам позднего плейстоцена.

**Эльбрусский участок.** Высочайшая вершина Европы — Эльбрус (5633 м) является крупнейшим на Б. Кавказе полигенным стратовулканом, развивавшимся от начала позднего (или даже среднего?) плиоцена до голоцена. Огромный вулканический конус Эльбруса диаметром более 15 км и относительной высотой около 3 км «насажен» на самую северную часть горст-антиклинория Главного хребта и участок сочленения его с Тырныаузской шовной зоной, где эти зоны пересекаются Эльбрусским поперечным глубинным разломом север-северо-восточного простирания. Его восточное крыло в течение позднеорогенной стадии было относительно поднято примерно на 0,5 км. Зона Эльбрусского поперечного глубинного разлома, по-видимому, выражена несколькими нарушениями, ограничивающими овальную вулкано-тектоническую депрессию север-северо-восточного простирания. Важная роль в структуре фундамента Эльбруса принадлежит также широтному Кыртык-Сылтранскому разлому, проходящему в северной части горст-антиклинория Главного хребта; к нему приурочены обе вершины (дочерние вулканические конусы) Эльбруса и ряд небольших вулканчиков к востоку от него.

Большая часть вулкана скрыта под огромной ледниковой шапкой. Поэтому о его строении и истории формирования исследователи (А. П. Герасимов, С. П. Соловьев, М. В. Муратов и М. В. Гзовский, авторы этой работы и др.) вынуждены были судить по условиям залегания и взаимоотношениям разновозрастных лавовых потоков и пирокластических толщ по его периферии и по отдельным нунатакам на склонах и в вершинной зоне Эльбруса. В строении вулкана выделяются два главных комплекса — плиоценовый и антропогеновый [58, 88]. Первый, доступный изучению в виде фрагментов, выражен в основном липарито-дацитами, выполняющими вулкано-тектоническую депрессию. Второй образован дацитовыми и андезито-дацитовыми лавами и отчасти пирокластами. Они залегают периклинально, слагая большую часть склонов вулкана и оба молодых конуса, и в виде языков спускаются в долины Малки, Баксана и Битюк-Тюбе (рис. 5).

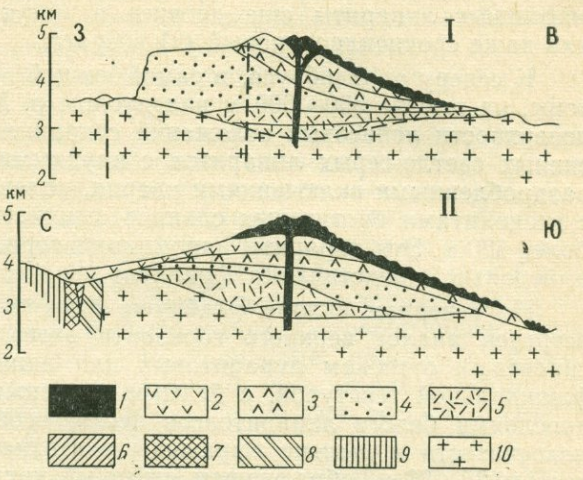



Рис. 5. Схематические профили (I — широтный, II — меридиональный) вулкана Эльбрус

Голоцен: *1* — андезито-дациты; поздний плейстоцен; *2* — андезито-дациты; средний плейстоцен; *3* — андезито-дациты; поздний плиоцен (апшерон); *4* — липарито-дациты и дациты — лавы, туфы, брекчии; акчагыл; *5* — липариты и их туфы; *6* — пермь; *7* — девон; 8 — нижний палеозой; *9* — нижний карбон — девон (?); ранний палеозой — протерозой: *10* — метаморфические породы, прорванные палеозойскими интрузиями

Плиоцен. Основание вулканической постройки слагают обнажающиеся в нескольких местах на склонах Эльбруса липаритовые, липарито-дацитовые и дацитовые лавы, туфы и туфолавы. Среди них выделяется до трех генераций. Наиболее интересный разрез изучен в районе перевала Ирик-чат. Здесь на высоте около 3,7 км на неровной поверхности позднемиоценовой (?) пестроцветной глинистой коры выветривания палеозойских гранитов и мигматитов, полого погружающейся к западу, в сторону вулкана, залегает толща конгломерато-брекчий (видимой мощностью до 20 м) из крупных полуокатанных и угловатых обломков гранитов, гнейсов, слюдяных сланцев, кварца, мелких обломков юрских глинистых сланцев (ныне в районе Эльбруса уничтоженных эрозией) и глыб массивных светлых липарито-дацитов с крупными вкрапленниками кварца и полевых шпатов, напоминающих плиоценовые липариты Кыртыкского лакколита и Тырныаузских некков (см. ниже), гальки которых присутствуют в основании Нижнечегемского покрова игнимбритов. Обломки в низах толщи цементируются липарито-дацитовым туфом, а выше по разрезу — преимущественно супесью аркозового состава. Обломки лав и туфовое вещество цемента свидетельствуют о древнейших извержениях Эльбруса. Судя по грубости и очень слабой окатанности обломочного материала, пестроте состава и отсутствию слоистости и сортировки, толща конгломерато-брекчий, возможно, имеет моренное происхождение, что дает основание предполагать существование одновременного с извержениями древнейшего на Кавказе Эльбрусского оледенения. С размывом и небольшим угловым несогласием выше горизонтально залегает останец толщи (до 12—15 м) сиренево-серых неяснополосчатых липаритовых или липарито-дацитовых

туфолав с мелкими стекловатыми фьямме, аналогичных туфолавам Верхнечегемского и игнимбритам Нижнечегемского нагорья и скорее всего принадлежащих низам позднего плиоцена (акчагылу?); во всяком случае, они древнее Чегемского апшеронского оледенения. Следовательно, заключенные в подстилающей грубообломочной толще массивные липариты еще древнее и могут иметь раннеакчагыльский или даже среднеплиоценовый (?) возраст.

К северу от Эльбруса, в самой южной части Лабино-Малкинской зоны, на высоте 500—600 м над руслом р. Малки на горе Тузлук на поверхности лейасовых отложений сохранился небольшой останец массивных светло-серых липаритов с крупными полупрозрачными, обычно раздробленными включениями кварца, полевых шпатов и реже биотита, с ксенолитами биотитовых сланцев, глинистых пород и пр. мощностью более 100 м. Эти липариты напоминают горизонт Ирик-чатского разреза и, вероятно, представляют фрагмент некогда обширного покрова.

На северном склоне Эльбруса, близ ледника Уллу-Малиендерку, встречен аналог верхнего горизонта этого разреза — толща серых с сиреневым оттенком липаритовых или липарито-дацитовых туфолав с флюидальной текстурой, с белыми и черными фьямме, с отдельными прослоями белого липаритового песка; особенно четко параллельная полосчатость и фьямме выражены в верхнем горизонте туфолав мощностью 25—30 м, образующем отвесный карниз. Толща туфолав видимой мощностью свыше 350 м налегает на неровную поверхность гранитов и полого (20—25°) наклонена в северо-западном направлении. На поверхности туфолав сохранились остатки грубообломочной толщи мощностью в несколько десятков метров, состоящей из полуокатанных валунов (до 1—2 м) и мелких обломков туфолав и массивных крупнозернистых липаритов или липарито-дацитов. Эта толща, возможно, представляет остатки морены Чегемского (апшеронского?) оледенения. Во всяком случае, судя по отсутствию обломков четвертичных эльбрусских андезито-дацитов, она не может быть моложе раннего плейстоцена.

Самое высокое стратиграфическое положение среди плиоценовых образований Эльбруса занимает очень мощная (свыше 1—1,2 км) толща дацитовых лав, лежащая на палеозойском фундаменте и выступающая в грандиозных обрывах его западного склона на высотах от 3,5 до 4,6 км. Между лавовыми покровами прослеживается ряд невыдержанных прослоев лаво- и туфобрекчий, состоящих из обломков дацитов, липарито-дацитов с обильными налетами и гнездами вулканической серы. Толща наклонена к северо-востоку, т. е. в сторону центральной части массива под углами до 25°. Она глубоко (до 1—1,5 км) прорезана четвертичными троговыми долинами Кокюртлю и Уллукам, в которые устремляются плейстоценовые лавы. Эрозионный останец дацитовых лав кокюртлинского типа, залегающих на апшеронских (?) флювиогляциальных отложениях без валунов лав, обнаружен на левом склоне долины Баксана выше устья р. Кыртык на относительной высоте около 900 м. Гальки аналогичных дацитов встречены на южном склоне Эльбруса, в устье р. Гарабаши, в морене, перекрытой среднеплейстоценовыми лавами. Они присутствуют также в верхах апшеронской баксангэсской толщи у пос. Баксангэс. Дациты Кокюртлю обладают нормальной ориентировкой вектора остаточного намагничивания и, видимо, излились после последней инверсии магнитного поля Земли, имевшей место около 700 тысяч лет назад в конце апшеронского века. Очевидно, они примерно одновозрастны лавам вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе, Верхнечегемского нагорья, лежащим на апшеронской морене. Наиболее вероятен их позднеапшеронский возраст.

Таким образом, среди плиоценовых вулканитов Эльбруса выделяются три толщи суммарной мощностью более 1,5 км. Они заметно де-

формированы и чаще всего падают в сторону центра вулканического массива, очевидно, выполняя вулкано-тектоническую депрессию (кальдеру).

Антропогеновые вулканиты отличаются от плиоценовых менее кислым андезито-дацитовым и дацитовым составом. Они в общем залегают периклинально. Среди них выделяются три генерации; судя по условиям залегания и соотношениям лавовых и пирокластических образований с элементами рельефа четвертичных долин, они относятся к среднему плейстоцену, первой половине позднего плейстоцена и голоцену. Раннеплейстоценовые эффузивы на Эльбрусе не известны.

К среднему плейстоцену относятся потоки андезито-дацитов и дацитов со столбчатой отдельностью суммарной мощностью до 600—750 м, широко распространенные на южных склонах Эльбруса, в истоках р. Баксан (Азау). Подошва их в днищах древних трогов располагается на относительных высотах 150—300 м. Местами лавы налегают на среднеплейстоценовую (?) морену, а их гальки и валуны присутствуют в среднеплейстоценовых аллювиальных и ледниковых отложениях по всей долине Баксана. Лавы представляют собой красноватые, темно-серые, почти черные, либо черно-красные породы с флюидально-полосчатой или псевдобрекчиевидной (такситовой) текстурой. Макроскопически, микроскопически и химически они весьма сходны с более молодыми лавами Эльбруса.

Ранний—верхний плейстоцен ($Q_3^1$) представлен вулканическим комплексом, распространенным на северо-западном и северо-восточном склонах Эльбруса. В основании его залегает горизонт дацитовых пемз — продукт мощного эксплозивного извержения (вероятно, в районе западной вершины Эльбруса, где возник новый кратер). Пемзы и пеплы, переносившиеся воздушным путем, покрывают многие участки северного склона вулкана и в благоприятных для их консервации условиях сохранились в ряде мест Приэльбрусья (в долинах рек Шаукол, Баксан и Чегем). По мере удаления от места взрыва уменьшается мощность пемзового горизонта (от 100—200 м на Кокюртлю до нескольких метров на Баксане и Чегеме) и размер кусков пемзы (от 10—20 см до долей сантиметра). Горизонт пемз является прекрасным стратиграфическим репером. Затем последовали выбросы бомб, лапиллей и вулканического пепла; этот пирокластический материал переотлагался лахарами у северных подножий Эльбруса, образовав в понижениях рельефа несортированные, почти неслоистые накопления мощностью до нескольких десятков метров, перекрывающие пемзовый горизонт. Извержения завершились мощными излияниями андезито-дацитов. Потоки лав устремились от западной вершины Эльбруса к северо-западу — в долину Битюк-Тюбе, к северу — в долину Кизилкола и к северо-востоку — в долину Малки, куда проник самый длинный (до 15 км) и мощный (до 300 м) лавовый язык. После этих излияний лавы и пирокластические толщи были перекрыты моренами максимальной стадии последней фазы оледенения ($Q_3^2$), а затем, после отступания ледников — глубоко прорезаны эрозией р. Малки и ее притоков, местами вскрывшей основание комплекса.

К голоцену относится ряд потоков вязких андезито-дацитовых и дацитовых лав, излившихся из района восточной вершины (где в это время возник вулканический конус правильной формы с кратерным углублением), а также из нескольких паразитных центров на восточном и северо-восточном склонах вулкана. Лавы спускались к востоку, северо-востоку и к югу — к верховьям Малки и Баксана, заполняли или перегораживали днища долин их истоков, временно подпруживая их и создавая запрудные озера (ныне спущенные). Голоценовые лавы отличаются свежестью и сохранностью первичной глыбовой поверхности. Среди них морфологически различаются несколько генераций. Все они изливались в период деградации последнего оледенения, а самые по-

следние потоки погребли под собой (у ледника Карачул на северном склоне) морены так называемой «исторической стадии» голоценового оледенения, имевшей место 2—2,5 тыс. лет назад, и затронуты лишь моренами стадии XVIII—XIX вв. Таким образом, последнее извержение происходило, вероятно, менее 2 тыс. лет назад.

В районе восточного конуса Эльбруса и седловины на высотах 5,46—5,52 км выявлено несколько фумарол с парогазовыми выделениями [72]. В составе их установлено присутствие $CO_2$, $NH_3$ и паров воды, в конденсате которых обнаружено много сульфатов. Опробованные паро-газовыделения в значительной мере разбавлены воздухом. На участках выходов фумарол в результате протаивания снега образовалась густая сеть мелких пещер, в которых t° воздуха достигает +17—18° при наружной t° —3—4°. С фумарольными участками совпадает поле поствулканически измененных пород. У подножий Эльбруса имеются многочисленные углекислые источники с температурой до 22—24° (Джилысу, Битюк-Тюбе). Следовательно, жизнь магматического очага не прекратилась, и Эльбрус нельзя считать потухшим.

Огромная локальная отрицательная гравианомалия, обнаруженная на массиве Эльбрус, свидетельствует о присутствии на весьма малых глубинах аномально легкой возмущающей массы. М. В. Авдулов (1962 г.) интерпретирует ее как столб магматического материала, заполняющего широкий вулканический канал на глубинах от 0+2 км до —9 км, который находится в стадии кристаллизации, но остается сильно нагретым и содержит большое количество водяных паров. Эта гипотеза оспаривается Н. Г. Штейнбергом (1964 г.), объясняющим эльбрусскую гравианомалию наличием кальдеры, заполненной легким (не более 2,1 г/см²) рыхлым пирокластическим материалом. Однако существование под вулканом на небольшой глубине еще не вполне остывших масс, заполняющих подводящий канал или периферическую магматическую камеру, является более чем вероятным.

Продукты извержений Эльбруса относятся к нормальному известково-щелочному ряду, причем плиоценовые эффузивы — преимущественно к более кислым (от липаритов до дацитов), а четвертичные — к менее кислым его членам (от дацитов до андезито-дацитов). От вулканитов восточной части Эльбрусской области эффузивы Эльбруса, в особенности четвертичные, отличаются слегка повышенной щелочностью. Отсутствие основных эффузивов позволяет предполагать, что питание вулкана происходило из крупного внутрикорового очага.

**Кыртык-Тызыльский участок** — поперечная вулканическая зона северо-восток — восточного простирания проходит в 15 км к востоку от Эльбрусского поперечного разлома. В Тырныаузской зоне ей отвечает поперечный разлом, по которому в палеозое и мезо-кайнозое происходили неоднократные перемещения переменного знака. В Лабино-Малкинской зоне и зоне Главного хребта она выражена трещинами растяжения в субстрате, контролирующими размещение магматических центров и положение долины р. Тызыл. К этой зоне принадлежат четыре магматических центра.

Кыртыкский лакколит или, точнее, лакколитовая залежь (по А. А. Заварицкому) представляет классический пример гипабиссального массива, вскрытого глубоким ущельем р. Кыртык от кровли до подводящего канала [76]. Он внедрился в зоне сочленения поднятия Главного хребта и Тырныаузской шовной зоны. «Шляпка» массива мощностью до 300 м и длиной 2,5—3 км приурочена к контакту между субстратом из гнейсов и кристаллических сланцев раннего палеозоя — протерозоя и приподнятой при нагнетании расплава в камеру интрузии кровлей из моноклинально залегающих пород лейаса. Выше располагаются несколько силлов, связанных с основным телом небольшими дайками. Подводящим каналом для главного тела является наклонная

субмеридиональная дайка мощностью в несколько десятков метров. Лакколит сложен однородными светло-серыми интрузивными липаритами (или гранит-порфирами) массивного сложения, с порфировой структурой. В основной массе с микрофельзитовой, реже микрогранитовой или микроаплитовой структурой, составляющей около половины объема породы, заключены крупные вкрапленники олигоклаз-андезина, а также водянопрозрачного санидина, кварца и биотита. Эндо- и экзоконтактовые изменения пород ничтожны и зона их очень узка (20—25 см). Лакколит, несомненно, внедрился в самые приповерхностные горизонты земной коры. Сходство состава, облика его пород и структурного положения с породами тырныаузских некков позволяет предполагать их одновозрастность и относить их к началу позднего плиоцена. По данным К-Ar-метода абсолютный возраст кыртыкских гранит-порфиров составляет 2,0—2,15 млн. лет [10]. Их стратиграфическим аналогом служит, по-видимому, нижняя липаритовая толща Эльбруса.

Два вулканических центра известны в южной части Лабино-Малкинской зоны, в бассейне р. Тызыл. У устья р. Ташлысырт находится маломощный поток вязких флюидальных андезито-дацитовых лав и лавобрекчий эльбрусского типа. Центр излияния выражен пологим лавовым вздутием. Лавы спускаются в древнюю долину, углубленную относительно уровня водораздельной бичесынской поверхности не более чем на 100—200 м.

Несколько севернее, у впадения в Тызыл левого притока — р. Кинжал породы юры прорывает дайка северо-восточного простирания, служащая подводящим каналом для длинного (более 20 км) «языка» пористых андезито-базальтовых лав со столбчатой отдельностью, сохранившегося в виде нескольких останцов. Близ центра излияния он состоит из 10 потоков, разделенных прослоями шлаков, вулканических бомб и лапилли общей мощностью до 200 м. Подошва обоих лавовых «языков» лежит на относительных высотах порядка 250 м, что в долине небольшой реки, как Тызыл, на северном склоне Скалистого хребта может указывать на позднеплиоценовый возраст излияний.

Цепь среднеплейстоценовых (?) вулканов Кыртык-Сылтранского водораздела приурочена к пересечению одноименного широтного разлома, разделяющего блоки кристаллического фундамента зоны Главного хребта и уходящего на западе под лавы Эльбруса, с Кыртыкской поперечной зоной. Эта цепь состоит из пяти небольших сильно разрушенных, слившихся основаниями моногенных лавовых вулканчиков. Лавы представлены малиново-красными и серыми андезито-дацитами и дацитами, сходными с четвертичными лавами Эльбруса. Лавовые потоки спускаются к югу — в долину р. Сылтрансу и к северу — в долину р. Кыртык, где ложатся на относительной высоте около 300 м на древнюю морену, не содержащую валунов лав.

**Тырныаузский участок** проявлений новейшего магматизма приурочен к наиболее приподнятому в конце альпийского цикла поперечному отрезку Тырныаузской шовной зоны. Средне- и верхнепалеозойские отложения сохранились всего лишь в виде узких тектонических клиньев между выступами кристаллических сланцев, гнейсов и палеозойских гранитов. В альпийском цикле восточная часть Тырныаузской зоны была выдвинута в виде горста, ограниченного с севера и юга узкими приразломными синклиналями, выполненными лейасом. Тырныаузский выступ шовной зоны в позднеорогенной стадии причленился к зоне Главного хребта и вместе с ней испытывал воздымание, заметно превосходившее поднятие смежного участка Лабино-Малкинской зоны. Ранние проявления позднеальпийского магматизма представлены здесь комплексом лейкократовых гранитоидов и так называемым Эльджуртинским штоком порфировидных анортоклазовых биотитовых гранитов; с ними генетически связано крупнейшее вольфрамо-молибденовое месторожде-

ние, локализованное в скарнированных среднепалеозойских известняках. Более поздние магматические проявления выражены тремя крупными некками и многочисленными преимущественно субширотными дайками, секущими Эльджуртинский массив. Некки расположены на субмеридиональной линии, ограничивающей с запада Тырныаузский поперечный выступ и Эльджуртинский массив. Они сложены серыми массивными породами ряда липарито-дацит — липарит с порфировой структурой и полнокристаллической, микрофельзитовой или микрогранитовой структурой основной массы, с крупными вкрапленниками олигоклаз-андезина, санидина, кварца, а также биотита, сходными с породами Кыртыкского лакколита и обломками липарито-дацитов из нижней толщи Ирик-чата. Некки поднимаются до абсолютной высоты около 3 км (почти 2 км над руслом Баксана). В 10 км северо-восточнее на обоих склонах долины Баксана на относительных высотах 0,8—0,9 км (абс. отметки 1,9—2 км) сохранились останцы потока массивных липаритов (сходных с породами из некков и даек Тырныауза и липаритами горы Тузлук), стекавшего по долине пра-Баксана от вулкана, «корнями» которого являются некки Тырныауза.

Возраст баксанских липаритов и липарито-дацитов на основании их залегания на уровне днищ плиоценовых долин, очень слабо врезанных в бичесынскую поверхность и присутствия их галек в конгломератах, подстилающих нижнечегемский липаритовый покров, определяется как начало позднего (или самый конец среднего ?) плиоцена. Для липаритовых даек Тырныауза получены цифры абсолютного возраста 2,5—3 млн. лет [16] и даже 1,8—1,9 млн. лет [10]. Расхождения датировок, видимо, свидетельствуют о длительности развития Тырныаузского магматического очага и становления Эльджуртинского массива и преемственной связи между ними и последующим извержением липаритов. Внедрение Эльджуртинских гранитов, вероятно, происходило одновременно с выдвиганием Тырныаузского поперечного выступа, т. е. это был единый сложный тектоно-магматический процесс. Господство в Тырныаузском комплексе кислых пород гранитоидного состава позволяет связывать его образование с очагом плавления в «гранитно-метаморфическом слое», по-видимому, формировавшемся в процессе дифференциального выдвигания Тырныаузского выступа по «рельсам» продольных глубинных разломов и ряду поперечных нарушений.

**Верхнечегемский участок** расположен в восточной части Эльбрус-Кюгенского района. По структурному положению, площади, объему продуктов извержений и мощному развитию вулканизма в течение позднеплиоценовой фазы он весьма напоминает Эльбрус. Однако четвертичный вулканизм в Верхнечегемском массиве проявился весьма слабо. Подобно Эльбрусу, он приурочен к северному участку горст-антиклинория Главного хребта, рассеченному зоной крупного поперечного разлома. Чегемский разлом отделяет высоко приподнятый западный Эльбрус-Чегемский блок от относительно сильно опущенного, перекрытого юрой Восточно-Балкарского, а также пересекает Тырныаузскую шовную зону и южную часть Лабино-Малкинской, где он выражен в виде пучка субмеридиональных сбросов. В северной части горст-антиклинория Главного хребта зона Чегемского глубинного разлома проявляется в виде нескольких крупных поперечных сбросов, создающих в кристаллическом фундаменте ступенчатый грабен север-северо-восточного простирания; в чехле из юрских отложений и плиоценового вулканического комплекса он превращается в поперечную брахиморфную грабен-синклиналь. В рельефе Верхнечегемский массив представляет нагорье площадью около 150 км$^2$ и высотой до 3,5—3,8 км, занимающее водораздел между верховьями рек Кестанты, Чегема и его истока Башиль — Аузусу. Первоначально ровное вулканическое плато впоследствии подверглось глубокому эрозионно-гляциальному расчле-

нению и обрывается во все стороны очень крутыми, местами почти отвесными труднодоступными склонами относительной высотой до 2 км. Небольшие останцы плиоценовых липаритов сохранились в правобережье Чегема и Башиль — Аузусу. Строение Верхнечегемского нагорья изучалось С. П. Соловьевым (1938) и Ю. П. Масуренковым (1957, 1961). Детальное картирование позволило уточнить разрез, структуру и историю формирования этого вулканического массива [87] — рис. 6.

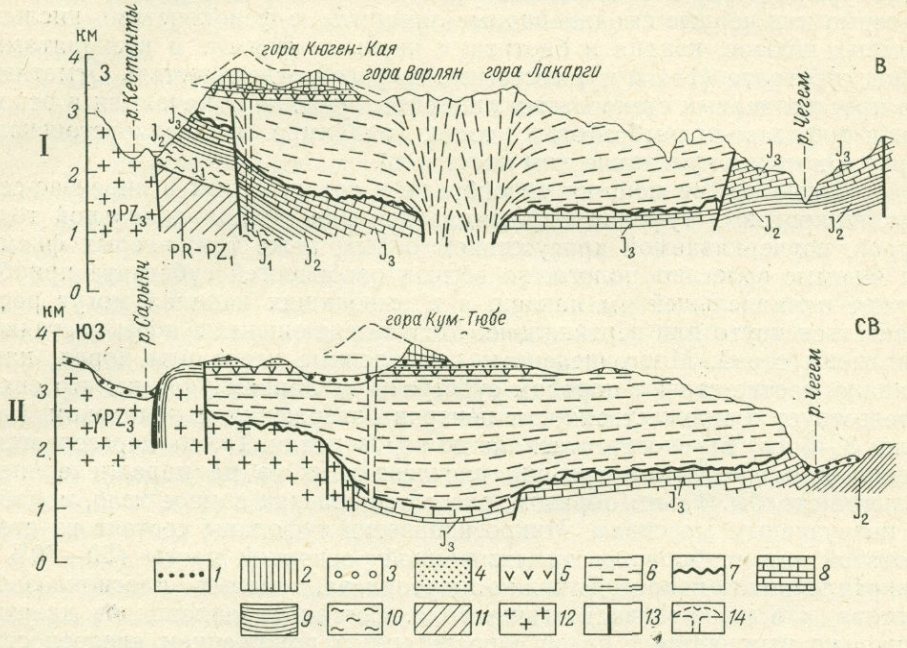



Рис. 6. Схематические профили Верхнечегемского нагорья (I и II)

*1* — верхний плейстоцен — ледниковые отложения; *2* — конец плиоцена (андезитовые лавы); *3—7* — верхний плиоцен [*3* — морены, *4* — дацитовые туфы, *5* — липарито-дацитовые игнимбриты, *6* — липаритовые полосчатые туфолавы, *7* — стекловатые липариты основания толщи]; *8* — верхняя юра; *9* — средняя юра; *10* — нижняя юра; *11* — протерозой — ранний палеозой; *12* — позднепалеозойские граниты; *13* — разломы; *14* — первоначальный контур андезитового вулкана

Конец среднего (?) — поздний плиоцен. Основание разреза слагает нижний туфовый горизонт. Он обнажается лишь на южной центриклинали впадины — на горе Гихи и у ригеля Башиль — и приурочен к относительно узкому эрозионно-тектоническому понижению север-северо-восточного простирания (долина пра-Чегема), совпадающему с осевой зоной Верхнечегемской впадины. Он залегает на палеозойских гранитах и представлен розовыми и серыми плотными витрокристаллокластическими андезито-дацитовыми туфами с включениями пемзы, с неясной грубой слоистостью (100—120 м). В нижней части горизонта присутствуют линзы и гнезда из галек и валунов (до 0,5 м) палеозойских гранитов, кристаллических сланцев и кварца, сцементированных туфом с примесью песчаного аркозового материала. Галечно-валунный материал, видимо, накапливался в русле потока, текшего с юго-запада на северо-восток (пра-Чегем) и постепенно засыпáвшегося пирокластикой.

На описанных выше туфах или непосредственно на породах палеозоя или мезозоя лежит мощная толща липаритовых туфолав, состоящая из нескольких горизонтов.

1. В ее основании прослеживается маломощный (2—10 м) горизонт черных смоляновидных или стекловатых липаритов. Он присутствует даже там, где контакт липаритов с субстратом проходит по зонам сингенетичных сбросовых нарушений и, очевидно, не имеет определенного

стратиграфического значения, а представляет скорее приконтактовую «фацию», связанную с быстрым охлаждением туфолав при их соприкосновении с холодным субстратом (появление на некоторых периферических участках массива аналогичного горизонта в средней части толщи, по-видимому говорит о пульсирующей силе извержения). Основание горизонта (до 1—3 м) слагают рыхлые, пористые белые или светло-серые липариты со следами первичной кластической (туфовой) структуры. Кверху они становятся плотнее и быстро переходят в темно-серые или черные смоляновидные липариты, с фенокристами кислых полевых шпатов, кварца и биотита, с черными фьямме и ксенолитами пород субстрата (1—10 м), местами с шаровой отдельностью. Отметим, что прослои черных стекловатых липаритов нередко отмечаются в основании туфолаво-игнимбритовых толщ, например в Йеллоустонском парке, Охотском вулканическом поясе и пр.

2. Выше лежит мощная однообразная толща серых и сиренево-серых липаритовых туфолав с флюидальной или планпараллельной текстурой, подчеркиваемой присутствием белых, реже темно-серых фьямме. Фьямме залегают полого, но вблизи неровностей субстрата приобретают параллельный им наклон, а в выводящих каналах могут располагаться круто или вертикально. Мелкие сплющенные поры частично заполнены серой. Многочисленные оплавленные ксенолиты пород, как правило, соответствуют породам субстрата на данном участке, что свидетельствует о множественности центров извержения и недалеком (не более 3—4 км) переносе материала по горизонтали. Толща пересекается несколькими системами трещин, расчленяющих ее на параллелепипедальные столбы. Таким образом, она остывала как единое тело, подобно интрузивным массивам. Микроскопически туфолавы состоят из стекловатой или слабораскристаллизованной основной массы (50—70%) и вкрапленников кварца, санидин-анортоклаза, кислых плагиоклазов, биотита, а в верхней части гиперстена. Состав вкрапленников кверху несколько изменяется в связи с постепенным понижением кислотности пород от типичных липаритов до липарито-дацитов. Мощность толщи максимальна (не менее 1,5—2 км) в осевой зоне Верхнечегемской впадины, а на ее крыльях резко сокращается за счет выклинивания нижних и трансгрессивного налегания на субстрат все более верхних горизонтов. Отсутствие четких признаков кластической микроструктуры пород и фациальных переходов в более рыхлые, туфовые разности, характер отдельности, а также строение центров извержения (см. ниже) позволяют рассматривать толщу как продукт единого (хотя и пульсирующей интенсивности) катастрофического извержения исключительно подвижного, пенистого, но в принципе лавового, а не пирокластического материала и называть слагающие ее породы туфолавами (игниспумитами).

3. Серые туфолавы вверх постепенно сменяются темно-серыми и сиреневыми отчетливо полосчатыми разностями, а еще выше красными и розовыми, плотными липарито-дацитовыми игнимбритами с многочисленными фьямме, состоящими из черного стекла, с включениями белой пемзы и ксенолитами гранитов (размером иногда до 0,5—1 м), кристаллических сланцев и пород юры. Под микроскопом основная масса имеет характер агрегата из спекшихся, нередко остроугольных обломков стекла; вкрапленники кварца, полевых шпатов, биотита также имеют кластический характер. Наибольшей мощности (до 250 м) красные игнимбриты достигают в западной части нагорья, в районе «купола Водораздельного», где они непосредственно ложатся на палеозойский субстрат; очевидно, поблизости находился центр извержения. К востоку мощность уменьшается до 100 м и менее, а плотные красные игнимбриты замещаются более рыхлыми темно-серыми разностями. Признаки кластической микроструктуры пород, быстрые переходы по разрезу

и простиранию в рыхлые туфовые разности, сопровождающиеся сильным уменьшением мощности — резко отличают описываемый горизонт и позволяют рассматривать его как игнимбритовый.

4. Вверх игнимбриты постепенно сменяются светло-серыми, желтыми или розовыми рыхлыми, неслоистыми витрокристаллокластическими дацитовыми туфами мощностью до 50—80 м, с многочисленными включениями волокнистой пемзы, а также лапиллями и округлыми шарообразными стяжениями (1—20 см) того же состава, что и туф, но более плотными. В центре крупных шаров имеются пустоты, частично заполненные серой.

5. Выше залегают рыхлые туфопесчаники и туфоалевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью, с прослойками пемзового гравия. Этот маломощный (5—10 м), но весьма выдержанный на площади горизонт, очевидно, накопился в период затухания вулканической деятельности в мелководном озерном водоеме, возникшем на слабо вогнутой (вследствие проседания впадины) поверхности вулканического плато.

Извержения, образовавшие описанную вулканическую толщу общей мощностью до 2—2,5 км и первоначальным объемом более 300 км$^3$, представляли единый, непрерывный, но весьма сложный процесс: мощное извержение туфолав сменилось извержениями игнимбритов, а затем — рыхлой пирокластики. Изменялся и состав продуктов. Наиболее кислым составом, по Ю. П. Масуренкову (1961), отличаются черные смоляновидные липариты базального горизонта (75% $SiO_2$), далее следуют доминирующие в разрезе серые липаритовые туфолавы основной толщи (72%), липарито-дацитовые игнимбриты (69%) и, наконец, дацитовые туфы (67% $SiO_2$).

В пределах нагорья обнаружено большое число различных действовавших разновременно центров извержений. Два центра в ущ. Джунгусу и на так называемом «ригеле Башиль» приурочены к осевой зоне массива и действовали в начале извержения, поставляя материал для нижней части липаритовой толщи. В них полосчатость и фьямме расположены почти вертикально и веерообразно расходятся кверху. Канал северного центра извержения (Джунгусу) вытянут субмеридионально, а южного — широтно.

Центр извержения в верховьях р. Сырынсу на западном краю нагорья, питавший материалом верхнюю часть липаритовой толщи, представляет почти вертикальную меридиональную дайку мощностью до 150—200 м, прорывающую палеозойские граниты. Она прослеживается более чем на 2 км и сложена из чередующихся, параллельных контактам «слоев» или полос черных и темно-серых смоляновидных (обсидианоподобных) липаритов, серых липаритов с сильно расплющенными и вытянутыми белыми линзовидными включениями и серых тонкополосчатых липаритов, связанных со слоями 1 и 2 типа рядом переходов. Полосчатость обусловлена наличием тончайших (1—3 мм) более или менее выдержанных или линзовидных прослоев и подчеркивается прекрасно выраженной пластовой отдельностью. По минеральному и химическому составу, структурным особенностям и внешнему облику породы дайки сходны с породами липаритовой толщи и вместе с тем имеют, несомненно, лавовую природу. Обнаженный восточный контакт дайки с палеозойскими гранитами несет следы сингенетических подвижек в виде зоны брекчий из обломков гранитов и липаритов, сцементированных липаритовым веществом. Кверху зона брекчий выклинивается, и с субстратом непосредственно контактирует слой черных смоляновидных липаритов мощностью в несколько метров, за которым следуют полосчатые липариты. На высоте 300—400 м над дном долины контакт резко выполаживается, и приконтактовый слой черных липаритов превращается в базальный горизонт мощного липаритового покрова, ложа-

щегося на почти горизонтальную эрозионную поверхность гранитов. При переходе к пологому залеганию мощности слоев возрастают, а тончайшие белые полоски разрываются на отдельные линзы, сперва сильно сплющенные, а затем все более короткие и раздутые. По-видимому, расслоение липаритов на полоски (струи), различающиеся по содержанию летучих, существует уже в канале извержения, а при переходе от последнего (дайки) к покрову, в связи с падением давления, происходит как бы вспучивание слойков, более богатых летучими, сопровождаемое разрывом сплошности и превращением их в белые линзы. Процесс вспенивания, однако, приостанавливался вследствие огромной нагрузки следующих порций извергаемой туфолавы. В результате сингенетического проседания она не могла распространяться далеко за пределы вулкано-тектонической чаши и образовывала толщу огромной мощности. Однако наличие прослоек, обогащенных летучими, по-видимому, придавало туфолавам высокую подвижность, обеспечивая ламинарное течение материала. Приведенные данные подтверждают вывод о туфолавовой природе основной липаритовой толщи.

Подводящие каналы извержений, образовавших горизонт рыхлых пемзовых туфов, представляют собой многочисленные вертикальные дайки мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, сложенные розовыми, белыми и желтыми «эксплозивными» пемзовыми туфами, сходными с таковыми туфового горизонта. Очевидно, в период пемзово-туфовых выбросов в близповерхностных магматических камерах несколько понижалось давление, что приводило к бурному вскипанию богатого газами и парами расплава внутри камер и прорыву газово-пирокластической смеси на поверхность сквозь раскрывшиеся трещины, которые в результате заполнения их пирокластикой превратились в «туфовые дайки».

Самые ранние из выводных каналов располагались в осевой зоне массива. По мере расширения вулкано-тектонической депрессии активные каналы смещались в стороны ее крыльев, главным образом западного, где магма могла использовать при своем подъеме полости новых, последовательно оживавших разрывов, и не должна была пробивать мощную «подушку» из ранее накопившихся туфолав. Новые порции магматического материала, поднимавшегося в осевой зоне депрессии, уже не могли преодолеть сопротивление 2-километровой толщи туфолав и застывали в виде субвулканических или гипабиссальных тел типа штоков. Один из них был обнаружен Ю. П. Масуренковым в осевой зоне Верхнечегемской впадины в истоках р. Джунгусу. Апикальная часть его лишь на несколько сотен метров не достигла кровли вулканической толщи. Массив связан постепенными переходами с вмещающими туфолавами (так называемая интрузия внедрилась в еще не остывшую, близкую по составу среду), но его внутренняя часть сложена гранодиорит-порфирами — серыми порфировидными пористыми породами с нацело раскристаллизованной основной массой, обладающей фельзитовой и гипидиоморфнозернистой структурой, с вкрапленниками кислых плагиоклазов, санидин-анортоклаза, кварца, биотита, реже пироксена и роговой обманки. Химически они сходны с липарито-дацитовыми игнимбритами верхней части эффузивного комплекса, что позволяет предполагать одновременность их формирования. Этот шток и более мелкие выходы гранодиорит-порфиров, возможно, являются апофизами более крупного интрузивного тела, еще не вскрытого эрозией.

Определения возраста гранодиорит-порфиров Джунгусу К-Ar-методом показали 2,6±0,2 млн. лет [10], а для разных горизонтов вмещающей липаритовой толщи получены цифры от 2,5 до 3,05±0,2 млн. лет. Стратиграфически она, очевидно, соответствует липаритовым игнимбритам Нижнего Чегема и Эльбруса и принадлежит самым верхам

среднего или низам верхнего плиоцена (акчагылу). Свойственная верхне- и нижнечегемским липаритам нормальная ориентировка вектора остаточного намагничивания, возможно, говорит о их принадлежности к «предакчагыльской» палеомагнитной зоне (2,9—2,5 млн. лет).

Конец позднего плиоцена. Липаритовый комплекс на высоте около 3,5 км (2 км над руслом р. Чегем) со слабым размывом перекрывается моренной толщей (около 50 м), уцелевшей лишь на некоторых водораздельных гребнях. Она принадлежит одному из древнейших на Кавказе Чегемскому (апшеронскому) покровному оледенению. На размытую неровную поверхность моренной толщи или подстилающего вулканического комплекса ложатся дацитовые, а выше — преимущественно андезитовые лавы. Они образуют несколько потоков, разделенных горизонтами шлаков и лавобрекчий, общей мощностью до 200—300 м, принадлежащих сильно разрушенным вулканам Кюген-Кая и Кум-Тюбе. Среди андезитов различаются серые, черные, а также красно-черные полосчатые и пятнистые (такситовые) разновидности. По возрасту они относятся к апшерону, так как гальки подобных пород впервые появляются в верхах баксангэсской свиты (см. выше), а останец андезитового потока, спускавшегося с Верхнечегемского нагорья в небольшую долину р. Кестанты, залегает на относительной высоте 400—500 м на уровне, слабо врезанном в средне-позднеплиоценовую бичесынскую денудационную поверхность. Палеомагнитное исследование андезитов Кум-Тюбе показало неустойчивость направления вектора остаточного намагничивания. Время их излияния, возможно, совпадало с последней инверсией магнитного поля, имевшей место 700 тыс. лет, в конце апшерона.

Поздний плейстоцен. После извержения вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе магматическая деятельность на большей части Верхнечегемского нагорья прекращается. Несомненно четвертичные вулканические образования установлены лишь на самой южной его периферии. В низовьях долин двух правых безымянных притоков р. Гарааузусу в 3 км от ее устья обнаружена толща андезито-дацитовых туфов мощностью до 80—100 м, заполняющая трог ранне-верхнеплейстоценового возраста ($Q_3^1$). Светло-серые и сиренево-серые витрокристаллокластические туфы содержат многочисленные мелкие включения белой пемзы, угловатые обломки и глыбы подстилающих кристаллических сланцев (до 0,5—1 м), а в верхней части толщи в отдельных прослоях — также обломки плотных дацитов. Толща обладает грубой, а местами четкой слоистостью; она параллельна склонам троговой долины, но в верхах толщи постепенно выполаживается. Это свидетельствует о воздушном переносе пирокластического материала и облекании им неровностей субстрата. Толща туфов прорывается эксплозивными дайками — ветвящимися столбообразными телами с отдельными слепыми апофизами. Дайки сложены брекчией из угловатых обломков кристаллических сланцев и амфиболитов (от нескольких миллиметров до 1 м), заключенных в андезито-дацитовом туфе с включениями пемзы, петрографически сходном с прорываемыми им слоистыми туфами. В структурном отношении они отличаются от позднеплиоценовых эксплозивных даек лишь обогащенностью ксенолитами пород субстрата. Происхождение эксплозивно-брекчиевых даек, по-видимому, было связано с извержением газово-пирокластической смеси, образовавшейся при понижении давления и взрыве в близповерхностной магматической камере. Большая часть смеси вместе с захваченными сгустками лавового материала и обломками пород, слагающих стенки магматической камеры и ее кровлю, вырывалась на поверхность по раскрывшимся в момент взрыва трещинам, часть же устремлялась в слепые трещины, также расширенные напором газов и паров. При последующем понижении давления газов стенки трещин спадали и оказывались заполненными распы-

ленным магматическим материалом и обломками древних пород. Толща андезито-дацитовых туфов с размывом перекрывается флювиогляциальными и моренными накоплениями первой фазы позднеплейстоценового оледенения ($Q_3^1$). Таким образом, эти эксплозивные извержения совпадают с возобновлением эксплозивных извержений в Нижнечегемском районе, а также мощными эксплозивными извержениями на Эльбрусе и Западном Приэльбрусье.

Менее уверенно намечается более молодое ($Q_3^2$—$Q_4$) извержение. Непосредственно западнее описанного участка дно долины р. Гарааузусу перегорожено нагромождениями дацитовых туфов и туфобрекчий. Местами в разрезе этого вала в туфах наблюдается грубая слоистость и линзовидные включения мелкого галечника и гравия из обломков палеозойских пород. Эта преграда создана либо эксплозивным извержением (уже после отступания ледника), либо обвалом левого склона долины.

В тектоническом отношении Верхнечегемское нагорье представляет обширную поперечную грабен-брахисинклиналь с осью север-северо-восточного направления, шириной 8—10 км и длиной 15 км, выполненную юрой и несогласно залегающей толщей плиоценовых липаритовых туфов (до 2—2,5 км), которая на крыльях впадины ложится непосредственно на палеозойский фундамент. Фиксируются две фазы формирования впадины — доплиоценовая и плиоценовая. В ней можно выделить четыре поперечных ступени. В южной, относительно приподнятой ступени липариты ложатся непосредственно на палеозой. Вторая с юга наиболее глубоко опущенная поперечная ступень расположена на западном продолжении Тюбенельской грабен-синклинали, выполненной мощными осадочными толщами лейаса — аалена и осадочно-вулканогенными — байоса. В следующей, более приподнятой ступени плиоцен также подстилается юрскими отложениями, но их разрез значительно сокращен. Она отделяется от прилегающих к ней с севера и северо-востока сложенных палеозоем поднятий системой дугообразных сбросов. В самой северной, еще более приподнятой поперечной ступени липариты ложатся на палеозой (горы Ийре, Коджихо и др.), как бы «запечатывая» эти разломы. Вдоль оси Верхнечегемской впадины проходит зона основного субмеридионального шва Чегемского глубинного разлома. В начале извержений эта зона являлась главным каналом истечения липаритовой магмы, что прекрасно видно по вертикальной субмеридиональной ориентировке полосчатой текстуры туфолав в верховьях р. Джунгусу. На северной периферии впадины, в районе горы Ийре, вдоль этого разлома в верхнем плиоцене образовалась крутая флексура с относительно поднятым на несколько сотен метров западным крылом. В зоне этого же разлома в конце извержения липаритов внедрилось штокообразное тело гранодиорит-порфиров. На юге нагорья, в районе горы Гихи, к зоне осевого шва приурочена узкая меридиональная коробчатая синклиналь в липаритовой толще, круто погружающаяся к северу. С запада Верхнечегемская впадина ограничена несколькими субмеридиональными ступенчатыми разломами, служившими каналами извержения липаритовой магмы на более поздних стадиях вулканического процесса.

Разрез каждого более западного блока начинается со все более высоких горизонтов липаритового комплекса, а на самом западном отложилась лишь венчающая его пачка игнимбритов. Аналогичная картина наблюдается и на восточной периферии впадины. Таким образом, в начале извержения использовался осевой меридиональный Чегемский разлом, в зоне которого начались тектоно-вулканические проседания. В дальнейшем оживлялись меридиональные разломы, расположенные к западу и к востоку от осевого, и в опускание последовательно вовле-

кались все новые блоки; в процессе одновременных подвижек по субширотным разломам сильнее всего проседал средний участок впадины. В результате и в продольном и в поперечном сечении структура фундамента и нижней части липаритовой толщи приобрела форму ступенчатого грабена, переходящего в ее верхних горизонтах во все более пологую брахисинклиналь: в низах ее нередко наблюдаются наклоны до 20—30°, а в верхах они уменьшаются до 2—3°. Бóльшая часть разломов фундамента проявляется лишь в низах липаритовой толщи, а выше переходит во флексуры и затухает. Последние подвижки и приоткрытие разломов имели место в самом конце плиоцена, во время излияния андезитов вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе, жерла которых приурочены к пересечению продольных и поперечных разломов фундамента. Один из разломов на западном крыле впадины смещает андезитовые лавы Кюген-Кая и, может быть, имеет уже четвертичный возраст. Таким образом, Верхнечегемская вулкано-тектоническая депрессия формировалась одновременно с процессом извержения. По-видимому, под ней в позднем плиоцене образовался очень неглубокий периферический магматический очаг. В верхней его части магма имела липаритовый состав, а в низах его обособлялись менее кислые дифференциаты, выделявшиеся на последней стадии извержения. Опорожнение очага сопровождалось почти одновременным проседанием его маломощной и механически непрочной кровли. Давление в периферической камере в процессе извержения понижалось, о чем говорит «вскипание» расплава и образование газово-пирокластической смеси в конечную фазу извержений. Позднее, во время андезито-дацитовых излияний магма, по-видимому, поступала уже из более глубокого очага.

Магматические породы Верхнего Чегема относятся к нормальной известково-щелочной серии. Среди них на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого явно выделяются два обособленных скопления фигуративных точек, не связанных переходными разностями. Одно из них, представленное туфолавовой толщей и связанными с ней интрузиями, относится к породам ряда дацит — липарит. Другое скопление, отвечающее породам андезитового и андезито-дацитового состава, выражено самыми ранними плиоценовыми туфами горы Гихи и наиболее поздними плиоценовыми (андезиты Кюген-Кая, Кум-Тюбе) и плейстоценовыми вулканитами. Обособление этих групп пород, возможно, связано с существованием двух этажей магматических очагов в земной коре данного участка.

**Сурх-Крандухский участок** — самый восточный в Эльбрусско-Кюгенском районе. Сильно смятые палеозойские и нижне-среднеюрские образования Тырныаузской шовной зоны, разбитые рядом сближенных продольных разломов, к востоку от Чегемского поперечного разлома резко погружаются под несогласно залегающий чехол верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Слагаемая ими пологая моноклиналь в междуречье Чегема и Черека осложнена несколькими продольными асимметричными складками и флексурами, а также поперечными крутыми флексурами. Эти надразломные нарушения, возникшие на погребенном продолжении Тырныаузского шва, по-видимому, имеют позднеплиоценовый возраст. Центры новейших извержений — вулканы Сурх и Крандух строго приурочены к участкам пересечения северного крыла надразломной Хумиланской синклинали крутыми поперечными флексурами и разрывами. Молодые вулканиты представлены необычными для Эльбрусской области образованиями — андезито-базальтовыми лавами и пирокластолитами. На горах Сурх, Западный и Восточный Крандух сохранились фрагменты двух плиоценовых стратовулканов, а севернее, на восточных склонах горы Шаухна уцелели обрывки их лавовых потоков, спускавшихся по древним долинам к северо-востоку.

В основании разреза на горах Крандух и Шаухна (на относитель-

ной высоте 0,7—0,8 км над руслами рек) на субстрате из нижнемеловых пород залегают аллювиальные галечники и конгломераты (10—25 м), перекрытые толщей красных и черных туфов, бомб, шлаков и агломератов (50 м), свидетельствующей о начальной эксплозивной фазе извержения. Выше на склонах вулканов периклинально залегают многочисленные лавовые потоки темно-серых пористых андезито-базальтов, разделенные горизонтами шлаков и агломератных лав (до 300 м). Присутствие в андезито-базальтах среди фенокристов, наряду с плагиоклазом (битовнитом), пироксеном и оливином оплавленных зерен кварца связано с контаминацией основной магмы за счет более кислых кварцсодержащих пород. Вскрытый эрозией некк вулкана Крандух сложен эруптивной брекчией из остроугольных обломков и глыб (до 1—1,5 м) пористых андезито-базальтовых лав и шлаков в рыхлой красной туфовой массе.

На размытой поверхности андезито-базальтов на склоне горы Шаухна залегают позднеплиоценовые игнимбриты Нижнечегемского покрова, а у подножия вулкана Крандух — аллювиальные галечники и озерные глины (около 20 м), в свою очередь перекрытые мореной апшеронского полупокровного оледенения, состоящей из полуокатанных глыб и валунов андезито-базальтов, липаритовых игнимбритов, изредка гранитов и известняков (до 30—50 м). Таким образом, андезито-базальты гор Сурх и Крандух — древнее липаритовых игнимбритов Нижнего Чегема и, вероятно, также туфолав Верхнего Чегема: по-видимому, их следует относить к концу среднего — началу позднего плиоцена. Однако, судя по стратиграфическому распределению галек неовулканических пород в разрезе плиоценовых отложений долины р. Черек (Урвань), излиянию андезито-базальтов предшествовали еще более ранние извержения дацитов.

Андезито-базальтовые лавы Сурха и Крандуха резко отличаются по составу от подавляющей части вулканитов Эльбрусской области и сходны лишь с андезито-базальтовыми лавами Кинжальского потока (также плиоценовыми). Постепенные переходы между андезито-базальтами и кислыми вулканитами отсутствуют. Образование андезито-базальтовой магмы, по-видимому, было связано с более глубокими очагами, чем очаги, дававшие кислую дацитовую или липаритовую магму. Основная магма выводилась на поверхность по зонам очень глубоких разломов (Тырныаузский шов) и трещин через вышележащий «гранитно-метаморфический слой». Следовательно, на соседних участках Эльбрусской области, отличавшихся по градиенту вертикальных движений и тепловому режиму, магматические очаги образовывались, вероятно, на разных глубинах.

Сложность и разнообразие фаций молодых магматических образований и их состава, свойственные Эльбрус-Кюгенскому району, по-видимому, в определенной мере отражают гетерогенность его тектонического строения и глубинной структуры земной коры и большой размах и дифференцированность новейших движений в пределах отдельных его участков. Центры продолжительных, многократных извержений кислых вулканических продуктов, в том числе туфолаво-игнимбритовых, приурочены к участкам наиболее резко дифференцированных новейших движений с большими градиентами и амплитудами. Очевидно, наиболее подвижные в новейшее время участки земной коры характеризовались наибольшей проницаемостью, наиболее высоким потоком тепла и летучих, и в их пределах очаги плавления могли возникать на наименьших глубинах, длительно сохраняться или регенерироваться (например, Эльбрусский и Верхнечегемский участки). На участках же, где дифференцированные подвижки отличались меньшими градиентами и проявлялись эпизодически, — происходили однократные (моногенные) извержения; вулканические центры здесь были связаны с очагами плавле-

ния, возникавшими на разных (но, как правило, бóльших глубинах) и питались в одних случаях магмой умеренно кислого, в других — основного состава.

---

В истории позднеорогенного вулканизма Эльбрусской области выделяются три основные фазы усиления вулканической активности. В каждой из них различается несколько подфаз. Первая фаза проявилась только в Минераловодском районе, вторая — в Нижнечегемском и Эльбрус-Кюгенском, а третья — в основном в последнем. В целом во времени намечается общее смещение ареала вулканизма к югу. Максимальная вспышка вулканизма падает на вторую фазу ($N_{2-3}$), особенно на ее среднюю подфазу, когда произошли грандиозные извержения липаритовых игнимбритов (Нижний Чегем) и туфолав (Верхний Чегем, Эльбрус); объем их (порядка 1000 км$^3$) был много больше, чем за все предшествующее и последующее время. В антропогеновой фазе наиболее мощная вспышка вулканизма на тех же участках произошла в начале позднего плейстоцена. Каждая новая фаза знаменовала качественно новый период в истории вулканизма, поскольку от фазы к фазе менялся ареал зоны вулканической активности, ее характер и состав продуктов.

Во всей Эльбрусской области эволюция состава продуктов от фазы к фазе проходила в антидромном направлении — от более кислых (близких к гранитам или липаритам) магматических образований в первую и вторую фазы к менее кислым (близким к дацитам и андезито-дацитам) в конце второй и третьей фазе. Внутри позднеплиоценовой и четвертичной фаз эволюция состава продуктов протекает более сложно. Наиболее кислые продукты принадлежат к их средним подфазам, отличающимся максимальной силой и распространенностью проявлений вулканизма; к этим подфазам приурочены туфолаво-игнимбритовые извержения, связанные с существованием близповерхностных магматических камер. Видимо, эти моменты характеризовались усилением теплового потока, повышением проницаемости коры для летучих, присутствие которых понижает t° плавления пород и способствует возникновению очагов плавления, т. е. магматических камер на наименьших глубинах, а также наиболее интенсивными деформациями коры, возрастанием скорости и дифференцированности восходящих движений.

По мере движения к югу — от Минераловодского района к Эльбрус-Кюгенскому — наблюдается последовательное усложнение магматического процесса.

1. Увеличивается общая его продолжительность, очевидно, отражающая длительность существования магматических очагов, и учащаются вспышки магматической активности.

2. Усложняется химический состав и в общем несколько понижается кислотность магматических образований. В Минераловодском районе из глубинного очага поднималась однородная по составу магма. В Нижнечегемском районе внутри каждой фазы ощущается антидромная последовательность, свидетельствующая о дифференциации расплава в очаге перед извержениями, а между фазами также происходит сдвиг в сторону формирования несколько менее кислой магмы. В Эльбрус-Кюгенском районе эти закономерности выступают более ярко и, кроме того, намечается существование нескольких локальных очагов, вероятно, отличавшихся по своей глубинности, генерировавших либо кислую (липаритовую или дацитовую), либо основную (андезито-базальтовую) магму. Породы Минераловодского района отличаются повышенной щелочностью; слабая щелочная тенденция свойственна также некоторым породам Эльбруса. Напротив, вулканиты восточной части Эльбрус-Кюгенского района и Нижнечегемского района относятся к

известково-щелочному ряду. Таким образом, изменения щелочности пород Эльбрусской области подчиняются не только продольной, но отчасти и поперечной зональности.

3. Изменяется и, в общем, усложняется характер магматических проявлений. В Минераловодском районе — это исключительно гипабиссальные интрузии. В Нижнечегемском районе — эксплозивные извержения кислой магмы, образовавшие покровы туфов и игнимбритов, в меньшей степени — туфолав, и сопряженные с ними своеобразные субвулканические тела (игнимбритовая липаритовая формация). В Эльбрус-Кюгенском районе сложно сочетаются три главных типа магматизма: а) «нормальный орогенный вулканизм» (по терминологии Ван Беммелена, 1963 г.), т. е. наземные извержения лав и пирокластики умеренно кислого (андезито-дацитового, дацитового), изредка основного (андезито-базальтового) состава; б) более кислый (липаритовый, дацитовый) игнимбритовый вулканизм при ведущей роли туфолав (туфолавовая формация); в) экструзии, субвулканические и гипабиссальные интрузии кислой (липарито-дацитовой-гранодиоритовой) магмы в виде штоков, силлов, лакколитов, даек, некков и пр. Эти тела пространственно, хронологически и генетически связаны главным образом с туфолавовыми формациями. Истинная роль новейших интрузивных образований в Эльбрус-Кюгенском районе в действительности гораздо больше, чем она фиксируется в современном срезе, так как значительная часть их еще не вскрыта эрозией. В целом магматические образования Эльбрус-Кюгенского района представляют орогенный вулкано-плутонический комплекс (в понимании Е. К. Устиева).

4. Увеличивается сложность тектонических деформаций, сопряженных с новейшими магматическими проявлениями. В Минераловодском районе они выражались в блоковом поднятии участка земной коры, ограниченного флексурами (на глубине — разломами), некотором растяжении жесткого фундамента (раскрытии трещин растяжения нескольких направлений) и локальном приподнимании, частичном расщеплении и протыкании субплатформенного чехла под воздействием выдавливаемого по трещинам (и узлам их пересечения) вязкого магматического материала. Более сложные деформации субстрата в Нижнечегемском районе в течение миоплиоцена — среднего плиоцена сводились к воздыманию и разрастанию Лабино-Малкинской зоны к северо-востоку за счет западного крыла Кабардинской впадины. К началу позднего плиоцена участок будущих извержений был относительно сильно приподнят и расчленен эрозией, а его фундамент в зоне Кабардинской флексуры подвергся растяжению. Во время позднеплиоценовых извержений фундамент был раздроблен сетью мелких разломов и трещин, использованных многочисленными выводящими магматическими каналами; там, где они достигали поверхности, моноклинальный мезо-кайнозойский чехол подвергся локальным деформациям (разрывы, смятия, перекосы небольших блоков). Район, охваченный игнимбритовым вулканизмом, испытывает общее проседание, соизмеримое с количеством выброшенного материала. Амплитуда проседания в центральной части наложенной вулкано-тектонической впадины достигает 150—200 м, площадь ее составляет не менее 500 км$^2$, а объем — более 100 км$^3$. Затем просевший участок вновь начинает вовлекаться в поднятие.

Наиболее сложные деформации в Эльбрус-Кюгенском районе выражены очень значительными глыбовыми поднятиями с дифференциальным выдвиганием Эльбрусско-Чегемского блока, сопровождаемым появлением вулканических аппаратов и интрузивных тел по обрамляющим и осложняющим его зонам продольных и поперечных разломов. С грандиозными выбросами вулканических масс сопряжены близкие к ним по объему проседания. Зоны вулканической аккумуляции и

сингенетичного проседания здесь гораздо более компактны, чем в Нижнечегемском районе, что, видимо, связано с наличием ряда крупных разломов, предопределявших конфигурацию проседающих блоков. Мощности позднеплиоценовых вулканитов в Верхнечегемской вулкано-тектонической впадине достигают 2,5 км, а проседание ее днища — не менее 1,5—2 км. На Эльбрусе, где интенсивная вулканическая деятельность не прекращалась вплоть до современности, вулкано-тектоническое проседание массива продолжалось в антропогене и выражено в деформациях среднеплейстоценовых лав на южном (верховья р. Азау) и позднеплейстоценовых — на северном подножие вулкана («ныряние» восточного конца Ирахик-Сыртского лавового покрова). Широкое развитие компенсационных вулкано-тектонических опусканий, связанных с проседанием кровли, утяжеленной вновь выброшенными продуктами, при опорожнении очагов свидетельствует об их неглубоком расположении (вероятно, несколько километров).

Несмотря на все изменения и усложнения магматического процесса, отражающие повышение роли дифференциации магмы в очагах и ассимиляции ею пород кристаллической коры в более южных районах, химический состав магматических образований, особенно первых двух фаз, обладает сходством во всех районах Эльбрусской области. Подавляющая часть их, за ничтожными исключениями, характеризуется липаритовым или липарито-дацитовым составом (в северном районе — с несколько повышенной ролью щелочей), т. е. образовалась из магмы, весьма близкой к эвтектической гранитной магме.

По данным Я. Б. Смирнова (1968 г.), Транскавказское поперечное поднятие характеризуется относительно повышенным (в два и более раза) тепловым потоком. На отдельных его участках, которые в позднеорогенной стадии были наиболее подвижными и проницаемыми для потока тепла и летучих, могли возникнуть локальные очаги плавления в кристаллической коре. Оптимальные условия для этого существовали, вероятно, на глубинах не свыше 15—20 км, так как в более глубоких зонах коры этому препятствует быстрое повышение давления. Следовательно, для выплавления гранитной магмы необходимо присутствие пород гранитно-гнейсового состава до глубин порядка 15 км. Согласно расчетам, произведенным М. В. Авдуловым (1969), на основе гравиметрических данных с учетом соседних профилей ГСЗ мощность «гранитно-метаморфического слоя» составляет в Эльбрусской области (за исключением Минераловодского района) 16—20 км и более.

В Эльбрус-Кюгенском районе магматические продукты имеют, в общем, несколько менее кислый состав. Липаритовая магма господствовала здесь лишь в период максимальных извержений, в средине позднеплиоценовой фазы, а в начале и конце ее, а также в течение четвертичной фазы извергались менее кислые вулканиты (дациты, андезито-дациты, небольшие порции андезитов и андезито-базальтов). Эти особенности химизма вулканитов Эльбрус-Кюгенского района, возможно, связаны с постепенным перемещением теплового фронта кверху в первой половине позднеплиоценовой фазы и некоторым опусканием геоизотерм в конце этой фазы. Но в начале позднего плейстоцена, по-видимому, вновь могло иметь место небольшое продвижение теплового фронта кверху, получившее отражение в виде эксплозивных дацитовых извержений. Обоим максимумам извержений Эльбрус-Кюгенского района с их наиболее кислым составом отвечают вспышки вулканизма в Нижнечегемском районе. Предшествующие и последующие подфазы извержений с менее кислым составом продуктов (с более низким положением геоизотерм и питающих очагов) проявились лишь в Эльбрус-Кюгенском районе, но не сказались в Нижнечегемском, где вулканизм каждый раз начинался катастрофическими взрывными извержениями в максимальную подфазу.

## Грозненский вулканический район

Единственный на Кавказе вулканический район, расположенный в зоне краевых прогибов, находится во внутренней части Терского прогиба, на восточном окончании Сунженского антиклинального поднятия. Пока установлен только один центр извержения, находящийся у южного подножия низкого юго-восточного отрога Сунженского хребта, омываемого р. Сунжей, между станциями Ермоловская и Алды (в нескольких километрах юго-западнее г. Грозного). Первая находка вулканической породы была сделана здесь в начале XX в. К. П. Калицким. Затем А. П. Герасимов (1924 г.) обнаружил в выемке ж.-д. полотна близ ст. Ермоловской маломощный (10 см) прослой вулканогенной породы и описал его как залегающий внутри верхнеплиоценовой толщи миниатюрный поток витрофировых андезитов, вторично сильно загипсованный. В левобережной террасе Сунжи им же найдены скопления обломков, валунов и галек андезитов; предположительно он считал их флювиогляциальными отложениями палео-Терека, материал которых принесен из Казбекской области. Вновь посетив этот участок в 1925 г., К. П. Калицкий пришел к выводу, что описанная А. П. Герасимовым «лава» в действительности представляет загипсованный туфогенный песчаник. Это мнение позднее подтвердили С. А. Благонравов и др. (1954) на основании литолого-петрографического исследования породы. Однако последующее изучение Грозненского района позволило установить здесь наличие местного центра четвертичных извержений и подтвердить этот вывод результатами геофизических исследований [78, 96].

Несколько восточнее ж.-д. станции Ермоловская в разрезе третьей 20—25-метровой левобережной террасы р. Сунжи, относящейся, повидимому, к низам верхнего плейстоцена ($Q_3^1$), была обнаружена пачка рыхлых конгломерато-брекчий (свыше 7 м), состоящих на 90—95% из угловатых обломков и галек светло- и темно-серых, красных, сиреневых андезитов с крупными вкрапленниками и плагиоклаза, амфибола и пироксена. Присутствуют также угловатые обломки туфобрекчий и довольно хрупких туфов того же состава. Размер обломков — от 1 до 20 см, изредка до 30—40 см. Незначительную примесь (5—10%) образуют мелкие (1—3 см) хорошо окатанные галечки пород юры и очень редко палеозойских гранитов. Обломки и гальки заключены в слабо уплотненном цементе из разнозернистого рыхлого туфопесчаника с отдельными участками, обогащенными глинистым материалом. Слоистость, сортировка и закономерная ориентированность обломков отсутствуют. Очевидно, что крупные угловатые обломки и глыбы андезитов и их туфобрекчий, в отличие от мелких и хорошо окатанных галек юрских пород и палеозойских гранитов, не могли быть перенесены из Казбекской области водным путем по долине палео-Терека (расстояние 150—200 км). Водным переносом с Б. Кавказа нельзя объяснить и резкое выборочное обогащение андезитовым материалом одних прослоев при его незначительном содержании в других. Воздушный перенос в моменты пароксизмов казбекских извержений столь крупных тяжелых обломков (и даже, как мы увидим дальше, глыб до 2—3 м) на расстояние свыше 100 км — также исключен. Столь же невероятно и предположение о ледниковом приносе андезитового материала, поскольку последний прослаивает типичные аллювиальные, а не моренные отложения; кроме того, ни в плейстоцене, ни в позднем плиоцене Кавказские ледники не выходили на равнину и тем более не достигали Сунженского хребта (Е. Е. Милановский, 1966 г. и др.).

Прослеживание третьей террасы вдоль долины р. Сунжи показало, уже в 3—4 км западнее слоям, сложенным в основном обломками андезитов и их туфобрекчий, соответствует метровый горизонт вулкани-

ческого песка или туфа с включениями лапиллей и обломков андезитов размером не более 5 см. Эти резкие изменения разреза террасы на коротком расстоянии указывают на связь скоплений андезитовых обломков с местным вулканическим центром, который должен был находиться где-то поблизости от первого, более восточного обнажения. Вблизи него, выше ж.-д. полотна на склоне четвертой террасы, Е. Е. Милановским была найдена угловатая глыба андезита размером более 2 м, а позднее М. Н. Смирнова обнаружила коренные выходы темно-серых туфобрекчий, прослеженные на расстояние свыше 50 м. Туфобрекчия состоит из остроугольных обломков (от 2 до 40 см) темно-серых, коричневых и розовых андезитов с вкрапленниками плагиоклаза, пироксенов (преимущественно авгита), роговой обманки, а в некоторых обломках и оливина. Присутствуют также обломки измененной интрузивной породы габброидного состава ($SiO_2$—49,46%), по структуре близкой к жильным породам типа спессартита, и сильно разложенных вулканических пород. Обломки, заключенные в туфобрекчии без всякой ориентировки и сортировки, цементируются серым неслоистым андезитовым туфом. Угловатые обломки андезитов и андезитовых туфобрекчий, слагающие конгломерато-брекчию в разрезе третьей террасы Сунжи, отстоящем от описываемого выхода на несколько сотен метров, сходны с соответствующими породами андезитовых туфобрекчий и, очевидно, являются продуктами близкого переноса и переотложения их материала, а может быть и накапливались одновременно с ними. Как те, так и другие, судя по результатам 9 химических анализов, представлены типичными андезитами с отклонениями до андезито-дацитов с содержанием $SiO_2$ от 62 до 66%. Макроскопически они сходны с вулканитами Казбекского района, и на петрохимической диаграмме Заварицкого их фигуративные точки ложатся в одну область. Минералогически андезиты Грозненского района несколько отличаются повышенной ролью авгита, тогда как в Казбекской области среди пироксенов преобладает гиперстен. Найденный М. Н. Смирновой (1968) коренной выход туфобрекчий, по-видимому, принадлежит центру эксплозивного извержения. В результате детального геофизического изучения на этом участке были выявлены и оконтурены узко-локальные магнитная и положительная гравитационная аномалии, а также резкое повышение (в 10 раз) интенсивности гамма-излучения. По всей вероятности, этим небольшим аномальным телом является подводящий канал эксплозивного вулканического центра.

Грозненский вулканический центр приурочен к Сунженской антиклинальной зоне, контролируемой глубоким субширотным разломом в домезозойском фундаменте Предкавказья. Зона Сунженского глубинного разлома служит восточным продолжением Тырныаузской шовной зоны [77, 83], с которой связано множество центров новейших извержений от Эльбруса на западе до вулканов Сурх и Крандух на востоке. Локализация Грозненского центра, по всей вероятности, связана с тем, что в районе г. Грозного Тырныаузско-Сунженская продольная шовная зона пересекается северо-восточным продолжением зоны Казбек-Цхинвальского глубинного поперечного разлома, контролирующей проявления вулканической и сейсмической активности во всех основных продольных тектонических зонах Кавказа. Максимальная вспышка четвертичных извержений во всех вулканических районах Б. Кавказа, лежащих в зоне Казбек-Цхинвальского разлома, как и в Эльбрусской области относится к началу позднего плейстоцена. Аналогичный возраст наиболее вероятен и для Грозненского эксплозивного извержения.

Проявления орогенного вулканизма в зонах краевых прогибов представляют весьма редкое явление и встречаются лишь там, где ареалы некоторых внутриорогенных или внутриплатформенных вулканических областей «вторгаются» в пределы краевых прогибов по зонам глубоких

поперечных нарушений. Грозненский центр обнаруживает ясную структурную связь и петрохимическую общность с Казбекской вулканической областью (подобно тому, как вулканический центр Бакэу в Предкарпатском прогибе Румынии связан с внутрикарпатской вулканической областью Кэлиман-Харгита). Хотя Грозненский центр находится в Терском прогибе, а Казбекская область — в пределах мегантиклинория Б. Кавказа — оба этих родственных вулканических района расположены в рамках раннеальпийской геосинклинали Б. Кавказа, очевидно, обладающей определенной общностью глубинного строения земной коры. Напротив, Эльбрусская область, резко отличающаяся от Грозненского района и Казбекской области по составу новейших вулканитов, хотя и входит вместе с последней в состав мегантиклинория Б. Кавказа, но в основном лежит вне зоны глубокого раннеальпийского геосинклинального погружения и, несомненно, существенно отличается от последней по особенностям глубинного строения коры (в частности, повышенной мощностью гранитно-метаморфического слоя).

**Казбекская вулканическая область**

Казбекская вулканическая область расположена к юго-востоку от Эльбрусской на участке сочленения Центрального и Восточного сегментов мегантиклинория Б. Кавказа. Если Эльбрусская область приурочена к наиболее приподнятому участку северного крыла Б. Кавказа, не испытавшему в альпийском цикле значительных погружений и частично принадлежавшему в мезозое и палеогене к Скифской платформе, то Казбекская область в целом приурочена к осевой зоне и южному крылу альпийского инверсионного складчатого сооружения с типично геосинклинальной предысторией. Казбекской области свойственны извержения продуктов менее кислого, чем в Эльбрусской, преимущественно андезито-дацитового состава, с колебаниями от дацитов до андезитов и изредка андезито-базальтов при отсутствии липаритов. Этот состав выдерживается на протяжении позднего плиоцена и антропогена без существенных изменений. Лишь наиболее основные продукты — андезито-базальты — появляются в позднечетвертичное время. В Казбекской области отсутствуют туфолаво-игнимбритовые извержения, и все вулканические проявления представлены излияниями лав и выбросами обычной пирокластики. Периоды вулканизма довольно сходны с Эльбрусской областью. Здесь происходили грандиозные, преимущественно эксплозивные (?) извержения в позднем плиоцене, однако ввиду почти полного уничтожения этих вулканических образований и однообразия состава продуктов их переотложения в предгорьях эту фазу не удалось пока разделить на отдельные подфазы. Широко представлены извержения антропогеновой фазы, в которой различаются до пяти подфаз: 1) $Q_1$ (самая слабая), 2) $Q_2$, 3) $Q_3^1$ (максимальная), 4) $Q_3^2$ и 5) $Q_4$. Не исключено, что часть так называемых «неоинтрузий» зоны Главного хребта в пределах Осетии и Северной Грузии принадлежит к более ранней — миоплиоценовой фазе магматизма.

В Казбекской области выделяются три вулканических района, приуроченных к различным продольным тектоническим зонам Кавказа, — Казбекский, Кельский и Джавский. Важнейшую роль в локализации извержений, особенно четвертичных, играет зона Казбек-Цхинвальского глубинного разлома, пересекающая Казбекскую область с юго-запада на северо-восток.

*Казбекский вулканический район*

Казбекский район вытянут в виде полосы длиной до 120 км и шириной до 15 км вдоль осевой зоны сооружения Б. Кавказа от верховий Черека на северо-западе до верховий Терека на юго-востоке. Он

отличается от более южных районов наибольшей длительностью позднеорогенного вулканизма, продолжавшегося в течение позднего плиоцена и антропогена (рис. 7).

В тектоническом отношении район в основном приурочен к осевой зоне и южному крылу горст-антиклинория Бокового хребта Восточного

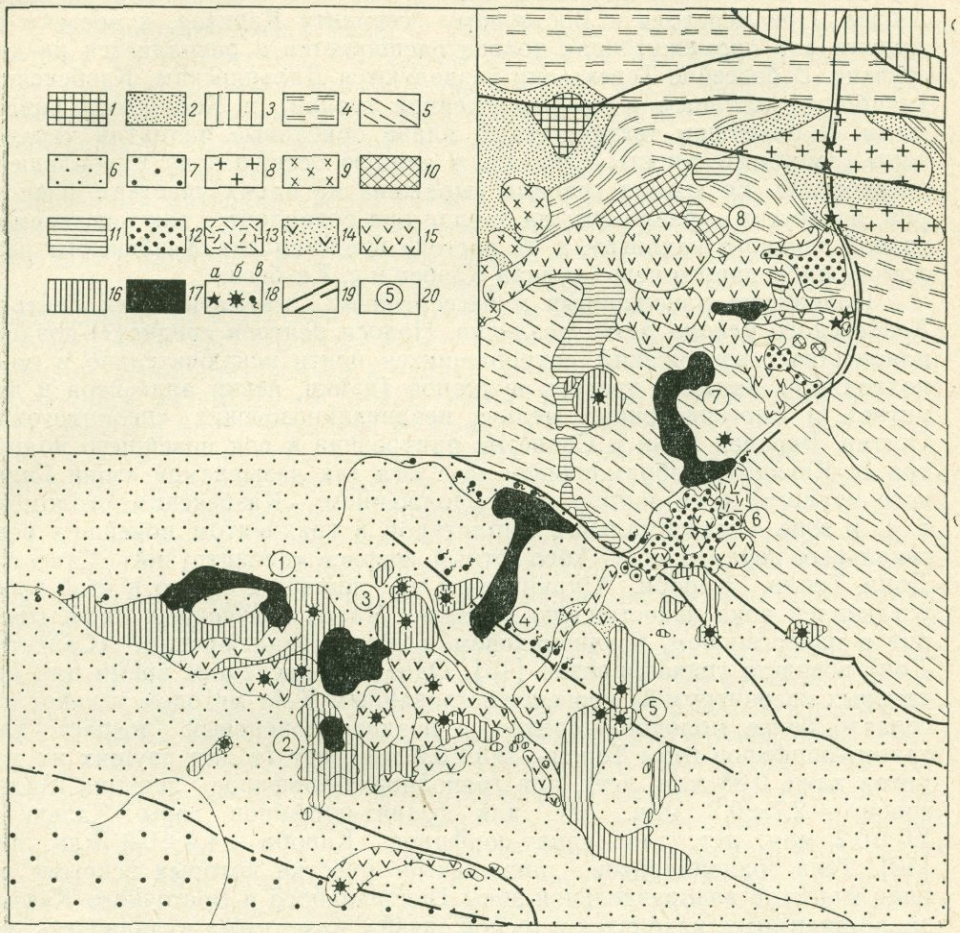



Рис. 7. Схема строения центральной части Казбекской вулканической области

*1* — палеозой; *2* — ранний лейас; *3* — ранний — средний лейас; *4* — средний — поздний лейас; *5* — поздний лейас; *6* — поздняя юра—ранний мел; *7* — ранний мел; *8* — позднепалеозойские граниты; *9* — мел-палеогеновые граниты; *10* — поздний плиоцен (андезиты); *11* — ранний плейстоцен (андезиты); *12—13* — средний плейстоцен (*12* — андезиты, андезито-дациты и дациты; *13* — пирокластическая толща); *14—16* — поздний плейстоцен [*14* — андезитовые туфобрекчии (нижняя часть), *15* — андезиты (верхняя часть); *16* — андезито-базальты, андезиты]; *17* — голоцен (андезиты); *18* — центры извержений (*а*), трубки взрыва (*б*), минеральные источники (*в*); *19* — крупные разломы; *20* — вулканы (1 — Эрман-Ахубатские, 2 — Нарван-Хох, 3 — Непискало, 4 — Хорисар, 5 — Сакохе-Садзели, 6 — Кабарджин, 7 — Ткаршети, 8 — Казбек)

Кавказа (Дарьяло-Богосского горст-антиклинория) и лежащим на его западном продолжении Адайхохскому и Шхарскому поднятиям горст-антиклинория Центрального Кавказа. Ядра этих поднятий сложены породами палеозоя, а крылья — интенсивно смятыми сланцевыми толщами лейаса, особенно мощными на южных крыльях. Оси поднятий ориентированы субширотно, несколько кулисно по отношению к оси мегантиклинория, имеющей восток-юго-восточное простирание. Шарниры поднятий ундулируют. Палеозойский фундамент резко погружается под сланцевые толщи лейаса на границе Центрального и Восточного Кавказа, к востоку от р. Ардон. Между реками Гизельдон и Терек палеозойское основание вновь воздымается, а затем, на рубеже р. Терек, где

ось сооружения Восточного Кавказа пересекается зоной Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома, окончательно погружается под юрские сланцевые толщи. Шхарское и Адайхохское поднятия горст-антиклинория Центрального Кавказа отделяются от расположенного к югу от них Чиаурского флишевого синклинория узкой промежуточной ступенью, сложенной мощными сильно смятыми сланцевыми толщами лейаса. При переходе к Восточному сегменту Кавказа, к востоку от Ардона, эта промежуточная полоса расширяется и распадается на две ступени. В бассейне Терека они разделяются Дарьяльским, Казбекским (наиболее активным в позднеорогенной стадии) и Кобийским разломами. В новейшем тектоническом плане описанные поднятия утрачивают самостоятельность, сливаясь в единую осевую зону наибольшего воздымания. Ее южная граница выражена на одних участках флексурой, на других — разломом; на западе она совпадает с так называемой «зоной главного надвига», а на востоке представлена Казбекским разломом, проходящим через вулкан Казбек и с. Казбеги.

Положение плиоценовых и четвертичных магматических центров Казбекского района резко различно. Полоса центров средне(?)-позднеплиоценовых извержений, сохранившихся почти исключительно в виде подводящих каналов древних вулканов (дайки, некки андезитов и дацитов), и многочисленных мелких позднекайнозойских «неоинтрузий» Осетии, Верхней Рачи и Сванетии приурочена к оси новейшего поднятия Б. Кавказа и обрамляющей ее с юга так называемой «зоне Главного надвига» с ее восточным продолжением — Казбекским разломом, т. е. к зоне с максимальной амплитудой и градиентом новейших вертикальных перемещений. Абсолютный возраст «неоинтрузий» Суатиси-Дона, Тепли, Кароби, Цурунгала и др., лежащих строго в этой зоне, установлен пока недостаточно надежно. Часть полученных цифр говорит о палеогеновом, позднемеловом и даже среднеюрском (Сангути-Дон) возрасте гранодиоритов [15]. Однако в последнее время для некоторых «неоинтрузий» усовершенствованным К-Ar-методом установлен гораздо более молодой — средне- и позднеплиоценовый возраст: для гранит-порфиров горы Тепли — 2,3±0,2 млн. лет (а для рвущих их дацитов даже 0,85 млн. лет), для гранодиорит-порфиров ледника Мидагравин — 2,7±0,2 млн. лет, для гранит-порфиров горы Калько — 1,6±0,2 млн. лет, для гранит-порфиров Кароби — 4,4±0,2 млн. лет [10]. Тела гранодиоритов, апикальные участки которых вскрыты на ряде участков водораздельной зоны Центрального и Восточного Кавказа, по-видимому, находятся в тесной связи с наземными вулканическими проявлениями средне(?)-позднеплиоценового времени. В пользу этого говорят постепенные переходы от «неоинтрузий» гранодиоритов к дайкам дацитов, являющимся, по крайней мере, частично, корнями позднеплиоценовых вулканов.

Помимо продольной зональности, размещение неоинтрузий контролируется несколькими короткими поперечными зонами, пересекающими зону главного поднятия Б. Кавказа. Так, в Адайхохском поднятии «неоинтрузии» группируются в две узкие поперечные полосы в его западной (Лабода, Кароби и др.) и восточной частях (Сангутидон, Донисар, Цей). Некоторые из них имеют форму вытянутых в северо-восточном направлении штоков или даек, секущих широтные разломы, ограничивающие поднятие с севера и с юга. Возможно, что аналогичные поперечные зоны пересекают и расположенную севернее восточную часть Балкаро-Дигорского поднятия, где обнаружен самый западный вулканический центр Казбекского района. Л. А. Варданянц уже давно предположил, что мелкие «неоинтрузии» гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и дацитов осевой зоны поднятия Б. Кавказа являются апикальными участками еще не вскрытых эрозией крупных интрузий или единого огромного батолита.

Эта протяженная (100 км) зона магматических проявлений с ее поперечными ответвлениями к северу отмирает в конце плиоцена. В антропогене вулканическая активность сохраняется лишь на восточном участке Казбекского района — между Казбеком и долиной Терека, попадающем в зону Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома.

**Позднеплиоценовая фаза.** О ранней фазе вулканизма Казбекского района мы вынуждены в основном судить по мощному шлейфу пирокластических и туфогенно-осадочных пород, образовавшемуся в юго-западной части Терского краевого прогиба в связи с грандиозными извержениями, происходившими в водораздельной зоне Кавказа между реками Черек на западе, Терек и Асса на востоке. Пирокластический и туфогенный материал присутствует в так называемой свите Рухс-Дзуар или свите верхних конгломератов, распространенной в Осетинской впадине и западных частях Сунженского и Терского поднятий. В основном она имеет аллювиально-пролювиальное и, отчасти, озерное происхождение, но в Терском и Сунженском хребтах в ее нижней туфогенно-осадочной части присутствуют морские прослои с акчагыльской фауной, выклинивающиеся к западу. Верхняя часть свиты, судя по ассоциациям наземных гастропод, имеет, видимо, апшеронский возраст. На северном борту поднятия Б. Кавказа в зоне Черных гор свита залегает с угловым несогласием на разных горизонтах миоцена и нижнего плиоцена, разрез ее сокращен, и мощность составляет несколько сотен метров. Наиболее полный и мощный разрез толщи (до 1 км) известен в западной части Сунженского поднятия у с. Эльхотово. Нижняя часть (150—200 м) свиты (основание ее не вскрыто) сложена песками, глинами, мергелями, мелкогалечными конгломератами, среди которых крайне редко встречаются мелкие, сильно разрушенные гальки андезито-дацитов. В средней ее части (около 250—300 м) появляются сначала редкие и маломощные (0,3—1 м), а выше более частые прослои туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов и туфоконгломерато-брекчий, а также прослои пеплов и пемзовой мелочи. В нижней пачке (около 150 м) верхней части толщи роль туфогенного материала резко увеличивается до 80—90%, в средней ее пачке, сложенной в основном тонкообломочными и карбонатными, озерно-аллювиальными осадками (около 100—150 м), снижается, а в верхней грубообломочной пачке толщи (видимая мощность 125—150 м) вновь резко возрастает до 60—70%. Присутствующие в ней прослои наиболее грубого, слабоокатанного и несортированного, преимущественно туфогенного материала с валунами и глыбами андезитов и андезито-дацитов, реже гранитов и сланцев диаметром до 0,5—2 м рассматривались некоторыми исследователями как морена, но в действительности имеют пролювиально-селевое происхождение (Е. М. Великовская, 1959 г.; Е. Е. Милановский, 1966 г.).

Таким образом, начальный период вулканической деятельности характеризовался слабыми и редкими вспышками извержений, которые постепенно усиливались, затем произошли два очень мощных пароксизма извержений. Первая сильная вспышка, возможно, относится еще к акчагылу, вторая — к апшерону. Петрографический состав пирокластики, переносившейся частью водными потоками, частью по воздуху (пепел, мелкие пемзовые обломки) по всему Эльхотовскому разрезу, более или менее однообразен (андезиты, андезито-дациты), но в нижней части Заманкульского разреза отмечены отдельные обломки светлых пористых, иногда пемзовидных дацитов и липарито-дацитов, а в верхней — андезито-базальтов. Отдельные гальки андезито-базальтов отмечаются в верхах разреза и по южному краю Осетинской впадины; в самых западных разрезах предгорной зоны, по Уруху и Лескену, т. е. по мере приближения к Эльбрусской области, возрастает роль облом-

ков дацитовых лав. К западу от р. Урух относительная роль вулканогенного материала в составе позднеплиоценовой молассовой толщи начинает снижаться и на р. Черек падает до 5—10%. В Черекском разрезе, где смешивается вулканогенный материал Эльбрусской и Казбекской областей, сначала появляются гальки дацитов, затем андезито-базальтов и вверху липаритовых игнимбритов и андезито-дацитов. К востоку от р. Терек роль туфогенного материала в позднеплиоценовой молассовой толще также снижается. В разрезах восточной части Терской и Сунженской антиклинальных зон он выражен главным образом туфогенными песчаниками и прослоями пеплов и появляется в заметных количествах с средины акчагыла. Из минералов тяжелой фракции резко возрастает (до 60—75%) содержание роговой обманки, в верхах акчагыла и апшерона господствующую роль приобретают пироксены (в основном ромбические). Среди легких минералов в акчагыле доминируют кварц и кислые плагиоклазы (альбит-олигоклаз); в апшероне роль кварца сходит на нет, а среди плагиоклазов господство переходит к андезину. Следовательно, состав преобладающего вулканогенного материала, поступавшего в Терский прогиб, менялся от кислого к среднему. Н. П. Колпиков (1957) связывает преобладание в акчагыльских отложениях продуктов разрушения кислых пород с размывом гранодиоритовых «неоинтрузий» Казбекской области, однако эти ничтожные тела не могли дать значительного количества обломочного материала. Гораздо естественнее допустить, что кислый вулканический материал поступал в акчагыле из Эльбрусской области. В верхней части разреза основную роль играет менее кислый — преимущественно андезито-дацитовый материал, в основном принесенный из Казбекской области, где самые интенсивные извержения, очевидно, начались несколько позднее, чем в Эльбрусской — в средине акчагыла и продолжались в апшероне.

Объем туфогенного материала, захороненного в позднеплиоценовых молассах юго-западной части Терского прогиба, составляет не менее 1—2 тыс. км$^3$, по-видимому, несколько превышая объем продуктов извержений Эльбрусской области. Бо́льшая часть вулканических центров располагалась в осевой зоне Б. Кавказа, между Урухом и Тереком, на том поперечном участке, где среди позднеплиоценовых моласс предгорий туфогенный материал играет наибольшую роль. Центры извержений, судя по присутствию галек и валунов андезитов и дацитов на Ходском перевале на высоте 2,6 км на дне позднеплиоценовой висячей долины, пересекающей Скалистый хребет к северу от Садона (на относительной высоте около 1,5 км над р. Ардон), находились к югу от Скалистого хребта, и вместе с тем к северу от главного водораздела Кавказа, так как подавляющая часть продуктов размыва вулканических образований сносилась к северу. Очевидно, вулканы в основном располагались в зоне Бокового хребта — в западной части Дарьяло-Богосского, Адайхохском и может быть восточной части Балкаро-Дигорского поднятий. В этих районах (периферия Казбека, горы Тепли, Лабода, реки Цей, Бартуй, Танадон, пер. Штулу-Вцек и др.) обнаружены многочисленные дайки и некки андезитов и дацитов, которые могли являться «корнями» разрушенных позднеплиоценовых вулканов.

Помимо мелких субвулканических тел в той же зоне выявлено несколько несомненных останцов позднеплиоценовых лавовых потоков. На левом склоне долины Терека к юго-востоку массива Казбек на абсолютной высоте 2700—2750 м, или 700 м над дном переуглубленной долины Терека (1100 м над ее коренным ложем), нами обнаружен останец андезитовых лав, приуроченный к уровню днища широкой позднеплиоценовой долины и с размывом перекрытый остатками древнейшей, вероятно, апшеронской морены. Остатки позднеплиоценовых лав Казбека сохранились также на его северо-восточных отрогах на

водоразделе рек Амали и Чач, в верховьях Девдоракского ледника, на высоте 3700—3750 м. Ближе к четвертичному конусу Казбека на его северном и южном склонах прослеживаются остатки древней соммы в виде гряд, сложенных периклинально залегающими лавами и пирокластолитами мощностью в несколько сотен метров. Таким образом, Казбек, как и Эльбрус, представляет древний полигенный вулкан, существующий с позднеплиоценового времени. В северо-западной части Казбекской области, близ горы Чегет-Джора, на водоразделе Череков Балкарского и Безингийского, на относительной высоте около 1,5 км над их руслами сохранился останец потока андезито-дацитов мощностью 30—40 м, приуроченный к позднеплиоценовому денудационному уровню. Он перекрыт мореной полупокровного апшеронского оледенения (до 30 м), сложенной валунами лав, гранитов, кристаллических сланцев и песчаников лейаса. Рядом находится дайка аналогичных лав.

В дальнейшем, вероятно, удастся выявить новые останцы позднеплиоценовых эффузивов. Однако, в общем, сохранность их в Казбекском районе несравненно хуже, чем в Эльбрусской области, хотя первоначальный объем продуктов позднеплиоценовых извержений здесь был не меньше, а может быть даже больше. Такое несоответствие, очевидно, связано с различиями в характере и режиме позднеплиоценовых извержений. В Эльбрусской области произошло несколько грандиозных извержений, при которых мгновенно образовывались вулканические покровы огромной мощности; их захоронению способствовали вулканотектонические проседания. Напротив, в Казбекской области имели место многочисленные, но гораздо менее мощные преимущественно эксплозивные извержения, продукты которых в основном удалялись эрозией и переотлагались на предгорной равнине.

**Антропогеновая фаза.** В четвертичное время вулканическая деятельность сосредоточилась в восточной части Казбекского района, прилегающей к долине р. Терек. Роль главной вулкано-контролирующей структуры приобрела зона Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома шириной 10—15 км, пересекающая южное крыло горст-антиклинория Бокового хребта (Дарьяло-Богосского) и смежные продольные зоны. Но существенную роль в локализации вулканических аппаратов сохранил и Казбекский продольный разлом. В Казбекском районе выделяются три группы четвертичных вулканов: Казбекская, Кабарджинская и группа эксплозивных центров долины Терека. Изучением четвертичных вулканов Казбекского района занимались Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. В. Дубянский, В. П. Ренгартен, И. П. Кадильников, В. И. Влодавец и Н. Н. Шаврова, Н. И. Схиртладзе, а также авторы данной работы.

Казбекская группа включает полигенный вулкан Казбек, значительно уступающий по размерам Эльбрусу, и несколько мелких моногенных вулканов-спутников, расположенных в нескольких километрах к югу, юго-востоку и востоку от него. Строение Казбека, труднодоступного и покрытого мощной шапкой льда и фирна, изучено еще слабо. О его развитии мы судим главным образом по лавовым потокам и шлейфам пирокластики, распространенным на его южных и восточных склонах. Вместе с вулканами-сателлитами они фиксируют ряд пароксизмов извержений, относящихся к позднему плиоцену, раннему, позднему плейстоцену и голоцену.

Ранний плейстоцен в Казбекской области был временем ослабления вулканизма. К этой эпохе мы относим Мнадонский лавовый поток, который, по-видимому, излился из Казбекского вулкана и спустился к югу по долине левого притока Терека — р. Мнаисидон и далее по долине Терека до района Коби или несколько ниже. Первоначальная длина его составляла не менее 15—20 км. Поток представлен темно-серыми андезитами со столбчатой отдельностью мощностью до 150—

180 м. Лавы подстилаются горизонтом аллювиальных галечников (до 15—20 м) из галек и мелких валунов юрских сланцев и андезито-дацитовых лав; их подошва (днище древней долины) лежит на высоте 200—250 м над руслом Терека. Учитывая огромную величину переуглубления коренного ложа долины Терека в районе Коби, вызванного тектонической подпрудой близ с. Казбеги (порядка 250—300 м), следует оценить амплитуду последующего вреза приблизительно в 500 м и отнести время излияния Мнадонского потока к раннему плейстоцену. Предположительно нижнеплейстоценовые вулканические образования имеются также на северо-восточном склоне Казбека, в районе хр. Чач-Хох, разделяющего долины рек Чач и Амали. Они лежат ниже позднеплиоценовых эффузивов, но выше заведомо четвертичных лавовых потоков.

В среднем плейстоцене вулканическая деятельность усилилась. Шлейфы пирокластики и потоки лав, извергнутых Казбеком и вновь возникшим вулканом Кабарджин, устремились в древнюю долину Терека, углубленную по сравнению с ранним плейстоценом на 250—300 м, и на значительном участке заполнили ее. Среднеплейстоценовые продукты деятельности Казбека сохранились на нескольких участках левого склона долины Терека. Так, между сел. Арша и Паншети на цоколе из сланцев лейаса, на относительной высоте от 0 до 20 м над руслом Терека (в 300—400 м над его переуглубленным позднеплейстоценовым коренным ложем) залегают:

1. Грубообломочная неслоистая (пролювиальная или моренная) толща из слабоокатанных обломков валунов и глыб андезитов (до 2—4 м) и реже сланцев лейаса — несколько десятков метров.

2. Туфоконгломерато-брекчия из угловатых и полуокатанных валунов и глыб (до 1—2 м) темно-серых, реже красных андезитов с крупными фенокристами плагиоклаза, сцементированных плотным андезитовым туфом. Нечеткая грубая слоистость полого (5—10°) наклонена в сторону долины Терека. Мощность от 10 до 40 м. С увеличением мощности появляется грубая призматическая отдельность, свидетельствующая о перемещении материала в виде горячей лавины и его спекании.

3. Рыхлые розовые шлаки (0—1,5 м), залегающие по резкой неровной границе в виде линзовидного прослоя и переходящие вверх в толщу розовых мелкопористых агломератных андезито-дацитовых лав с грубой столбчатой отдельностью, с маломощными линзовидными прослоями, обогащенными угловатыми обломками черных лав. Мощность до 80—100 м. Поток прослеживается вверх по левому склону долины в сторону Казбека на несколько километров.

4. Аллювий (10 м), залегающий на высоте 180—200 м с размывом, из окатанных галек и мелких валунов андезитов, реже юрских песчано-сланцевых пород и гранодиоритов «неоинтрузий», принесенных из верховий Терека (аналогичный аллювий встречен у с. Коби). Мощность 10 м.

5. Среднеплейстоценовая моренная толща из полуокатанных валунов и глыб (до 3—4 м) тех же пород, что и в слое 4. Мощность до 10 м.

Горизонты описанного разреза с глубоким размывом перекрываются и облекаются позднеплейстоценовыми лавами и туфогенными образованиями так называемых «верхних Аршинских потоков».

Севернее, у с. Цдо, сохранились остатки мощных многоярусных лавовых потоков со столбчатой отдельностью, круто спускающихся с восточного склона Казбека в древнюю долину Терека. Подошва их расположена гораздо выше, чем в районе Арша (200—250 м над Тереком), так как этот участок находится на поднятом северном крыле Казбекского разлома. Центром извержений среднеплейстоценовых Цдовских и Аршинских лав, агломератов и вулканических брекчий, вероятно, был вулкан Казбек.

Новая мощная вспышка вулканической активности произошла в начале позднего плейстоцена ($Q_3^1$). Центрами извержений являлись Казбек, несколько вулканов сателлитов на его юго-восточных и восточных склонах и эксплозивные центры в долине Терека у устья р. Чхери.

Начало извержений ознаменовалось взрывной деятельностью Казбека, давшей огромное количество пирокластического материала. Переме-

щаясь по склонам вулкана в виде лахаров, он попадал в долину Чхери и далее в долину Терека, по которой переносился на десятки километров, образовав лиловато-сизую туфогенно-обломочную толщу мощностью до 200—300 м. Эта так называемая «редантская толща» (от пос. Редант в окрестности Орджоникидзе, где она хорошо обнажена) слагает в долине Терека от с. Казбеги до выхода реки из гор самую высокую из позднеплейстоценовых террас ($Q_3^1$). В ее разрезе аллювиальные галечники сочетаются с прослоями и линзами пролювиальных и селевых накоплений, состоящих из плохоокатанных и угловатых, несортированных обломков и глыб (до 2—3 м) андезито-дацитов, а также сланцев, диабазов, гранитов в базальном песчано-гравийном туфогенном цементе; встречаются прослои и линзы тонкообломочных аллювиально-озерных туфогенных осадков, а также перенесенных по воздуху пеплов и пемзы. Обломочный материал на 70—90% имеет вулканическое происхождение; ближе к Казбеку он становится более грубым и слабо окатанным.

После прекращения или ослабления извержений редантская толща была быстро прорезана почти на всю свою мощность новым руслом Терека, которое затем было заполнено аллювиально-озерными осадками с большой примесью пеплово-пемзового материала мощностью до 30—40 м. Видимо, сток снова стал затрудненным. После этого произошли три или четыре излияния андезитов. Лавовые потоки длиной до 15 км спускались от Казбека к востоку по долине пра-Чхери и далее на север по долине Терека, в которой останцы их прекрасно сохранились у сел. Цдо и Гвилети. Мощность потоков убывает вниз по течению от 150—200 м до первых десятков метров. Между извержениями Терек врезался в ранее излившийся поток и откладывал на дне новой долины линзы валунно-галечного аллювия, перекрывавшиеся новым потоком. Таким образом, в долине Терека лавовые потоки обладают прислоненным или вложенным типом залегания, но близ центра извержения, в долине Чхери, перекрывают друг друга. Чхерским (Цдовским) лавам свойственна прекрасная призматическая отдельность. В нижних частях потоков, заполняющих узкие эрозионные ложбины, она обладает характерным веерообразным рисунком. Другие лавовые потоки стекали с Казбека к северо-востоку, по долине р. Гвилети, обтекая останец цдовских среднеплейстоценовых лав с севера, и к юго-западу, в верховья Суатисидона.

Самостоятельный вулканический центр возник в начале позднего плейстоцена на юго-восточном склоне Казбека в районе Арши. Извержение началось с выбросов пирокластики, образовавшей толщу слоистых туфобрекчий, туфов, пемз и туфогенных песков мощностью до нескольких десятков метров. Последующие излияния дали несколько коротких, перекрывающих друг друга потоков массивных и агломератных андезитовых лав. Спускаясь по крутому склону к долине Терека, они местами образовывали лавопады.

После временного ослабления вулканическая деятельность вновь усилилась в конце позднего плейстоцена — голоцене. На юг-юго-западном склоне Казбека возник моногенный вулкан Сырх Казбекский — усеченный конус высотой около 200 м, сложенный красными брекчиевидными лавами и шлаками дацитов и андезито-дацитов. Несмотря на большую абсолютную высоту (около 3,5 км) он не несет следов оледенения и, очевидно, образовался после максимума оледенения ($Q_3^2$). В голоцене возник ряд небольших вулканов на южных и восточных склонах Казбека, в частности андезито-дацитовый конус (или купол?) Кичут-Цвери, давший три коротких потока, и экструзивные конусы Тхаршети, от которых к руслу Терека спускаются лавовые потоки длиной в несколько километров, вызвавшие временную подпруду реки выше с. Сиони. Для голоценовых потоков характерна исключительно свежая, прекрасно сохранившаяся первичная бугристая поверхность.

Структура вулканического массива Казбек недостаточно ясна. Этот длительно развивавшийся (с позднего плиоцена до голоцена) полигенный вулкан приурочен к участку пересечения крупного продольного Казбекского разлома, активизировавшегося в позднечетвертичное время, поперечными разломами Казбек-Цхинвальской зоны. Центральная его часть, по-видимому, испытала проседание, но диаметр кальдеры, вытянутой в широтном направлении вдоль оси Казбекского продольного разлома, не превышает 5 км. На северной и южной периферии массива сохранились остатки древней соммы. Лавы и пирокласты нижнего, среднего и низов верхнего плейстоцена, растекавшиеся к югу и востоку от Казбека, также принадлежат к комплексу соммы (палео-Казбека) и не имеют связи с центральным конусом или куполом, от которого они отделены полукольцевым углублением (сбросом?). К последнему приурочен голоценовый конус или экструзивный купол Кичутцвери. Проседание или обрушение палео-Казбека произошло в позднем плейстоцене, возможно, одновременно со значительными (до 300 м) подвижками по Казбекскому разлому. На восточном склоне Казбека хорошо виден резкий флексурный изгиб в чхерских лавах с опущенным на несколько сотен метров южным крылом. Восточнее, в низовьях Чхери, он переходит в широтный сброс.

Крутая коническая вершина Казбека, сложенная трахидацитовой (на вершине) и андезито-дацитовой, в значительной мере брекчиевидной лавой и почти целиком скрытая под фирновой шапкой, вряд ли представляет древний, несколько «просевший» вулканический конус; скорее в ней следует видеть молодой вулканический конус или, что более вероятно, — огромный экструзивный купол, выдвинутый по зоне Казбекского разлома после мощного эксплозивного извержения в начале позднего плейстоцена; об этом говорит необычная для стратовулканов крутизна склонов массива и отсутствие пирокластических образований. Выброс огромного количества пирокластики и последующие мощные излияния, приведшие к частичному опорожнению казбекского очага, возможно, явились одной из причин опускания южного крыла Казбекского разлома и образования Верхнетерской впадины.

Кабарджинская группа представлена полигенным позднеплейстоценовым стратовулканом Кабарджин и мелкими позднеплейстоценовыми вулканическими центрами к юго-востоку от него. По своему положению (к юго-востоку от Казбека) и времени пробуждения Кабарджинская группа занимает промежуточное положение между Казбекским вулканическим массивом и позднечетвертичными вулканами Кельского района.

Сильно расчлененный, обрывистый массив Кабарджин представляет довольно сложную вулканическую постройку площадью около 15 км$^2$ [56]. Вулканический комплекс Кабарджин налегает на эрозионную поверхность сланцев лейаса. В юго-восточной части массива она поднимается до нескольких сотен метров над р. Терек, но в его северной части опускается до 60—70 м, а в западной—даже несколько ниже русла реки. Однако, учитывая сильное (до 200—300 м) переуглубление коренного позднеплейстоценового ложа долины, основной вулканический комплекс Кабарджина следует отнести к среднему плейстоцену. Этот комплекс начинается с толщи туфобрекчий, туфов и агломератных андезито-дацитовых лав мощностью до 100 м и более, образовавшейся в процессе сильных эксплозивных извержений, происходивших, вероятно, из нескольких центров (один из них — некк, сложенный эруптивной брекчией из обломков дацитов и массивной дацитовой лавой, обнаружен на восточном краю вулкана). В северо-восточном направлении эта толща фациально переходит в слоистую толщу, состоящую из глыб и обломков лав, лапилли и пемзовой мелочи с примесью обломков юрских сланцев в туфовом цементе. Она представ-

ляет мощный (свыше 100 м) пирокластический шлейф, отлагавшийся временными потоками, впадавшими в подпруженную долину Терека. Выше залегают мощные (до 150 м) потоки серых и красноватых андезито-дацитов со столбчатой и глыбовой отдельностью, с прослоями лавобрекчий и шлаков, наклоненные до 30—35° в западных и северных румбах. Наиболее мощный и длинный поток спускается у с. Коби к руслу Терека. На его эродированной поверхности на высоте 160—170 м залегают остатки среднеплейстоценовых аллювиальных галечников, перекрытых моренными отложениями Терского оледенения ($Q_2$). Таким образом, разрез западного склона Кабарджина похож на разрез среднеплейстоценовых аршинских лав Казбека. В восточной части вулкана среднеплейстоценовая лавовая толща и породы юрского субстрата прорываются крупным экструзивным куполом серых дацитов. Вдоль левого склона долины р. Терхена прослеживается сложнопостроенная зона его контакта с сильно брекчированными сланцами лейаса, прорванными дайками и силлами дацитов. Два более мелких экструзивных купола дацитов прорывают лавовые покровы в западной и северной частях вулкана.

К позднему плейстоцену относятся рыхлые светлые туфы и туфобрекчии андезито-дацитов, слагающие крутоскалистую вершинную часть вулкана. Образование их связано с новым эксплозивным извержением, в процессе которого лавовая толща в центральной части вулкана была прорвана и возник крупный некк, сложенный пирокластическим материалом. Остатки выброшенной пирокластики уцелели от последующего размыва лишь у южного подножия вулкана в долинах речек Нарвани и Миллиони в виде 60—70-метровой толщи слоистых андезито-дацитовых туфов и вулканических бомб (до 1—2 м), заметно наклоненной к югу и перекрытой моренными и флювиогляциальными отложениями последней фазы позднеплейстоценового оледенения ($Q_3^2$). За этим эксплозивным извержением, вероятно, последовало выдавливание дацитовых экструзивных куполов. Тело вулкана секут также дайки гиперстеновых андезитов и базальтов, резко отличающиеся по составу от подавляющей массы его более кислых вулканических образований. В плане вулкан Кабарджин имеет форму прямоугольного треугольника и, по-видимому, ограничен разломами трех направлений, к которым приурочен ряд эксплозивных центров, экструзивных тел и даек. По краевым разломам массив испытал вулкано-тектоническое проседание, вероятно, связанное с опорожнением самостоятельного периферического магматического очага в процессе извержений, давших не менее 10 км$^3$ вулканического материала.

Южнее и юго-восточнее Кабарджина расположены позднеплейстоценовые экструзивные массивчики Безымянный, Миллиони, Цители-Дзири, сложенные массивными и брекчиевидными андезито-дацитами и дацитами, а в истоках Нарвани — небольшой шлаково-лавовый конус. Выброшенные им шлаки, лапилли и бомбы перекрыты потоком (10—15 м) черных и красных андезито-дацитов, спустившимся по долине Нарвани.

Эксплозивные центры в долине Терека. Между Казбекской и Кабарджинской группами вулканов в долине Терека в позднечетвертичное время возник ряд центров эксплозивных извержений, образующих цепочку длиной 18 км. Они приурочены к глубоким разломам и трещинам, входящим в зону Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома. Некоторые центры явно связаны с узлами пересечения поперечных и продольных разломов. По характеру извержения и строению выделяются две группы эксплозивных аппаратов, разделенные Казбекским продольным разломом: южная, имеющая юго-западное — северо-восточное простирание, и северная — меридиональная.

К южной группе относятся эксплозивные центры на левом склоне долины Терека: два позднеплейстоценовых ($Q_3^1$) центра в районе с. Казбеги, к северу и к югу от устья Чхери, и голоценовый центр к северу от Кабарджина. Они сложены светлой пятнистоокрашенной рыхлой туфобрекчией из остроугольных несортированных обломков и глыб андезито-дацитов и дацитов, сцементированных неслоистым вулканическим туфом. Неясная линзовидная субвертикальная полосчатость выражена в изменениях окраски пирокластического материала. Центр эксплозивного извержения к югу от устья Чхери представляет субмеридиональную дайку мощностью 50—60 м, прорывающую аспидные сланцы лейаса и плейстоценовый аллювий. В ее поперечном разрезе выделяются центральная зона, сложенная почти чистым туфом с включением неокатанных обломков андезито-дацитовых лав, промежуточные зоны, сложенные туфом с обломками боковых пород, и краевые зоны, представляющие брекчию из обломков и галек боковых пород с примесью туфового материала. Параллельно восточному краю эксплозивной дайки, в 10 м от него проходит тектонический контакт плейстоценовой аллювиальной толщи с юрскими сланцами. Следовательно, образование даек сопровождалось подвижками по параллельным им разрывам.

Эксплозивные центры северной группы, расположенные в южной части Дарьяльского ущелья, отличаются почти полным отсутствием в составе эксплозивных брекчий сингенетичного пирокластического материала [60]. К этой группе принадлежат три центра: 1) Гвилетский — на берегах Терека выше Гвилетского моста, 2) Кабахский — в устье р. Амали (Кабахи) — левого притока Терека и 3) Кистинский — на правом берегу Терека, выше устья р. Кистинки. Брекчия обладает черным сажистым цветом, иногда с синеватым отливом и состоит из остроугольных, несортированных обломков размером от нескольких миллиметров до 3—5 м черных аспидных сланцев, а также кварцитов и диабазов кистинской и циклаурской свиты лейаса, иногда образующих неправильные или полосовидные скопления. Обломки плотно сцементированы мелкими кусочками аспидных сланцев, частично раздробленными и перетертыми до порошкообразного состояния. Некоторые крупные обломки сами представляют плотную брекчию из мелких обломочков аспидных сланцев. Часто брекчия настолько крепка, что почти не поддается ударам молотка; плотность ее достигает 2,6. В краевых частях выхода брекчия становится более рыхлой. Брекчия неслоиста, но местами в ней видна неясная полосчатость, наклонная или близкая к вертикальной.

На южном, Гвилетском, участке в брекчии заключены своеобразные «ксенолиты» типичного Терского аллювия размером до 3—8 м. Они обладают неровными, зазубренными контактами, по форме приближаются к линзам или столбам, вытянутым в направлениях, близких к вертикальному, и состоят из галек и валунов (до 0,3 м), андезито-дацитов, глинистых сланцев и диабазов лейаса в рыхлом песчано-гравийном цементе, с линзами песка и гравия. Гальки, линзы и прослои песка и гравия в «ксенолитах» вытянуты почти вертикально, что говорит о резкой деформации слоистости галечника в процессе прорывания брекчией позднеплейстоценового аллювия. В то же время к размытой поверхности брекчии прислонены галечники 15, 10—12- и 2—3-метровых террас Терека.

В более северном, Кабахском, выходе аналогичная брекчия (видимой мощностью до 40 м) выступает из-под пролювиально-флювиогляциальной толщи, сложенной материалом, вынесенным р. Амали в период между максимальной и второй стадиями второй фазы позднечетвертичного оледенения ($Q_3^2$). Брекчия и пролювиально-флювиогля-

циальные образования перекрываются мореной второй (?) стадии этого оледенения, отложенной ледником, спускавшимся по долине р. Амали до ее устья.

Аналогичная брекчия обнажается на правом берегу Терека, недалеко от «Замка царицы Тамары», в 200—500 м выше устья р. Кистинки. Брекчии примыкают к коренному склону, сложенному гранитами Дарьяльского массива. В основании брекчий и по контакту их с гранитами присутствуют огромные полуокатанные валуны гранитов и диабазов, видимо, представляющие остатки морены максимальной стадии второй фазы последнего оледенения. В составе брекчии в виде отдельных гнезд среди обломков аспидных сланцев и кварцитов, а также в виде примеси в глинистом цементе присутствует лиловато-серый пеплово-туфовый материал дацитового состава ($SiO_2$—65%), состоящий из обломочков вулканического стекла и полевых шпатов. Брекчии северной группы приурочены к днищу долины Терека, причем основание их нигде не вскрывается. Они более или менеее одновозрастны и повсюду имеют позднеплейстоценовый возраст, причем образование их следовало за главной стадией позднеплейстоценового оледенения, и во всяком случае, в одном месте предшествовало второй его стадии.

Отсутствие слоистости, окатанности и сортировки материала и его петрографический состав исключает аллювиальное или пролювиальное происхождение брекчий; из образований осадочного происхождения близкую текстуру могли бы иметь лишь обвальные, селевые и моренные образования. Однако в составе ледникового или селевого материала, принесенного по долине Терека, значительную роль играли бы обломки четвертичных лав, а кварциты кистинской свиты отсутствовали бы; кроме того, отмечались бы некоторые следы оглаживания обломков, а столь плотная цементация не имела бы места. В случае обвального генезиса обломки в значительной мере принадлежали бы гранитам надвинутого Дарьяльского массива, слагающим склоны Дарьяльского ущелья, тогда как брекчии состоят почти исключительно из обломков нижнеюрских пород, соответствующих породам субстрата в данном пункте. Особенности строения и состава условий брекчий северной группы можно объяснить, истолковав их, подобно бесспорно эксплозивным брекчиям южной группы, как остатки жерловин, образовавшихся в результате взрывных позднечетвертичных извержений в долине Терека. Незначительная роль пирокластического материала в составе брекчий связана с почти газовым характером взрывов, происходивших в близповерхностных магматических камерах, размещавшихся в зонах развития пород лейаса. Локализация эксплозивных центров в днище долины Терека связана с заложением ее в ослабленной зоне поперечного разлома, а также с тем, что в этой глубокой эрозионной депрессии сопротивление кровли давлению вулканических газов было наименьшим. Приуроченность эксплозивных центров к долинам рек (Терека, Чегема, Баксана) может свидетельствовать о близповерхностном положении периферических очагов, ибо лишь в этом случае могла существенно сказаться разность в давлении вышележащих пород.

Зона Казбек-Цхинвальского разлома обнаруживает современную активность в землетрясениях Казбекского района, наиболее сейсмичного на Б. Кавказе. Изучение смещений в очагах казбекских землетрясений [35] показало, что их плоскости в районе ущелья Терека имеют север-северо-восточное простирание (20°) и круто падают к восток-юго-востоку (<60°), а смещения имеют характер нормального сброса (относительно опускается «висячее» восточное крыло). Таким образом, во время землетрясений имеет место растяжение коры, благоприятствующее «приоткрытию» периферических магматических очагов и способствующее возникновению эксплозивных извержений.

В раннем плейстоцене вулканическая активность в Казбекском районе была относительно слабой и выражалась в отдельных излияниях андезитовых лав вулкана Казбек, существующего с позднего плиоцена. В среднем плейстоцене вулканизм усиливается и его ареал расширяется к юго-востоку. Эксплозивные извержения Казбека и нового вулкана Кабарджин сменяются неоднократными излияниями лав и, возможно, завершаются дацитовыми экструзиями на Кабарджине. В начале позднего плейстоцена произошли мощные эксплозивные извержения Казбека и Кабарджина, затем лавовые излияния Казбека, а также моногенных вулканчиков на его склонах. Лавовые извержения и экструзии на периферии Казбека и Кабарджина продолжались в конце позднего плейстоцена и в голоцене, а между этими вулканами в долине Терека происходили эксплозивные извержения, связанные с опорожнением близповерхностных камер, заполненных богатой летучими «взрывчатой» магмой. После интенсивных извержений в позднем плейстоцене вулканы Казбек и Кабарджин испытали сильное вулкано-тектоническое проседание, приведшее к образованию Верхнетерской наложенной впадины. Оно сопровождалось выдвиганием экструзивных куполов вязкой андезито-дацитовой и дацитовой магмы в центральных частях и на склонах этих массивов.

Четвертичные вулканиты Казбекского района, как и позднеплиоценовые, относятся к известково-щелочной серии с колебаниями от андезитов до дацитов. Позднечетвертичные эффузивы Казбекской группы отличаются очень слабо повышенной щелочностью. Вулканиты Кабарджинской группы и эксплозивных центров долины Терека имеют несколько более кислый состав, чем большинство вулканитов Казбека. Наиболее кислым составом отличаются завершающие цикл извержений дацитовые экструзии Кабарджина и его саттелитов и трахидацитовые лавы вершинного купола (?) Казбека.

*Кельский вулканический район*

Кельский район, расположенный к юго-западу от Казбекского в приводораздельной части южного склона Б. Кавказа, в истоках рек Арагви, Ксани и Б. Лиахвы, занимает среди районов четвертичного вулканизма Казбекской области центральное положение. Извержения в основном происходили здесь в позднем плейстоцене и голоцене. Вулканиты Кельского района петрографически изучены Н. И. Схиртладзе (1958). Геолого-геоморфологическими исследованиями Н. В. Короновского и Н. М. Дзоценидзе уточнены время извержений и развитие вулканизма. Кельский район находится на южном крыле Восточного сегмента мегантиклинория, в пределах Чиаурского флишевого синклинория, и, возможно, связан с осложняющей его структуру антиклинальной зоной, которая лежит между Сванетским горст-антиклинорием и горст-антиклинорием Главного хребта Восточного Кавказа, как бы связывая эти раннеальпийские поднятия в единую зону, наискось пересекаемую осью наложенного Чиаурского прогиба. Вместе с тем район приурочен к участку пересечения этого синклинория Казбек-Цхинвальским поперечным глубинным разломом. В зоне этого нарушения южное крыло сооружения Б. Кавказа испытало новейшие дифференциальные подвижки с относительным поднятием западного блока.

В Кельском районе насчитывается до 25 центров извержений, в основном сосредоточенных между районом Крестового перевала на востоке и истоками Б. Лиахвы на западе. Естественно выделяются четыре участка, несколько отличающиеся по истории вулканической деятельности, ее характеру и составу продуктов: центральный (группа вулканов Непискало), северо-восточный (вулканы района Крестового перевала), южный (группа вулканов Нарван-хох) и западный (Эрман-Ахубатская группа вулканов). Значительно западнее, в Раче, в доли-

нах Чанчахи и Джоджоры находятся два небольших позднеплейстоценовых экструзивных массива дацитов (Цители и Насты-цуб). Кельский район выделяется наибольшим в Казбекской области разнообразием и изменчивостью (как во времени, так и в пространстве) пород (от **андезито-базальтов** до липарито-дацитов).

Непискальская группа вулканов, расположенная в истоках р. Арагви, близ главного водораздела Б. Кавказа, включает до восьми центров извержений. Среди них выделяются крупные вулканы М. и Б. Непискало, по-видимому, приуроченные вместе с мелкими вулканическими центрами к северу и к югу от них к одному субмеридиональному разлому. Первый цикл деятельности вулкана. М. Непискало начинается с эксплозивного извержения, давшего мощную (до 200 м) пирокластическую грубослоистую толщу красного цвета, состоящую из угловатых обломков, бомб и лапиллей андезитов и андезито-дацитов в рыхлом туфовом материале. Излившиеся затем нижний (до 150 м) и средний (до 100 м) лавовые потоки погребли под собой древние широтные долины верховий рек Арагви и палео-Байдары и спустились по первой из них на 8—10 км до с. В. Ганиси, а по последней — через район современного Крестового перевала к северу в сторону Коби. Подошва нижнего потока в верховьях р. Арагви лежит всего на 80—100 м выше современного днища долины, а в долине р. Байдары (т. е. в бассейне Терека) — даже ниже него. Это позволяет датировать потоки началом позднего плейстоцена. Во время некоторого перерыва в вулканической деятельности реки вновь прорезали неглубокие долины по южному (палео-Арагви) и северному краю (палео-Байдары) образовавшегося лавового плато. Остатки отложений последней долины — тонкослоистые песчано-глинистые аллювиально-озерные осадки и аллювиальные галечники — можно наблюдать к западу и юго-западу от Крестового перевала. Выше лежит верхний лавовый поток (до 100—150 м), распространившийся к востоку (по долине Арагви), но, по-видимому, не проникший к северу — в район Крестового перевала и в современную долину р. Байдары.

Потоки подстилаются горизонтами пеплов, лапиллей и шлаков и обладают многоярусной столбчатой отдельностью. В нижнем потоке, заполнившем узкие древние долины, «столбы» располагаются веерообразно, в двух верхних, изливавшихся на довольно ровную поверхность — почти всегда вертикально. Нижний поток сложен андезитами, средний — андезито-дацитами, верхний — дацитами [130]. Лавы этих потоков, вероятно, слагали склоны вулкана М. Непискало, возвышающегося над платообразной поверхностью верхнего потока. Во время максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения вулкан и верхний поток были частично разрушены, кратер превратился в обширный ледниковый цирк, а ледники спускались по долине Арагви к востоку и по долине палео-Байдары (через район Крестового перевала) к северу. На Крестовом перевале сохранилась мощная морена оледенения $Q_3^1$, перекрывающая средний поток непискальских лав и аллювиально-озерную толщу.

Второй цикл вулканической активности относится ко второй половине позднего плейстоцена ($Q_3^2$) и может быть началу голоцена. Вулкан М. Непискало в эту эпоху бездействует. К северу от него возникает крупный вулкан Б. Непискало (Сырх-Арагвинский) — правильный усеченный конус относительной высотой свыше 0,5 км. Нижняя часть его (до 250—300 м) сложена из вулканических туфов и брекчий дацитов, включающих лапилли, бомбы и крупные глыбы лав. Обрывки этой пирокластической толщи прослеживаются в долине Арагви близ с. Эрето на относительной высоте 40—50 м. Верхняя часть склонов и вершина Б. Непискало сложены красными, коричневыми, розовыми, серыми

брекчиевидными и массивными, часто стекловатыми липарито-дацитовыми лавами (экструзия?). С севера к Б. Непискало примыкает небольшой безымянный экструзивный купол, сложенный аналогичными лавами. К юго-востоку от М. Непискало на поверхности эродированных дацитовых лав ($Q_3^1$) расположены небольшой экструзивный купол андезито-дацитов и центр извержения узкого, но длинного (5—6 км) потока гиперстеновых андезитов, спустившегося с плато к самому дну долины Арагви. В ходе извержений западная часть Непискальского массива испытала вулкано-тектоническое проседание, о чем говорит погружение к западу основания вулканического комплекса под уровень русла р. Арагви.

В целом вуканическая деятельность на Непискальском участке начинается с извержения андезитовых пирокластолитов и лав, которые сменяются излияниями андезито-дацитов и после некоторого перерыва — дацитов ($Q_3^1$). После значительного интервала в северной части района происходят эксплозии и экструзии еще более кислого — липарито-дацитового материала ($Q_3^2$), а в южной части — меньшие по объему излияния и экструзии андезито-дацитов и андезитов. По-видимому, первоначально существовал один магматический очаг, дифференциация в котором вела к проявлению все более кислых продуктов. В дальнейшем он распадается на два очага с различным направлением эволюции расплава. Если же позднечетвертичные вулканиты северной и южной периферии непискальского участка не вполне одновозрастны, то липарито-дацитовые извержения отвечают завершению гомодромной линии эволюции магмы, а излияния андезитов, возможно, началу нового цикла.

Группа вулканов района Крестового перевала находится в северо-восточной части Кельского района в зоне главного водораздела. Пять позднечетвертичных вулканических центров приурочены к линии запад-северо-западного — восток-юго-восточного простирания, вероятно, отвечающей активному продольному разлому (флексуре?), по которому зона Крестового перевала была значительно приподнята относительно примыкающего к ней с севера района верховий Терека.

Два западных центра — Эсиком и Западный Хорисар — представляют молодые ($Q_3^2$) экструзивные купола андезито-дацитов и дацитов. Вулканический конус Восточный Хорисар неоднократно давал длинные (8—9 км) потоки лав, стекавшие по троговой долине к северу, в Кассарское ущелье Терека. Наиболее древний поток, подстилаемый маломощным горизонтом андезитовой пирокластики, относится к позднему плейстоцену, а три более молодых, обладающих «свежей» бугристой поверхностью и прекрасно выраженными прибортовыми валами, — к голоцену. Последний короткий поток остановился в 2 км от кратера. Большая часть лав Восточного Хорисара принадлежит к андезито-дацитам, а лавы последнего потока — дацитам. Таким образом, извержения этого вулкана происходили в гомодромной последовательности от андезитов к дацитам.

Вулканы Сакохе и Садзеле, расположенные к северо-востоку от Крестового перевала в непосредственной близости друг от друга и действовавшие почти одновременно — во второй половине позднего плейстоцена, поражают резким различием состава продуктов извержений. Вулкан Сакохе дал мощный (до 200 м), длинный (до 13—14 км) Гудаурский поток темно-серых андезито-базальтов с прекрасной призматической отдельностью и глыбовой поверхностью, спустившийся к югу в троговую долину р. Арагви. Минимальная относительная высота его подошвы над руслом Арагви — 20—30 м. Подстилание потока галечниками с галькой лав М. Непискало и налегание на него в привершинной

зоне солифлюкционных и моренных образований последних стадий второй фазы позднеплейстоценового оледенения позволяет определить время излияния как $Q_3^2$. Над центром излияния возник бескратерный конус Сакохе, сложенный шлаками, бомбами и вулканическими брекчиями андезито-базальтов.

Продолговатый вулканический массив Садзели сложен периклинально залегающими дацитовыми лавами и лавобрекчиями, небольшой поток которых спустился к северо-западу в долину р. Байдары. Лавы подстилаются пирокластической толщей из обломков бомб и лапиллей андезито-дацитов и дацитов, заключенных в туфовом материале, которая в свою очередь перекрывает в долине р. Байдары лавовый поток ($Q_3^1$), спустившийся с М. Непискало. В лавах Садзели выработаны экзарационные формы последней фазы позднеплейстоценового оледенения ($Q_3^2$). Таким образом, время деятельности вулкана Садзели, как и Сакохе, должно относиться к началу $Q_3^2$, продукты же их резко различны. По аналогии с М. и Б. Непискало и Восточным Хорисаром можно предположить, что первые порции магмы (вулкан Сакохе) имели основной состав; затем приостановка извержений привела к дифференциации в промежуточном очаге или канале, после чего произошел взрыв и выбросы пирокластики, а затем излияние дацитов (Садзели). Однако отсутствие промежуточных разностей и несравнимость объемов андезито-базальтовых лав Гудаурского потока (несколько кубических километров) и кислых продуктов вулкана Садзели позволяют скорее допустить питание вулканов Садзели и Сакохе из самостоятельных магматических очагов разной глубинности.

Группа вулканов Нарван-хох с их лавовыми потоками образует южную часть Кельского нагорья — Кельское лавовое плато, примыкающее с востока к подпрудному оз. Кели. Плато ограничено невысокими эрозионными грядами, сложенными мезозойским флишем, и открывается лишь к востоку, в сторону правых истоков р. Арагви. Лавы Кельского плато, по-видимому, заполняют обширный раскрывавшийся к востоку ледниковый цирк. На плато имеется крупный центр извержений андезитовых и андезито-дацитовых лав (Нарван-хох), со временем несколько смещавшийся. Древнейшие лавы (гиперстеновые андезиты) мощностью не менее 100—200 м обнажаются в восточной части плато. Они перекрывают лавовые потоки М. Непискало [130], но, вероятно, также относятся к первой половине позднего плейстоцена ($Q_3^1$), так как затронуты следами обеих фаз позднеплейстоценового оледенения. Центр их извержения скрыт под более молодыми лавами.

Следующая генерация роговообманковых андезито-дацитовых лав (до 150—200 м) слагает северо-западную часть Кельского плато, образуя широкий пологий, почти кольцевой вал и расположенный внутри него конусовидный сглаженный лавовый массив Северный Нарван-хох, вероятно, испытавший чашеобразное проседание вместе с прилегающими к нему участками лавового покрова. Эти лавы затронуты следами второй фазы последнего оледенения и не могут быть моложе верхов позднего плейстоцена ($Q_3^2$). Центром излияния двух последних, голоценовых, генераций лав снова представленных андезитами, явился возникший у юго-восточного подножия Северного Нарван-хоха вулкан Южный Нарван-хох — усеченный конус с кратерным углублением, сложенный черными и красными андезитовыми шлаками. Микрорельеф поверхности голоценовых лав исключительно свеж (краевые валы, «морщины», замкнутые котловины, заполненные многочисленными озерами) и не затронут следами оледенения.

К югу от Кельского плато, в истоках Ксани, находится изолированный вулкан Цители-хати, давший поток дацитов, спустившихся по долине Ксани на 12—13 км. По-видимому, он образовался в начале позд-

него плейстоцена ($Q_3^1$), о чем говорят высота подошвы лав (около 100 м над руслом Ксани) и следы воздействия последней фазы оледенения.

Эрман-Ахубатская группа вулканов, занимающая западную часть Кельского района, по структуре и истории извержений напоминает Непискальскую. Здесь имеется меридиональная цепочка разновозрастных и разнотипных вулканических центров, по-видимому, «сидящих» на глубоком поперечном разрыве. От них на запад, к верховьям Б. Лиахвы, распространялись многоярусные лавовые потоки. Состав лав отличается широкими колебаниями (от андезито-базальтов до дацитов).

Наиболее древние вулканические образования относятся к низам позднего плейстоцена. Они слагают мощную (более 300 м) лавовую толщу Эрманского плато, основание которой еще не вскрыто долиной Эрманидона (возможно, вследствие вулкано-тектонического проседания). Внизу залегают черные андезито-базальты, выше — разделенные прослоями лавобрекчий потоки красных и серых андезитов, андезито-дацитов и, наконец, дацитов, слагающих поверхность плато. Главным центром излияния был вулкан Западный Шар-хох. Южнее находится экструзивный конус Сырх-хох, сложенный брекчиевидными гиперстеновыми дацитами, а еще южнее — более крупный сильно разрушенный дацитовый вулкан Фидар-хох. Он сложен туфобрекчиями и туфами, которые переслаиваются и перекрываются лавобрекчиями и лавами и прорываются экструзивным куполом. Верхний предел возраста эффузивов Эрманского плато и Фидар-хоха определяется врезанием в них трога Эрманидона с комплексом боковых и конечных морен, отвечающих стадиям отступания оледенения $Q_3^2$.

Несколько потоков андезитов и андезито-дацитов (общей мощностью до 300—350 м) слагают Ахубатское лавовое плато, расположенное западнее и несколько ниже Эрманского. Центр их излияния — Южный Шадил-хох «сидит» на той же меридиональной линии, что и три более южных вулкана. Свежесть первичного рельефа Ахубатского покрова и залегание его подошвы ниже русла р. Б. Лиахвы и ее истоков Эрманидон и Каласандон говорит о молодости излияний, но перекрывание краевых частей покрова флювиогляциальными отложениями последних стадий оледенения позволяет датировать излияние концом позднего плейстоцена ($Q_3^2$). Одновременно или несколько позднее действовал вулкан Восточный Шар-хох, давший потоки андезито-дацитов, распространявшиеся к северо-востоку от Эрманского плато.

К голоценовым образованиям западной части Кельского района принадлежит Магладорский поток черных и красных трахидацитов, излившихся из самого северного центра в меридиональной цепочке позднечетвертичных вулканов — Северного Шадил-хоха. Свежая поверхность потока представляет хаотическое нагромождение лавобрекчий и шлаков; над ней возвышается субмеридиональный скалистый лавовый гребень (дайкообразная экструзия?). К голоцену же относится экструзивный вулкан Кели, сложенный гиперстен-роговообманковыми дацитами; он приурочен к более восточной меридиональной линии, на которой южнее «сидят» вулканы Нарван-хох и Цители-хати. Таким образом, на Эрман-Ахубатском участке намечаются два цикла позднечетвертичных извержений. Первый ($Q_3^1$) начинается с излияний андезито-базальтов и завершается излияниями, эксплозиями и экструзиями дацитов; второй ($Q_3^2$—$Q_4$) начинается с излияний андезитов и заканчивается извержениями и экструзиями дацитов и трахидацитов.

Вулканическая деятельность в Кельском районе, судя по присутствию галек андезитов на поверхности 200-метровой террасы Арагви (Н. М. Дзоценидзе) и 150—175-метровых террас Б. Лиахвы, началась,

возможно, в среднем плейстоцене и интенсивно проявлялась в позднем плейстоцене и в голоцене. Раньше всего она захватила осевую часть Кельского «овала» (Эрманский и Непискальский участки), а затем распространилась на северо-восток (район Крестового перевала) и продолжалась на западном и южном участках. Расположение вулканических центров района контролируется несколькими зонами поперечных и продольных разломов или трещин. К первым принадлежат меридиональные зоны вулканов Шадил-хох — Шар-хох — Сырх-хох — Фидар хох, Кели — Нарван-хох — Цители-хати и Б. и М. Непискало — Еси-ком, ко вторым — разлом, с которым связаны вулканы группы Крестового перевала, и, возможно, более южный разлом, проходящий по оси Кельского нагорья, через Сырх-хох и Кели — М. Непискало. На Эрманском, Непискальском и Нарван-хохском участках намечаются три локальные вулкано-тектонические депрессии, разделенные узкими «перегородками» из пород флишевого субстрата. Для Кельского района характерны излияния и экструзии дацитовой магмы, иногда предваряемые выбросами пирокластики. Роль эксплозивных извержений меньше, чем в Казбекском районе и тем более в Эльбрусской области.

В Кельском районе, как и в Казбекском, происходили извержения продуктов известково-щелочного ряда, но состав их как на площади, так и в разрезе более разнообразен и колеблется от андезито-базальтов до липарито-дацитов. Во времени состав вулканитов постепенно изменяется от наиболее основных разностей (андезито-базальтов или андезитов) к кислым (дацитам или липарито-дацитам). Гомодромная последовательность проявляется как в целом на протяжении позднего плейстоцена и голоцена, так и в течение обоих главных вулканических циклов — $Q_3^1$ и $Q_3^2$ — $Q_4$. Переход к новому циклу нередко знаменовался появлением нового вулканического центра, расположенного поблизости от действовавшего ранее и приуроченного к общему вулкано-активному шву. Наименьшей изменчивостью состава отличается Нарван-хохский участок.

Для Кельского района характерно тесное соседство вулканических центров, одновременная деятельность которых различалась как по характеру вулканических проявлений (эксплозии, излияния, экструзии), так и по составу продуктов (например, соседство андезито-базальтового вулкана Сакохе с дацитовым Садзели, андезитового вулкана Нарван-хох с дацитовыми Фидар-хох, Кели). Вероятно, это свидетельствует о независимости и несколько различной глубинности мелких периферических очагов, питавших отдельные вулканические центры Кельского района.

### *Джавский вулканический район*

Самый южный район Казбекской области приурочен к участку полосы сочленения Чиаурского флишевого синклинория с Дзау-Кахетинской шовной зоной (одним из звеньев Кахетино-Лечхумской шовной зоны), где она пересекается зоной поперечного Казбек-Цхинвальского глубинного разлома. Непосредственно к югу от Джавского района в той же поперечной зоне находятся центры миоплиоценовых базальтовых извержений района Цхинвали. В окрестностях с. Джава, в долине Б. Лиахвы и ее левобережья известно до восьми самостоятельных центров извержений трещинного типа, давших ряд коротких, ныне сильно размытых лавовых потоков мощностью до 50—100 м. Одни из них, судя по их залеганию на террасах Б. Лиахвы и Кимаса, относительной высотой порядка первых десятков метров, относятся к началу

позднего плейстоцена ($Q_3^1$); для останцов других, сильно размытых потоков, лежащих на крутых склонах долин не ниже 150 м (с. Сазелети), не исключен среднеплейстоценовый возраст. Лавы Джавского района представлены однообразными серыми и черными андезитами.

---

Во времени магматическая деятельность в Казбекской области развивалась более или менее сходно с Эльбрусской. Однако самая ранняя (миоплиоценовая?) фаза, к которой может относиться внедрение части гипабиссальных интрузий гранодиоритового состава в осевой зоне мегантиклинория, достоверно не доказана; напротив, для ряда мелких «неоинтрузий» радиологически установлена принадлежность к позднеплиоценовой фазе. К ней же относятся мощные многократные эксплозивно-эффузивные извержения андезито-дацитовой магмы с общим объемом продуктов более тысячи кубических километров. В этой фазе намечаются первоначальный период слабой вулканической деятельности (вероятно, начало акчагыла) и две подфазы ее резкого усиления (вторая половина акчагыла и апшерона), возможно, сихроничные отдельным подфазам извержений в Эльбрусской области. Антропогеновая фаза извержений уступает предыдущей по суммарному масштабу извержений примерно на порядок величин. В ней выделяется до пяти подфаз: $Q_1$, $Q_2$, $Q_3^1$, $Q_3^2$ и $Q_4$, две из которых ($Q_1$ и $Q_3^2$) в Эльбрусской области неизвестны. Как и в Эльбрусской области, интенсивность вулканизма постепенно усиливалась до начала позднего плейстоцена ($Q_3^1$), когда извержения (в значительной мере эксплозивные) охватили наибольшую площадь и дали максимальный объем продуктов. Переход к антропогеновой фазе ознаменовался резким изменением ареала вулканизма, а следовательно, и расположения активных магматических очагов: вместо субширотной цепи вулканов и субвулканических гранитоидных интрузий, приуроченной к оси мегантиклинория, образуется поперечная зона вулканических проявлений, пересекающая с юго-запада на северо-восток (вдоль линии Казбек-Цхинвальского глубинного разлома) все сооружение Б. Кавказа и частично Терский краевой прогиб.

К существенным отличиям вулканизма Казбекской области от Эльбрусской относятся отсутствие туфолаво-игнимбритовых извержений, меньшая роль эксплозивных проявлений (особенно в южной части области), в общем менее кислый состав вулканических продуктов, за редкими исключениями колеблющийся от андезитов до дацитов, и его относительная выдержанность в течение позднего плиоцена и антропогена.

Внутри подфаз извержений антропогеновой фазы в Казбекской области (в особенности в ее южной части) в отличие от Эльбрусской ощущается гомодромная тенденция. Так, доступ магмы к поверхности здесь был более легким, она достигала поверхности чаще, но менее значительными порциями; дифференциация в верхней части очага (или в крупном подводящем канале) происходила в меньшем масштабе, главным образом в промежутках между отдельными, довольно частыми извержениями, как правило, не приводившими к полному опорожнению очага.

Свойственный Казбекской области наземный орогенный вулканизм с умеренно кислыми и средними продуктами нормального известково-щелочного ряда пространственно и генетически связан с начавшимся несколько раньше (?) процессом формирования гипабиссальных гранодиоритовых интрузий в осевой зоне инверсионного складчатого сооружения и, очевидно, питался из общих с ними очагов. Преобладание среди продуктов извержений пород, промежуточных между андезитами

и дацитами, при незначительной роли связанных с ними андезито-базальтов и липарито-дацитов позволяет предполагать, что исходная магма, подвергавшаяся дифференциации и ассимиляции, имела андезитовый (иногда андезито-базальтовый) состав. Магматические очаги, по-видимому, существовали ниже гранитно-метаморфического слоя коры (где, скорее всего, формировались анатектические очаги кислой магмы Эльбрусской области), т. е. либо в так называемом «базальтовом» слое коры, либо в верхней мантии.

Наибольшие интенсивность, частота и длительность вулканических проявлений характерны для восточного участка Казбекского района. К северной, южной и западной периферии Казбекской области извержения становятся более редкими. Аналогично этому «львиная» доля общего объема продуктов извержений падает на Казбекский, меньшая, но существенная часть — на Кельский район (главным образом на их восточные части) и совершенно ничтожная — на краевые участки области. Восточная часть Казбекского района отличается наибольшей сложностью и разнообразием вулканических проявлений. Мы видим здесь сложно построенные полигенные стратовулканы Казбек, действовавший с позднего плиоцена и до голоцена, Кабарджин и мелкие моногенные вулканы — саттелиты, возникшие на разных стадиях развития крупных полигенных вулканов на их склонах и подножиях; и те и другие проявляли эксплозивную (в начале отдельных циклов или подфаз извержений), эффузивную и экструзивную (в конце циклов извержений) активность. К зонам поперечных разломов приурочены центры эксплозивных извержений, дававшие выбросы газов и пирокластики или чисто газовые взрывы.

В Кельском районе вулканизм в основном выражен лавовыми излияниями, часто завершающимися небольшими экструзиями кислых вязких лав. Взрывная деятельность играет резко ограниченную роль либо начиная отдельные извержения, либо перемежаясь с экструзиями в конце их. Крупных полигенных вулканов нет. Над магматическими каналами (или небольшими периферическими очагами?) образуются мелкие или средние вулканические аппараты. Они существуют лишь на протяжении одной вулканической подфазы (или части ее) и затем уступают роль новым вулканическим центрам, возникающим по соседству и часто связанным с тем же подводящим каналом или очагом, т. е. происходит как бы некоторое «блуждание» выводных жерл. В развитии соседних и приуроченных как будто к одной тектонической структуре (трещине, разлому) вулканических центров отмечается определенная автономность. Эти особенности вулканизма Кельского района, возможно, связаны с более мелкой нарушенностью, подвижностью и относительно высокой проницаемостью земной коры для продвижения и выхода магмы на поверхность по сравнению с Казбекским.

В краевых участках Казбекской области характер вулканических проявлений еще однообразнее: в западной части Кельского района — единичные экструзии дацитов, в южной части Казбекской области (Джавский район) — излияния андезитов, а в расположенном к северу от нее Грозненском районе — эксплозивные извержения также андезитовой магмы.

Наиболее кислые образования (дациты, липарито-дациты) приурочены к центральному участку Казбекской области (Кабарджин, Терские эксплозивные центры, центральная часть Кельского района), а менее кислые продукты — к ее периферическим участкам. Единственное мощное излияние андезито-базальтов произошло на восточном краю Кельского района.

Новейшие вулкано-тектонические нарушения достигают максимальной сложности и масштаба в восточной части Казбекского района, где в результате средне- и особенно позднечетвертичных извержений

массивы Казбека и Кабарджина испытали вулкано-тектоническое проседание, возникла обширная и глубокая Верхне-Терская впадина и проявились весьма значительные (свыше 300 м) вертикальные перемещения по Казбекскому продольному разлому. В Кельском районе вулкано-тектонические проседания отличаются меньшей амплитудой и большей локальностью (небольшие Фидархохская, Эрманская и Непискальская вулкано-тектонические впадины). В краевых участках Казбекской области — западном, северо-восточном и юго-западном — вулкано-тектонические структуры неизвестны.

### ЗАПАДНО-ЗАКАВКАЗСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Западно-Закавказская провинция отличается от провинций Б. Кавказа и Армянского нагорья незначительным масштабом проявлений орогенного магматизма и основным, отчасти щелочным составом их продуктов. Большинство их принадлежит к миоплиоцену, незначительная часть — к верхнему плиоцену. Провинция располагается в пределах Грузинского срединного массива, разделявшего в течение альпийского цикла геосинклинали Б. и М. Кавказа — Восточного Понта. Молодые вулканические образования приурочены к краевым участкам этого массива, отличавшимся сравнительно большей подвижностью и в конце альпийского цикла либо вовлеченным в умеренное воздымание периферических зон сооружений Б. и М. Кавказа, либо непосредственно примыкавшим к последним. В Западно-Закавказской провинции выделяются две вулканические области: 1) северная — Центрально-Грузинская и 2) южная — Гурийско-Трабзонская.

**Центрально-Грузинская вулканическая область** расположена в полосе Транскавказского поперечного поднятия и приурочена к северной — Окрибо-Сачхерской зоне срединного массива. Эта зона в собственно геосинклинальном этапе альпийского цикла испытала более значительное, чем другие участки Грузинского массива, опускание и слабое складкообразование (на рубеже доггера и мальма), а в позднеорогенной стадии была вовлечена в относительно более интенсивное воздымание (до 1,5—2 км), причленившись к южному крылу сооружения Б. Кавказа. В целом она отличается от других зон срединного массива повышенной подвижностью. Все центры орогенного вулканизма располагаются по краям Окрибо-Сачхерского блока и, по-видимому, связаны с ограничивающими его зонами глубоких разрывных нарушений — Кахетино-Лечхумским швом на севере, Казбек-Цхинвальским глубинным разломом на востоке и разломами, отделяющими его от Дзирульского выступа палеозойского фундамента на юге. Проявления новейшего магматизма в Центрально-Грузинской области принадлежат к миоплиоценовой фазе (поздний сармат — понт) и представлены базальтами, долеритами и местами андезито-базальтами, как правило, с несколько повышенной щелочностью [131].

Восточный участок выходов базальтов и отчасти андезито-базальтов приурочен к зоне Казбек-Цхинвальского поперечного разлома. Близ города Цхинвали в полосе северо-восточного простирания известно до 30 выходов лавовых потоков, силлов и линзовидных прослоев туфобрекчий, залегающих в средней (?) части душетской конгломератовой свиты (мэотис — понт). Мощность отдельных потоков достигает 50—100 м (в районе Криси). У с. Ванати и на р. М. Лиахве обнажаются два потока базальтов мощностью по 20—30 м, разделенных пачкой галечников. Местами базальты обладают подушечной отдельностью (с интерстициями, заполненными крустификационным кальцитом), указывающей на излияние лав в водный бассейн. Площадь отдельных потоков невелика, излияния происходили поблизости от современных залежей базальтов. Подводящими каналами служили некки и дайки

(например, дайка север-северо-восточного простирания, мощностью более 25 м, служащая основанием для древней Хеитской крепости близ Цхинвали).

На границе Окрибо-Сачхерской зоны с Рача-Лечхумской синклиналью, т. е. в пределах Кахетино-Лечхумской шовной зоны у с. Наманеви, сохранился останец мощного (более 120 м) покрова долеритовых базальтов, залегающего со слабым несогласием на поверхности нижнего сармата и среднего миоцена. По его периферии известны дайки базальтов. Размытая поверхность базальтового плато представляет древнейшую плиоценовую террасу р. Риони высотой около 700 м (абсолютные отметки свыше 1,2 км) с остатками аллювиальных галечников.

Несколько выходов базальтов приурочены к южному краю Окрибо-Сачхерской зоны. В районе Горадзири (к юго-востоку от Сачхери), на границе с Дзирульским выступом на высоте около 1050—1100 м сохранились остатки вулканического конуса из оливиновых базальтов, «сидящего» на нижнесарматских отложениях. Западнее, в районе Чиатури, на водораздельном плато Перевиси силлы и дайки оливиновых базальтов прорывают породы от нижнего сармата до майкопа. Внедрение базальтов, очевидно, происходило до начала расчленения аккумулятивной позднесарматской поверхности, т. е. не позднее начала плиоцена. В юго-западной части Окрибского поднятия, к северу от Кутаиси известен ряд силлов и даек оливин-анальцимовых долеритов, прорывающих батские отложения. Н. И. Схиртладзе предположительно относит их также к сармату — мэотису. Сходство с более восточными выходами базальтов и приуроченность к южному борту Окрибо-Сачхерской зоны — Кутаиси-Чиатурской зоне разломов, проявлявшей значительную тектоническую активность в позднеорогенной стадии, делает это предположение вероятным. Однако эффузивные и интрузивные базальтоидные породы повышенной щелочности в Кутаисском районе присутствуют также в киммеридже, позднем мелу (оливин-анальцимовые базальты, трахибазальты, фонолиты свиты мтавари) и, возможно, в палеогене (тешениты с абсолютным возрастом порядка 40 млн. лет). Поэтому не исключен и более древний возраст кутаисских анальцимовых долеритов.

Следовательно, Окрибо-Сачхерская зона Грузинского срединного массива (особенно его западная часть) характеризовалась на протяжении большей части альпийского цикла неоднократно возобновлявшимися проявлениями основного вулканизма с щелочной тенденцией (напоминающего альпийский вулканизм активизированных участков герцинид Западной Европы). Базальтовый состав вулканитов Грузинского массива, резко отличный от состава новейших вулканитов более северных и южных районов Кавказа, по-видимому, обусловлен особенностями глубинного строения земной коры Грузинского срединного массива. Результаты ГСЗ показали [37], что хотя мощность земной коры в его пределах достаточно велика (45—50 км), на долю «гранитно-метаморфического слоя» приходится здесь не более 8—11 км, а ниже залегает очень мощный «базальтовый слой». При таком разрезе коры даже в условиях высокого теплового потока очаги плавления в пределах «гранитно-метаморфического слоя» не могли бы возникнуть. Это объяснение хорошо соответствует характеру магматических продуктов Грузинского срединного массива, начиная с поздней юры, но на первый взгляд не согласуется с наличием в пределах Дзирульского выступа батских гранодиоритовых интрузий. Однако последние, как было показано рядом исследователей, являются дифференциатами той же магмы, которая дала колоссальные объемы байосских основных порфиритов и их пирокластолитов, распространенные не только на Грузинском срединном массиве, но и на огромных площадях смежных геосинклиналей

и, несомненно, поступала из подкоровых, внутримантийных очагов.

**Гурийско-Трабзонская вулканическая область** расположена в северных предгорьях Аджарского и Восточно-Понтийского хребтов. В тектоническом отношении она приурочена к зоне сочленения опущенной западной части Грузинского срединного массива (Рионской межгорной впадины) и ее западного продолжения под водами юго-восточной части Черного моря, с одной стороны, и прилегающего участка взаимоперехода Аджаро-Триалетского и Восточно-Понтийского складчатых сооружений, — с другой. Зона сочленения этих структур (Гурийская зона) представляет узкую, выклинивающуюся к востоку промежуточную ступень. В первой половине палеогена, когда Грузинский массив был приподнят, а Аджаро-Триалетская и Восточно-Понтийская зоны представляли вулканогенный прогиб, Гурийская зона испытала значительно меньшее опускание, чем последний. В позднем эоцене, когда в Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской зонах начались поднятия, Гурийская зона обособилась как самостоятельный прогиб, в котором накапливались осадочные и вулканогенные образования необычного для Аджаро-Триалет и Восточного Понта щелочного состава (анальцимовые андезито-базальты и трахиты). В олигоцене и миоцене она играла роль глубокого краевого прогиба между северным краем Аджарского сооружения и приподнятой в то время осевой (Колхидской) зоной Грузинского срединного массива. В позднеорогенной стадии, с мэотиса, Колхидская зона быстро опускается, превращаясь в глубокую межгорную впадину между Б. и М. Кавказом, а Гурийская зона начинает втягиваться в поднятие Аджаро-Триалетского сооружения.

Новейшие магматические образования Гурии относятся к миоплиоценовой и позднеплиоценовой фазам вулканизма. К первой фазе принадлежат дайки, силлы и внутриформационные потоки анальцимовых базальтов в верхнесарматских, мэотических и понтических отложениях, ко второй — мелкие интрузии анортоклазовых трахитов, прорывающие отложения до киммерийских (т. е. среднеплиоценовых) включительно. Таким образом, миоплиоценовые магматические образования Гурии сходны по составу с аналогичными породами Центрально-Грузинской области, а верхнеплиоценовые отличаются более значительной щелочностью. Новейшие магматические образования Гурии наследуют петрохимические черты, свойственные более древним (позднеэоценовым) вулканитам этого района. Зона развития молодых щелочных вулканических и субвулканических образований протягивается из Гурии далеко на юго-запад вдоль северного борта Восточно-Понтийского сооружения, т. е. его границы с погруженной под юго-восточной частью Черного моря зоной доальпийской (байкальской?) консолидации. В районе Трабзона А. Лакруа (1899) описал молодые (послеэоценовые) оливиновые лейцититы и лейцитовые тефриты. Далее к западу в районе Гиресуна и в долине р. Харшит Х. Цанкл (1961) отмечает присутствие молодых оливиновых базальтов, трахиандезитов и кварцевых трахитов.

Своеобразие состава новейших магматических образований Гурийско-Трабазонской и Центрально-Грузинской вулканических областей, по-видимому, связано с их приуроченностью к краевым, наиболее подвижным зонам Грузинского срединного массива, подвергавшимся влиянию тектонических процессов в смежных геосинклиналях.

## ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Альпийский орогенный этап был ознаменован исключительно мощными вулканическими извержениями, охватившими в той или иной мере почти все продольные тектонические зоны Армянского нагорья. Продукты орогенного вулканизма покрывают около половины его террито-

рии (80 000 км²), занимая почти всю его внутреннюю часть и образуя довольно компактный ареал, по форме в плане приближающийся к асимметричной трапеции, сильно расширяющейся к юго-западу. В целом провинция Армянского нагорья, как и провинция Б. Кавказа, отчетливо приурочена к широкой полосе Транскавказского поперечного поднятия, за пределы которой выступают к западу и востоку лишь отдельные ее «хвосты», составляющие не более четверти ее площади и общего объема вулканитов.

В пределах провинции Армянского нагорья можно выделить четыре обширные полуизолированные вулканические области (с севера на юг): Ахалкалакскую (площадью около 15 000 км²), Центрально-Армянскую или Эрзерум-Сюникскую (около 35 000 км²), Араратскую (около 5000 км²) и Северо-Ванскую (около 25 000 км²) — см. рис. 3. Ахалкалакская и Араратская области целиком лежат в полосе Транскавказского поперечного поднятия, Центрально-Армянская выходит за ее пределы, постепенно сужаясь к западу и востоку, а Северо-Ванская — к западу. Центральные части этих областей приурочены к Артвино-Болнисскому, Центрально-Армянскому и Бингель-Аладагскому внутренним и Арарат-Джульфинскому срединному массивам, разделенным или окаймленным мел-палеогеновыми складчатыми зонами (синклинориями). Последние частично «захлестываются» шлейфами вулканических продуктов, но на отдельных участках поперечных нарушений в них имеются собственные центры четвертичных извержений.

В отличие от Б. Кавказа, в области Армянского нагорья в течение собственно геосинклинального этапа существовали сперва один (в юре), а затем — несколько эвгеосинклинальных прогибов (в мелу и палеогене), развитие которых сопровождалось почти непрерывной мощной преимущественно подводной вулканической деятельностью, а также несколькими фазами интрузивного магматизма. Перемещаясь по территории Армянского нагорья, в связи с неоднократными изменениями тектонического плана, ареалы мезозойских и палеогеновых магматических проявлений покрыли большую часть его площади. Орогенный — олигоцен-антропогеновый магматизм, почти без перерыва следуя за собственно геосинклинальным, является в Армянском нагорье звеном единого альпийского магматического процесса, знаменуя в его истории новый этап, характеризуемый новым смещением ареалов магматической активности и изменением тектонических и палеогеографических условий ее проявления.

В истории орогенного вулканизма Армянского нагорья выделяются две главные стадии. Раннеорогенная стадия — стадия складкообразования в позднегеосинклинальных прогибах — характеризуется сравнительно ограниченными и локальными вулканическими извержениями в некоторых остаточных прогибах (олигоцен — ранний миоцен), но в это время в пределах мел-палеогеновых сиклинориев — Качкарского, Севанского, Ордубадского формировались многочисленные гранитоидные интрузии. Средний и начало позднего миоцена характеризуются затишьем в истории магматической деятельности. Позднеорогенная стадия (конец миоцена — антропоген) — стадия интенсивного горообразования — знаменуется мощными вспышками наземных извержений во всех вулканических областях Армянского нагорья. В геологически и петрографически хорошо изученных двух северных областях различаются три главные фазы активизации вулканизма, охватывающие соответственно конец миоцена — средний плиоцен (миоплиоценовая), конец среднего (?) — поздний плиоцен и антропоген. В отдельных районах их удается подразделить более дробно. Время извержений первых двух фаз подтверждается радиогеологическими определениями. Проявления орогенного вулканизма юго-западных зарубежных частей Армянского нагорья изучены весьма слабо.

### Ахалкалакская вулканическая область

Эта область, выраженная в рельефе в виде одноименного вулканического нагорья, целиком расположена в полосе Транскавказского поперечного поднятия, на центральном участке выпуклой к северу дуги, образуемой северными складчатыми зонами Армянского нагорья. Контур распространения новейших вулканитов Ахалкалакского нагорья имеет прямоугольную форму. С севера и северо-запада его обрамляют Аджаро-Триалетская палеогеновая складчатая зона и северная (Качкарская) зона Восточного Понта, а с юга — палеогеновая Севанская складчатая зона, скрывающаяся на западе под чехлом новейших вулканитов. С запада и востока к Ахалкалакской области примыкают *Чорохская и Сомхето-Карабахская мезозойские складчатые зоны.* Подходя к полосе Транскавказского поперечного поднятия, они вырождаются, а их доюрский (байкальский) фундамент воздымается и обнажается в ряде небольших выступов на западном (Артвинский, Олтинский) и восточном (Храмский, Локский) краях Ахалкалакского нагорья. Это дает основание полагать, что под его центральной частью погребен древний внутренний массив (Артвино-Болнисская глыба, по П. Д. Гамкрелидзе). Фундамент его, по-видимому, раздроблен широтными и долготными разломами на ряд относительно приподнятых и опущенных блоков, в которых юрские и доюрские образования несогласно перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и (или) палеогена. Последние обнажаются по периферии нагорья и вскрываются скважинами под новейшими вулканитами на отдельных его участках. Погребенные разломы фундамента, особенно меридиональные, играют важнейшую роль в расположении центров извержений Ахалкалакской области. Проявления раннеорогенного вулканизма в Ахалкалакской области незначительны. К ним относятся прослои андезитовых лав (?), туфов и туфопесчаников в пестроцветной лагунно-континентальной толще, венчающей разрез олигоцена Ахалцихского остаточного прогиба. Наиболее мощным проявлением раннеорогенного интрузивного магматизма является гигантский (более 4000 км$^2$) Качкарский гранитоидный плутон, прорывающий вулканогенно-осадочные толщи верхнего мела — эоцена и слагающий со своими саттелитами осевую зону Восточно-Понтийского хребта к западу от Ахалкалакского нагорья.

Исключительно широко распространены в Ахалкалакской области продукты наземного позднеорогенного вулканизма, слагающие эффузивно-пирокластический покров Ахалкалакского нагорья. Они покрывают около 15 000 км$^2$, что при средней мощности вулканитов в 500 м позволяет оценить их суммарный объем минимум в 7000 км$^3$. Можно выделить три района проявлений позднеорогенного вулканизма: 1) Годердзский, 2) Джавахетский и 3) Бакурианский. При характеристике вулканизма северо-восточной части Ахалкалакской области, расположенной на территории Грузии, мы будем в основном опираться на материалы детальных исследований Н. И. Схиртладзе [130, 131], а по юго-восточной части области, входящей в состав Советской Армении, — на работы Э. Х. Харазяна [138, 139]. Юго-западная — турецкая часть области изучена недостаточно.

**Годердзский район** занимает северо-западную часть Ахалкалакского нагорья к западу от долины верхнего течения Куры. В рельефе он выражен в виде расчлененного Эрушетского нагорья и субмеридионального Арсианского хребта, уходящего на юго-запад в пределы Турции. Останцы вулканических образований располагаются к северу от поля их сплошного распространения — в Ахалцихской котловине и на южном склоне Имеретинского хребта. Вулканиты Годердзского района в основном относятся к годердзской свите миоплиоценового и

частично среднеплиоценового (?) возраста, лежащей резко несогласно на разных горизонтах эоцена, а в Ахалцихской депрессии — с размывом и весьма слабым несогласием на олигоценовых отложениях вплоть до верхнеолигоценовой пестроцветной толщи. Возраст свиты определяется присутствием в разных ее горизонтах остатков гиппарионов позднесарматского и мэотис-понтического типа, а также богатейших местонахождений остатков флоры: отпечатков листьев и ископаемой древесины (Годердзское и Кисатибское местонахождения). Возраст этих флор, в составе которых преобладают субтропические растения вечнозеленого леса (пальмы, магнолии, лавр и пр.) и широколиственные листопадные формы, служит предметом дискуссии, но большинством исследователей принимается в рамках позднего миоцена — раннего плиоцена (И. В. Палибин, А. Л. Тахтаджан, М. Д. Узнадзе, Л. Г. Челидзе и др.), а по П. А. Мчедлишвили также и среднего плиоцена (киммерия).

Годердзская свита представляет мощную (до 1000—1100 м) толщу пирокластолитов и лав преимущественно среднего состава. Основную роль в ее разрезе играют туфы, вулканические брекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, образующие невыдержанные прослои мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Вулканогенно-обломочный материал принадлежит андезитам и андезито-дацитам, а в верхней части свиты — андезито-дацитам и дацитам. В ущелье Куры у с. Вардзия в пирокластических образованиях высечен знаменитый средневековый пещерный монастырь. В районе Кисатиби (в северной части Эрушетского нагорья) нижней части свиты подчинены несколько прослоев диатомитов мощностью от 1 до 10 м. В разрезе свиты присутствуют также лавовые потоки различного состава. В низах ее на некоторых участках (Годердзский перевал, Кисатиби—Чобарети) среди пирокластических образований среднего и даже кислого состава залегают отдельные потоки долеритовых базальтов и андезито-базальтов (от нескольких метров до 30 м). В средней части свиты имеются потоки андезитов, а ее верхнюю часть образуют мощные покровы андезито-дацитов и дацитов мощностью до 200—300 м, слагающие водораздельные части Арсианского и Эрушетского хребтов. Иногда они выделяются в самостоятельную свиту, возможно, относящуюся к среднему плиоцену. В самом северном, останцовом вулканическом массиве на плато Пирсагат (Персати) андезито-дацитовые лавы налегают на складчатый эоцен. Таким образом, начальный этап миоплиоценовой фазы вулканизма характеризуется мощными эксплозивными извержениями пирокластики среднего состава, одновременно с которыми на некоторых участках происходили излияния основных лав. В дальнейшем состав продуктов извержений становился все более кислым (до дацитового), причем эксплозии стали чередоваться и, наконец, завершились лавовыми излияниями, по-видимому, из тех же вулканических центров.

К проявлениям позднеорогенного вулканизма в юго-западной части Ахалкалакского нагорья, входящей в состав Турции, можно отнести неогеновую пирокластическую толщу, слагающую нижнюю часть разреза западной части Ахалкалакского нагорья в верховьях Куры, в районах городов Чилдыр, Ардаган и Геле; очевидно, она соответствует нижней части годердзской свиты. На этой толще, а в долине р. Посховчай на нерасчлененных гипсоносных отложениях олигоцена — миоцена или более древних образованиях залегают, по данным К. Эрентоза, нерасчлененные палеоген-неогеновые и четвертичные лавовые толщи преимущественно андезитового, а также андезито-базальтового и базальтового состава. Они слагают Арсианский хребет, водораздельную часть Эрушетского нагорья и другие возвышенности. По сопоставлению с соседними участками Грузии эти лавовые покровы должны в основном соответствовать верхней части годердзской свиты, но в юго-восточной части Турецкого сектора Ахалкалакского нагорья, в районе оз. Чил-

дыр, выше годердзской свиты, вероятно, присутствуют покровы базальтов и андезито-базальтов позднеплиоценового и плейстоценового (?) возраста.

Значительно западнее, в водораздельной части Восточно-Понтийского хребта на аэродированной поверхности Качкарского плутона сохранился ряд останцов неогеновых (?) вулканических образований липаритового и трахитового состава. Подошва их располагается на отметках 2,5—3,5 км, а мощность достигает на горе Качкардаг (3937 м) около 0,5 км. С. П. Бальян (1968) рассматривает их как фрагменты мио-плиоценовой годердзской свиты, поднятые на огромную высоту последующими движениями.

**Джавахетский район** занимает восточную часть Ахалкалакской области. К нему относятся меридиональный Абул-Самарский хребет, увенчанный рядом плиоценовых и четвертичных вулканов, параллельные ему валообразные массивы Гукасянских (Ашоцких) гор на юго-западе и Мокрых гор на востоке, а также ряд примыкающих к ним высокогорных лавовых плато: Ахалкалакское к западу от Абул-Самсарского хребта, Гукасянское к югу от него, Цалкинское к северо-востоку от Мокрых гор, Гомаретское и Лорийское к востоку от них. Для Джавахетского района характерны наибольшая длительность и многофазность новейшего вулканизма, проявлявшегося в миоплиоцене, позднем плиоцене и антропогене, и широкое развитие средних и кислых вулканических продуктов, наряду с основными, во всех трех фазах. Однако в самой восточной части Джавахетского района, к востоку от Мокрых гор распространены лишь покровы позднеплиоценовых и плейстоценовых (?) основных лав, слагающих Цалкинское, Гомаретское, Лорийское плато и лавовые потоки, спускающиеся от них к востоку по древним долинам.

Миоплиоцен. В ущельях р. Куры и Паравани (Ахалкалакчай), прорезающих Ахалкалакское плато, дислоцированные пирокластолиты годердзской свиты с угловым несогласием перекрываются позднеплиоценовыми долеритовыми базальтами. Дацитовые туфы, вероятно, также относящиеся к годердзской свите и перекрытые долеритовыми лавами, отмечены Н. И. Схиртладзе (1958) также на восточной периферии Ахалкалакского нагорья, на некоторых участках Цалкинской котловины, а Э. Х. Харазяном (1968) на южной периферии нагорья в истоках р. Ахурян обнаружены выходы липарито-дацитов и обсидианов верхней части годердзской свиты, несогласно перекрытые долеритовыми базальтами. Поэтому можно предполагать, что годердзская свита распространена почти на всей территории Ахалкалакского нагорья. Н. И. Схиртладзе (1958) относит к верхней ее части мощные толщи андезито-дацитовых и дацитовых лав, слагающие «остов» Абул-Самсарского хребта (в частности, вулканические массивы гор Абул и Самсар), Гукасянских и Мокрых гор; в отношении последних сходное мнение высказал А. Т. Асланян (1958). На западном склоне Абул-Самсарского хребта у с. М. Самсар Н. И. Схиртладзе отмечает выходы туфов и брекчий типа годердзской свиты, по простиранию фациально замещаемых ясно порфировыми дацитовыми лавами и перекрытых андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами. В ряде естественных обнажений и разрезов скважин на разных участках Ахалкалакского нагорья он устанавливает налегание позднеплиоценовых долеритовых базальтов на кислые дацитовые и андезито-дацитовые лавы, относящиеся, по его предположению, к годердзской свите. Вместе с тем он признает, что на склонах Абул-Самсарского хребта наблюдаются и обратные соотношения, когда долеритовые базальты, в свою очередь, перекрываются андезитами и андезито-дацитами, и относит последние к позднему плиоцену и частично к антропогену. П. Д. Гамкрелидзе (1954), Е. М. Великовская (1953) и другие полагают, что андезитовые и дацитовые лавы Абул-Самсарского хребта

и Мокрых гор (абул-самсарская свита) перекрывают толщу долеритовых базальтов (цалка-ахалкалакскую свиту) и принадлежат к верхам позднего плиоцена. Э. Х. Харазян (1966, 1970) установил, что долеритовые базальты Лорийского плато перекрываются комплексом лав среднего и умеренно кислого состава, слагающих южную часть Мокрых гор. Последние, следовательно, не могут быть древнее позднего плиоцена. Менее ясен вопрос о возрасте средних и умеренно кислых лав и пирокластолитов Абул-Самсарского вулканического хребта. Следует учитывать, что породы годердзской свиты, а на некоторых периферических участках Ахалкалакского нагорья (например, Цалкинское плато) и позднеплиоценовые лавы собраны в пологие складки запад-юго-западного простирания, т. е. повторяют в смягченной форме структурный план их палеогенового субстрата. С этим структурным планом не вяжутся меридиональные разломы и валообразные структуры, свойственные молодым вулканитам и центрам извержения Абул-Самсарского хребта, Мокрых и Гукасянских гор. По-видимому, эти структуры моложе субширотных складок и образовались не ранее конца плиоцена. Поэтому наиболее естественно допустить для них позднеплиоценовый и частично плейстоценовый возраст.

Поздний плиоцен. Верхнеплиоценовые образования распространены в Джавахетском районе наиболее широко. Нижнюю часть их разреза слагают многоярусные покровы долеритовых базальтов и резко подчиненных им андезито-базальтов. Лавы, по-видимому, изливались главным образом из области Мокрых гор, распространяясь к западу и к востоку и заполняя прилегающие к ним Цалкинскую, Лорийскую, Гукасянскую и Ахалкалакскую эрозионно-тектонические депрессии. В последние две котловины базальтовые потоки, возможно, стекали также с юго-запада из района верховий Куры, Гукасянского и Чилдырского хребтов, находящихся на территории Турции. Некоторые исследователи допускают наличие центров излияния и на различных участках Ахалкалакского плато. Длина лавовых потоков достигает нескольких десятков и даже сотни километров (Дебедачайский поток), а суммарная мощность долеритовых лав, как правило, превышает 100—200 м, а в некоторых древних долинах доходит до 300—400 м. В некоторых разрезах выделяется до 20—28 (в ущ. р. Дебед) потоков мощностью от 0,5 до 10—20 м. Базальтовая толща разделяется на два горизонта пачкой озерно-аллювиальных туфогенно-осадочных образований мощностью от нескольких метров (в каньонах рек Паравани, Дебед) до многих десятков метров (в Цалкинской котловине). В нижних потоках обоих горизонтов в разрезе ущ. Дебед Э. Х. Харазян отмечает присутствие подушечных лав и гиалокластитов, указывающих на излияние лав в водную среду.

Возраст долеритовых лав устанавливается как акчагыл и, возможно, апшерон на основании присутствия в прослаивающих лавы осадочных образованиях в Цалкинском районе остатков позднеплиоценовых *Elephas planifrons* и *Equus cf. stenonis* [42], остатков раннеплейстоценовых млекопитающих в перекрывающих их озерных отложениях близ г. Ахалкалаки, а также установленной для долеритовых базальтов Лорийского плато и Лебеда-чайского потока обратной ориентировки вектора остаточного намагничивания [7]. По данным Ш. А. Адамия и А. И. Храмова (1963), нижние и средние горизонты толщи долеритовых базальтов в более северных районах Ахалкалакского нагорья (Ахалкалакское, Гомаретское, Кладеисское плато, хр. Бедени, ущ. р. Храми) характеризуются обратной, а ее верхние горизонты нормальной ориентировкой вектора остаточного намагничивания.

На долеритовые базальты, по данным П. Д. Гамкрелидзе (1954) и Э. Х. Харазяна (1966, 1970), ложатся потоки более кислых — андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых лав, широко распро-

страненных в пределах Абул-Самсарского хребта, Мокрых гор, отчасти Гукасянского плато и, по-видимому, Гукасянских гор. Мокрые горы, по Э. Х. Харазяну (1970), в основном сложены кечутской лавовой толщей, состоящей из перекрывающих друг друга покровов двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (до 700 м и более) и роговообманковых андезито-дацитов (до 500 м). В водораздельной зоне хребта, где находились центры излияния, они прорываются мелкими экструзивными куполами гиалодацитов. На Гукасянском плато кечутская свита представлена потоками и руинами вулканических аппаратов кварц-андезитового состава. Лавы кечутской свиты подверглись глубокому эрозионному и ледниковому расчленению. Э. Х. Харазян предположительно относит их к раннему — низам среднего плейстоцена, но поэтому противоречит установленное Ц. Г. Акопяном (1963) для лав южной части Мокрых гор обратное направление вектора остаточного намагничивания. Более вероятно отнесение кечутской свиты к позднему плиоцену, скорее всего к верхам акчагыла — апшерону. Для аналогичных по стратиграфическому положению и составу лав Центрально-Армянской области получены цифры абсолютного возраста 0,7—1,8 млн. лет. В отличие от Мокрых гор, где позднеплиоценовые (?) лавы образуют полого залегающие, сильно денудированные покровы, в Абул-Самсарском хребте андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами сложен ряд сильно разрушенных крупных вулканических аппаратов — Б. и М. Абул, Самсар и др. Самсар, по Н. И. Схиртладзе, представляет обширный древний вулканический массив в форме подковы, внутри которой расположена кальдера диаметром 2,5—3 км.

Антропоген. В антропогене вулканическая активность в Ахалкалакском нагорье снизилась. Некоторые усиления ее констатируются в середине, конце плейстоцена и в голоцене. П. Д. Гамкрелидзе (1954) и Н. И. Схиртладзе (1958) относят к плейстоцену так называемый Куринский поток долеритовых базальтов. Он «вложен» в долину Куры и спустился по ней примерно до с. Аспиндза, где останец его лав лежит на палеогеновом складчатом субстрате на высоте всего 80 м над руслом Куры, т. е. значительно ниже, чем основание позднеплиоценовых долеритовых лав в этом же ущелье. По-видимому, лавы этого потока не могут быть древнее среднего плейстоцена. По наблюдениям Н. Н. Щепинской и М. В. Федорова (1963), он образовался в результате ряда последовательных излияний. Петрографическое тождество всех 22 лавовых горизонтов долеритовых базальтов говорит об отсутствии дифференциации магмы как в глубоком очаге, так и в процессе подъема и излияния отдельных порций лав. Площадь распространения лав Куринского потока, согласно Н. Н. Щепинской и М. В. Федорову, не ограничивается долиной Куры, но охватывает северную часть Ахалкалакского нагорья, где и предполагаются центры их извержения. Напротив, Л. Г. Джигаури и Г. М. Майсурадзе предполагают, что центр излияния находился в долине Куры у с. Хертвиси. К среднеплейстоценовой (?) генерации могут относиться и однообразные долеритовые базальты Машаверского потока, изливавшиеся к востоку от Мокрых гор многочисленными (до 10—15) мелкими порциями. В пользу их более молодого возраста по сравнению с Дебедачайскими лавами говорит меньшая глубина вреза русла р. Машавера относительно их подошвы (до 20—25 м), хотя общая мощность Машаверских лав меньше, чем Дебедачайских. В южной части Мокрых гор Э. Х. Харазян (1970) описал потоки темных андезито-базальтов и андезитов, с размывом перекрывающие эродированную поверхность андезитов и андезито-дацитов кечутской свиты и увенчанные шлаково-лавовыми конусами. Обломки этих лав обильны во флювиогляциальных позднеплейстоценовых галечниках. Предположительно они относятся к среднему плейстоцену.

К концу плейстоцена или к голоцену принадлежат несколько вулканов с их лавовыми потоками в северной (горы Тавквети-ли, Шавнабади) и средней частях Абул-Самсарского хребта (гора Годореби и некоторые мелкие шлаковые конусы и потоки). Эти вулканические постройки, несмотря на их значительные абсолютные высоты (до 2,5—3 км), не затронуты следами последнего оледенения; вулканический рельеф конусов и потоков сохранил первоначальную свежесть. Поверхность потоков хаотическая, бугристая, с сохранившимися следами течения лав. Шлаковые конусы имеют правильную форму и кратерные углубления. Лавы представлены черными, реже красными смоляновидными андезито-дацитами. С ними фациально связаны накопления шлаков, бомб, лапиллей и вулканических песков.

**Бакурианский район** расположен к северу от основного поля вулканических образований Ахалкалакского нагорья, в юго-западной части Триалетского хребта на среднем, наиболее пережатом и относительно приподнятом участке южного крыла Аджаро-Триалетской складчатой зоны, лежащем в осевой части Транскавказского поперечного поднятия. Некоторые центры извержения этого района лежат на северном продолжении Самсарской вулканической гряды и, по-видимому, контролируются общими поперечными разломами. Масштаб вулканизма в Бакурианском районе неизмеримо меньше, чем в более южных районах. В его западной части, на плато Дебадзвели, имеется обширный останец андезитовых лав, лежащий на 800 м выше русла Куры, на абсолютной высоте 1,6—2 км и на древней денудационной поверхности. Подобно лавовому плато Пирсагат в Имеретинском хребте, — это, скорее всего, фрагмент лавового покрова, принадлежащего верхней части годердзской свиты. Некоторые исследователи считают за центр извержения холм Цители-Дабадзвела в южной части плато, но, возможно, что главный центр излияния располагался в пределах Ахалкалакского нагорья. Восточнее, примерно на той же широтной линии, находятся три небольших центра позднеплейстоценовых извержений — Цихисджвари, Бакуриани (Мухера) и Сарагви, давшие потоки авгитовых и гиперстеновых андезитов. Два последних потока достигают в длину 20 км и спускаются по долинам правых протоков Куры. Бакурианский поток, заполнивший долину пра-Боржомки, дошел до Куры (у г. Боржоми). Его подошва располагается на уровне 20-метровой террасы Куры, что позволяет отнести его к позднему плейстоцену. Плоская первичная поверхность потока хорошо сохранилась, так как современные ущелья рек Боржомки, Бакурианис-Цкали и Гуджаретис-Цкали были врезаны вдоль его бортов. Поток, излившийся из центра Сарагви, спустился по долине пра-Гуджаретис-Цкали до места ее слияния с Бакурианис-Цкали.

В истории позднеорогенного вулканизма Ахалкалакской области выделяются три главные фазы: миоплиоценовая, позднеплиоценовая и антропогеновая. Первым двум отвечают очень мощные вспышки извержений, третьей — значительно более слабые. Первая фаза выделяется преобладанием извержений средней и умеренно кислой (от андезитов до дацитов) магмы главным образом в эксплозивной форме. В позднеплиоценовой и антропогеновой фазах значение эксплозивных извержений, напротив, ничтожно, и возрастает значение излияний базальтовой и андезито-базальтовой магмы, игравших в миоплиоценовой фазе (главным образом, в начале ее) очень скромную роль. Но и в позднем плиоцене, и в антропогене в некоторых зонах происходят также извержения умеренно кислых и средних продуктов. В западном — Годердзском районе проявились миоплиоценовые и среднеплиоценовые (?) извержения, в восточном — Джавахетском — миоплиоценовые, особенно мощно позднеплиоценовые и, отчасти, четвертичные, в северном — Бакурианском — четвертичные, и, возможно, миоплиоценовые.

Центральная часть Ахалкалакской области — зона Абул-Самсарского меридионального хребта — выделяется среди других ее участков наибольшей продолжительностью извержений и отсутствием излияний основных лав. Как в миоплиоцене (?), так и в позднем плиоцене и в антропогене здесь происходили извержения умеренно кислых продуктов (андезито-дациты, дациты). Они принадлежат к известково-щелочному ряду и вполне аналогичны позднеплиоценовым и четвертичным вулканитам Казбекской области.

На участках, расположенных восточнее (Мокрые горы) и западнее Абул-Самсарского хребта (Ахалкалакское плато, Гукасянские горы) в позднем плиоцене происходили мощные излияния долеритовых базальтов, за которыми извергались более кислые лавы (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты). В антропогене на Абул-Самсарском хребте снова извергаются умеренно кислые лавы, а к западу и к востоку от него — сперва долеритовые базальты (Куринский, Машаверский потоки), а затем — андезито-базальты и андезиты (в Мокрых горах). Излияния долеритовых базальтов происходили, вероятно, из многочисленных каналов, рассеянных на обширной площади (ареальный тип вулканизма), а извержения средних и умеренно кислых лав — из трещинных и центральных вулканов, приуроченных к нескольким меридиональным зонам (Абул-Самсарская, Мокрых гор и пр.). На северном продолжении Абул-Самсарской зоны, в Бакурианском районе, в позднем плейстоцене, а может быть и в миоплиоцене происходили извержения андезитов.

Устойчивую связь вулканических серий определенного состава с отдельными участками Ахалкалакской области, скорее всего, можно объяснить наличием самостоятельных магматических очагов разной глубинности, питавших центры извержений на этих участках. Очаги наиболее кислой, андезито-дацитовой и дацитовой магмы приурочены к меридиональным зонам, лежащим в полосе Транскавказского поперечного поднятия: Абул-Самсар-Бакурианский и, в меньшей мере, зоне Мокрых гор. С Абул-Самсарской зоной связана не только цепочка вулканов (Сарагви, Тавкветили, Шавнабади, Самсар, Годореби, Б. и М. Абул и др.), но и эпицентры ряда землетрясений и «рои» их афтершоков с очагами на глубинах порядка 3—20 км. Вдоль оси Абул-Самсарского хребта проходит глубинный разлом, в зоне которого происходит наибольший подъем геоизотерм и помимо мантийных очагов базальтовой магмы, вероятно, имеется очаг плавления в нижней части «гранитно-метаморфического слоя». Наличие меридионального гравитационного минимума позволило Б. К. Балавадзе (1957) предполагать под Абул-Самсарским хребтом локальное утолщение этого «слоя» и понижение границ Конрада (до 28 км) и Мохоровичича (до 53 км). Возможно, однако, что этот минимум в определенной мере обусловлен разуплотнением вещества коры и верхов мантии в зоне высокого теплового потока. Меридиональные магмо-проницаемые глубинные разломы с соответствующими зонами повышения теплового потока существуют, вероятно, также под Мокрыми и Гукасянскими горами.

С участками пересечения зоны Абул-Самсарского глубинного разлома, оперяющими ее поперечными и диагональными разрывами, связаны вулканы центрального типа и экструзивные тела. Н. И. Схиртладзе (1966) различает бескратерные моногенные лавовые вулканы с лавовым конусом, лавовым куполом и шлаковым конусом; кратерные, полигенные вулканы, в том числе кальдерные (Самсар) с лавовыми или слоистыми конусами; сложные вулканические аппараты — массивы, дававшие большое количество пирокластического материала (характерны для миоплиоценовой фазы вулканизма). В Бакурианском районе имеется

несколько небольших вулканов центрального типа — бескратерных, с кратероподобным углублением, и шлаковых конусов. К западу и востоку от зоны Абул-Самсарского разлома распространены моногенные трещинные вулканические аппараты, иногда увенчанные небольшими шлаковыми конусами ,а также щитообразные вулканы с широким основанием и весьма пологими склонами: они доставляли на поверхность сперва основную лаву, а позднее — и продукты ее дифференциации и, вероятно, питались из очагов, расположенных на больших глубинах.

**Центрально-Армянская вулканическая область**

Эта наиболее обширная область Армянского нагорья расположена к югу от Ахалкалакской, с юго-западным краем которой она сливается, в пределах юго-западной части складчатого сооружения М. Кавказа и его западного продолжения. В плане она имеет форму слабо выпуклого к северу полумесяца. В пределы СССР входит ее восточная половина, а лежащие к западу от р. Ахурян Карсское вулканическое плато и более западные участки области (к северу и к югу от Эрзерума) попадают на территорию Турции. Субстратом позднекайнозойского вулканического комплекса в основном является, по-видимому, древний (эпибайкальский) Центрально-Армянский внутренний массив, переработанный в альпийском «цикле» и вошедший в состав складчатого сооружения М. Кавказа, который обнажается в Мисханском и Ахтинском выступах фундамента, вскрыт бурением под Ереваном и погребен под вулканитами Карского плато, Арагаца, Гегамского и Варденисского нагорий, и лежащая на его юго-восточном продолжении Анкаван-Зангезурская шовная зона, контролирующая расположение центров извержений Сюникского (Карабахского) нагорья. Частично новейшие вулканиты располагаются также на структурах мел-палеогеновых складчатых зон (сиклинориев), обрамляющих Центрально-Армянский массив — Севанской на севере и Катызман — Веди-Ордубадской на юге, накладываясь на их крылья, а местами перекрывая их почти целиком; самый западный вулканический покров рассматриваемой области (Урдаглари) перекрывает даже участок южного крыла Чорохского антиклинория.

В Центрально-Армянской области более мощно, чем в Ахалкалакской, проявился раннеорогенный магматизм. Интрузивный кайнозойский магматизм на М. Кавказе почти целиком приурочен к Севанскому и Веди-Ордубадскому геосинклинальным прогибам и зонам их сочленения со смежными поднятиями и отвечает эпохе замыкания, складкообразования в этих прогибах и становления Малокавказского мегантиклинория. Процесс формирования интрузий протекал от конца среднего эоцена до начала миоцена, затягиваясь на тех участках, где дольше продолжались прогибание и вулканическая деятельность. Интрузивный магматизм в Севанской зоне, внедрение габбро, диоритов, гранитоидов, граносиенитов и, наконец, формирование интрузий щелочных пород — нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (Памбакский или Тежсарский массив) отвечает предпозднеэоценовому и предолигоценовому времени (от 42 до 35 млн. лет). Предпозднеэоценовые тела имеют, как правило, линейно вытянутую форму, согласную с простиранием складчатых структур, и представляют соскладчатые интрузии, а более поздние интрузивы нередко изометричны или округлы в плане, пересекают складчатую структуру и сформировались после главного пароксизма складкообразования. В восточной части Ордубадской зоны в течение олигоцена, а может быть и раннего миоцена, т. е. уже на раннеорогенной стадии, формировался огромный (около 1000 км²) Мегри-Ордубадский плутон, сложенный преимущественно гранодиоритами, монцони-

тами, граносиенитами, гранитами и другими кислыми породами. Абсолютный возраст пород разных фаз внедрения — от 30 до 40 млн. лет. К той же генерации относятся расположенные севернее более мелкие кислые интрузивы Баргушетского хребта—сателлиты Мегри-Ордубадского плутона. Аналогичный возраст можно предполагать для Далидагского гранитоидного батолита на Кельбаджарском участке Севанского прогиба.

К раннеорогенной стадии принадлежат также проявления вулканизма на отдельных участках остаточно-геосинклинальных прогибов, продолжавших свое погружение в течение олигоцена. В основном они известны в пределах Веди-Ордубадской синклинальной зоны. В Западном Даралагезе осадочные образования раннего — среднего олигоцена замещаются вулканогенной толщей, сложенной из лав палеотипных андезитов и андезито-базальтов, а также туфов и туфобрекчий, из обломков тех же лав и трахитов (200—300 м). Согласно А. С. Остроумовой (1964), этой толще подчинены мелкие тела щелочных базальтоидных пород. Породы толщи местами гидротермально изменены (алунитизированы, пиритизированы, каолинизированы). В Восточном Даралагезе и бассейне р. Воротан на средне- и позднеэоценовых вулканогенно-осадочных образованиях с угловым несогласием залегает амульсарская вулканогенная толща (андезитовые лавы и пирокластолиты, нередко гидротермальноизмененные, с экструзиями липаритодацитов), вероятно, относящаяся к олигоцену (А. А. Габриелян, 1964 г.). Аналогичное положение занимают, по-видимому, позднепалеогеновые вулканогенные толщи Варденисского и Восточно-Севанского хребтов в остаточных прогибах Севанской зоны, вулканогенно-обломочные толщи раннего — среднего олигоцена (даррыдагская) и позднего олигоцена — раннего миоцена (пестроцветная) Нахичевани и пр., также сложенные пирокластолитами и лавами преимущественно андезитового состава [5].

В позднеорогенной стадии Центрально-Армянская область явилась ареной мощных, многократных наземных извержений. В ней выделяются четыре главных района позднеорогенного вулканизма: 1) Восточно-Армянский, 2) Нахичеванский, 3) Арагацкий и 4) Карс-Эрзерумский.

**Восточно-Армянский (Гегамо-Сюникский) район.** К этому району относится широкая полоса молодых вулканических образований, протягивающаяся от междуречья Акеры и Воротана на юго-востоке до р. Касах на северо-востоке. Он включает неогеновые вулканические покровы Мисханского хребта, крупный плиоценовый вулкан Араилер, Егвардское и Канакерское лавовые плато в районе Еревана и обширные сводообразные вулканические нагорья — Гегамское, Варденисское и Сюникское, расположенные к западу, югу и юго-востоку от оз. Севан. На периферии этой полосы расположены отдельные полуостанцовые и останцовые массивы неогеновых и четвертичных эффузивов. Район в основном тяготеет к восточной части Центрально-Армянского внутреннего массива и ограничивающей его с северо-востока и продолжающейся далее на юго-восток Анкаван-Зангезурской шовной зоне (в литературе этот комплекс структур часто именуется Мисхано-Зангезурским антиклинорием). Центрально-Армянский внутренний массив и частично наложенные на него олигоцен-миоценовые впадины служат субстратом позднеорогенных вулканических образований Мисханского хребта, Гегамского и отчасти Варденисского нагорий, в пределах которых имеется ряд выступов байкальского метаморфического фундамента (Мисханский, Ахтинский) и палеозойско-триасового квазиплатформенного комплекса (Аргичинский, Джерманисский), а участок Анкаван-Зангезурской шовной зоны контролирует вулканизм Сюникского нагорья. Местами новейшие эффузивы частично перекрывают смежные Севанский и Веди-Ордубадский синклинории и ряд остаточных или на-

ложенных неогеновых впадин — Севанскую, Ереванскую, Сисианскую и др.

В пределах района выделяется центральная или осевая зона, в которой распространены продукты всех трех фаз позднеорогенного вулканизма, и периферические зоны — северо-восточная (Мисханский, Восточно-Севанский хребты) и юго-западная (Западный и Восточный Даралагез, Северный Зангезур), где в основном присутствуют продукты миоплиоценовой фазы.

Миоплиоценовая фаза извержений начинается, по-видимому, в позднем сармате и продолжается до раннего плиоцена (понта) или среднего плиоцена. Продукты этой фазы распространены в Восточно-Армянском районе почти повсеместно, а первоначально покрывали еще бóльшую площадь, в частности, заполняли бассейны верхнего течения рек Азат, Веди, Арпа, Нахичеванчай и Алинджачай, бронировали Памбакский хребет, бассейн верховий р. Тертера и образовывали вулканогенно-осадочный шлейф в Севанской впадине. Продукты миоплиоценовой фазы распространены также в пределах Арагацкого вулканического района. В последнее время выясняется большая сложность разреза этих образований и их существенная фациальная изменчивость. Пока еще нет полного единства в понимании возраста миоплиоценовой серии и взаимоотношений отдельных ее членов, но все же в результате исследований А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, А. Т. Вегуни, А. С. Остроумовой, В. М. Амаряна, К. И. Карапетяна, Е. Е. Милановского и др. намечается общая картина ее строения. Эта серия лежит с размывом и угловым несогласием на разновозрастных образованиях вплоть до свиты палеотипных андезитов и пирокластолитов, нередко гидротермальноизмененных, для которой в Западном Даралагезе (Айодзоре) установлен фациальный переход в осадочные образования раннего — среднего олигоцена. На аналогичные толщи миоплиоценовая серия ложится в Варденисском нагорье, в Восточно-Севанском хребте и Восточном Даралагезе. В Приереванском районе и на западном побережье Севана она налегает на среднемиоценовые и сарматские осадочные отложения. В наиболее полных разрезах серии (в Западном Даралагезе, Севанском бассейне, Приереванском районе и др.) можно выделить до четырех вулканогенных толщ [23].

Нижняя толща, получившая в Приереванском районе название белесоватой свиты, несогласно лежит на разных горизонтах миоцена и олигоцена и представлена туфами, туфобрекчиями, туфоагломератами изменчивого — андезито-базальтового, андезито-дацитового, дацитового, трахилипаритового состава, а также туфогенно-осадочными образованиями мощностью от нескольких десятков до 200—300 м. В основании свиты близ Еревана прослеживается один-два маломощных (5—30 м) невыдержанных потока базальтов с мандельштейновой текстурой. Восточнее толща становится целиком пирокластической (здесь в ней высечен средневековый пещерный Гегартский монастырь), а к западу фациально переходит в солоноватоводную осадочную разданскую свиту среднего — позднего сармата, и сама заключает прослои с сарматской микрофауной. Сарматский возраст низов вулканогенной серии определяется также по остаткам флоры в северной части Ленинаканской впадины и по остаткам фауны — на западном побережье Севана. В районе г. Раздан конгломераты и кислые пемзовые туфы основания этой серии лежат на морских осадках конкского горизонта.

Менее ясен возраст низов описываемой серии в более южном районе — в Западном Даралагезе. Здесь на разных горизонтах эоцена или олигоцена несогласно залегает толща, сложенная трахитовыми, трахилипаритовыми, липарито-дацитовыми туфами, туфобрекчиями, лавами с крупными фенокристаллами санидина, а также туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками белого, светло-серого или розоватого

цвета мощностью до 200—300 м. С ней связаны мелкие экструзии и субвулканические тела трахитов и трахилипаритов. Эту толщу называют санидиновой или белесоватой свитой, однако ее стратиграфическая эквивалентность белесоватой свите Приереванского района не доказана. Возможно, она соответствует третьей толще более северных и восточных участков. А. С. Остроумова, напротив, считает санидиновую (белесоватую) толщу Западного Даралагеза верхней частью олигоценовой вулканогенной серии, основываясь на общих чертах химизма этой толщи и подстилающих ее заведомо олигоценовых образований: как и последние, она отличается повышенной щелочностью и сопровождается мелкими телами щелочных базальтоидов (калиевые базальты, лейцитовые тефриты).

Вторая толща, наиболее мощная (до 500 м и более) и широко распространенная, представлена трансгрессивно залегающими пирокластолитами (туфы, вулканические брекчии), туфогенно-обломочными породами (туфоконгломераты, туфопесчаники и пр.) с отдельными внутриформационными лавовыми потоками андезитового и отчасти андезито-базальтового и андезито-дацитового состава. Невыдержанные пачки и прослои этих пород переслаиваются и замещают друг друга. Пирокластические и туфогенные образования представляют продукты эксплозивных извержений, но в значительной мере переотложены и имеют лахаровый и пролювиальный генезис. По периферии вулканических районов в толщу вклиниваются прослои туфогенно-осадочных и нормально-осадочных озерных отложений — диатомитов, глин, песков, ракушников и пр., с остатками миоплиоценовой листовой флоры, диатомовых, пресноводных плиоценовых моллюсков — дрейссензий и пр. (западное побережье оз. Севан), позволяющими отнести эту толщу к мэотису — понту. В разных районах она выделяется под разными названиями: анийская, вохчабердская, гортунская, басаргечарская, биченагская свиты; ее стратиграфическим аналогом является основная часть годердзской свиты.

Третья толща выражена липаритовыми, липарито-дацитовыми, трахилипаритовыми туфами, туфобрекчиями, а также потоками лав, куполовидными вулканами и экструзивными массивами того же состава. В Мисханском и Восточно-Севанском хребтах, на ряде участков Варденисского и Гегамского нагорий, на туфобрекчиях вохчабердской свиты залегает горизонт белых, иногда розоватых неслоистых пепловопемзовых кислых туфов и туфобрекчий (от нескольких десятков до сотни метров). На западном крыле Севанской котловины среди озерно-аллювиальных отложений, перекрывающих вохчабердскую толщу, в изобилии появляются гальки липаритовых лав и прослои переотложенного гравия. Этот материал приносился с запада, с Гегамского хребта. В его осевой зоне располагаются крупные куполовидные вулканы Спитаксар и Гехасар, сложенные туфами, туфобрекчиями и главным образом лавами липаритов, обсидианами и перлитами; они либо отвечают рассматриваемой толще, либо, как считает С. Г. Карапетян, относятся к позднему плиоцену. Но на северо-западном подножье Гегамского нагорья, в среднем течении р. Раздан, известно несколько, несомненно, допозднеплиоценовых липарито-дацитовых экструзивных куполов (горы Гюмуш, Авазан); они прорывают сармат и обтекаются потоками позднеплиоценовых лав [104]. Радиологические данные (4,3—5,3 млн. лет) свидетельствуют об их принадлежности к среднему плиоцену [51].

Четвертая толща, местами подстилаемая невыдержанными валунно-галечными прослоями, представлена «свежими» серыми, розовыми, сиреневыми андезитовыми, реже андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми, дацитовыми лавами (от 100 до 400 м). Их покровы, лежащие на кислых туфах, бронируют склоны Мисханского и Восточно-Севанского хребтов и обнажаются на ряде участков Гегамского и Варде-

нисского нагорий. Для андезитов этой гегамской свиты Г. П. Багдасаряном получены по K-Ar-методу цифры 3,5—5,4 млн. лет, отвечающие среднему плиоцену.

Таким образом, в миоплиоценовой фазе вулканизма в пределах значительной части Восточно-Армянского района намечаются четыре подфазы, образующие два ритма. Первая подфаза (сармат) характеризуется преимущественно эксплозивными извержениями пестрой по составу, но преимущественно кислой пирокластики. Местами эти извержения сочетаются или предваряются излияниями основных лав (Приереванский район). Вторая подфаза (мэотис — понт) выражена эксплозиями преимущественно андезитовой магмы, создавшими мощные накопления из вулканических брекчий и туфов, частично переотложенных лахарами и временными потоками на склонах и у подножий вулканических массивов, в прибрежных зонах озерных водоемов. В пределах Гегамского, Варденисского, Сюникского нагорий, возможно, существовали крупные, впоследствии разрушенные или погребенные вулканы центрального типа. Третья подфаза (начало среднего плиоцена?) вновь отмечена эксплозиями и экструзиями кислой магмы, а четвертая (средний плиоцен) — преимущественно излияниями андезитовых лав, аналогичных венчающим годердзскую свиту.

В отличие от более северных участков, в миоплиоценовой вулканогенной серии Конгуро-Алангезского (Зангезурского) и восточной части Дарагазеского хребта кислые лавы и пирокластолиты отсутствуют. По данным Ш. А. Азизбекова (1961), здесь на разных горизонтах палеогена несогласно залегает биченагская свита (до 800—900 м), имеющая следующий разрез (снизу вверх):

1. Вулканические брекчии и реже лавы андезитов и андезито-базальтов . . . . . 165—550 м
2. Пироксен-роговообманковые и биотитовые (в верхах) андезитовые лавы и агломераты . . . . . 150—360 м
3. Вулканические брекчии и лавы андезитов, андезито-базальтовых и оливиновых базальтов . . . . . 225 м

Нижняя часть свиты прорывается небольшим гипабиссальными телами долеритов и чаще андезито-дацитов. Эту толщу Ш. А. Азизбеков относит к миоплиоцену на основании ее соотношений с палеогеновыми и миоплиоценовыми отложениями и региональных сопоставлений.

Самым юго-восточным участком выходов миоплиоценовых вулканогенно-осадочных образований является район низовий рек Акеры и Базарчая, где на майкопских отложениях ($P_3 — N_1^1$) с угловым несогласием залегает каракоюнлинская свита — толща чередования песчаников, белых и сиренево-серых туфов, туфобрекчий и глыбовых туфоконгломератов мощностью 500—600 м. Стратиграфически выше (?) залегает коджаханская свита, состоящая из серых и сиреневых туфобрекчий, грубых и глинистых песчаников, глыбовых конгломератов и красно-серых глин (170—210 м), с размывом перекрытая апшеронскими отложениями. По стратиграфическому положению обе свиты условно относятся к позднему миоцену — раннему плиоцену и сопоставляются с вохчабердской свитой Гегамского нагорья (Э. Ш. Шихалибейли, 1964 г.). Вулканогенный материал поступал с северо-запада — с Сюникского нагорья, где миоплиоценовые образования в основном перекрыты позднеплиоценовыми и четвертичными вулканогенными толщами. Несколько куполовидных липаритовых вулканов — Базенк, Б. и М. Деве-Гезю, выступающие из-под четвертичных лав в осевой зоне Сюникского нагорья [50], относятся к миоплиоцену или позднему плиоцену.

В отличие от позднеплиоценовых вулканогенных образований, миоплиоценовая вулканогенная серия Восточно-Армянского района, включая среднеплиоценовые (?) андезитовые покровы, в ряде мест

смята в пологие широкие складки с углами падения до 10—20° (например, в Восточно-Севанском, Мисханском хребтах и пр.), образовавшиеся в среднем плиоцене; вслед за этими деформациями или одновременно, но еще до начала акчагыла она была расчленена эрозией и прорезана древними долинами рек пра-Раздан, пра-Воротан и пр. Этот чрезвычайно глубокий (до 0,5—1 км) денудационный врез был обусловлен не только значительным воздыманием М. Кавказа, но и резким падением главного базиса эрозии — уровня Каспия в среднем плиоцене [83].

Позднеплиоценовая фаза по площади, охваченной извержениями и объему продуктов, уступает миоплиоценовой и существенно отличается по их составу и типу извержений. В течение этой фазы, по-видимому, уже проявились некоторые различия в характере магматического процесса между Восточно-Армянским и Арагацким районами. Позднеплиоценовые извержения не затронули северо-восточную периферию Восточно-Армянского района (Восточно-Севанский, Мисханский хребты) и его юго-западную периферию (Даралагез, Сев. Зангезур). На остальной территории района, за исключением двух участков, происходили излияния основных, малодифференцированных лав — базальтов и андезито-базальтов. Часто (хотя и не всегда) они обладают раскристаллизованной основной массой с долеритовой структурой, вследствие чего за ними установилось название «долеритовые базальты», нередко используемое в стратиграфическом смысле. Долеритовые базальты ложатся с размывом и угловым несогласием на сильно расчлененную в среднем плиоцене поверхность различных более древних образований. От миоплиоценовых вулканогенных толщ они отличаются, как правило, почти ненарушенным залеганием, осложненным лишь отдельными флексурами и разрывами.

В Приереванском районе на Евгвардском и Канакерском плато выделяются два покрова долеритовых лав, мощность которых варьирует от 20—30 до 150—200 м над погребенными древними долинами (например, пра-Раздан). Эти покровы распространяются к северо-западу в район Арагаца и к западу, где они скрываются под аллювиально-озерными отложениями Арагацкой котловины. Определения абсолютного возраста долеритовых базальтов из района среднего течения р. Раздан (Г. П. Багдасарян) дали цифры от 2 до 4 млн. лет (в среднем 2,9 млн. лет), а для вышележащих андезито-базальтов — от 0,7 до 1,8 млн. лет, что позволяет предположительно отнести первые излияния к предакчагыльскому или раннеакчагыльскому времени, а последние — к апшерону. Центры излияний, по-видимому, находились в западной части Гегамского нагорья и в районе вулканического массива Араилер.

Араилер представляет сильно разрушенный позднеплиоценовый полигенный вулкан с диаметром основания около 9 км, насаженный на пьедестал из долеритовых базальтов. В строении его, по данным Л. Г. Кваша (1953), выделяются следующие комплексы: 1) толща лав и агломератов андезито-базальтового состава (до 400 м), слагающая нижнюю, внутреннюю часть вулканического конуса, 2) толща шлаковых агломератов андезитового состава, 3) потоки андезитовых, андезито-дацитовых лав и 4) поток дацитовых лав, занимающий наиболее высокое положение и слагающий остатки вершинного вала. Периклинально залегающие лавы и пирокластолиты, кроме дацитов привершинной зоны, прорываются дайками андезито-базальтов, андезитов и дацитов, служившими подводящими каналами для паразитических центров извержения. Строение вулкана свидетельствует о гомодромном направлении эволюции очага.

К самым молодым позднеплиоценовым вулканическим образованиям относятся расположенные на северо-западном склоне Гегамского нагорья куполовидные вулканы Атис и Гутансар с их лавовыми пото-

ками, сложенные липаритами, обсидианами и перлитами, а также ряд мелких экструзивных куполов и коротких потоков в районе среднего течения р. Раздан (у пос. Фонтан, Нурнус и др.). Они прорывают и перекрывают средне- и позднеплиоценовые вулканические образования и, в свою очередь, перекрываются (или прорываются) четвертичными андезито-базальтовыми лавами. С. Г. Карапетян (1968) приводит для упомянутых пород цифры абсолютного возраста в интервале от 2,0 до 0,5 млн. лет. К этой же генерации он относит липаритовые массивы Спитаксар и Гехасар в осевой зоне Гегамского нагорья, но более вероятна их принадлежность к среднему плиоцену.

На северном и восточном склонах Гегамского и в Варденисском нагорье к позднему плиоцену следует отнести обширные покровы и потоки андезито-базальтовых, базальтовых и андезитовых лав общей мощностью от нескольких метров до 100 м. В основании их часто залегают прослои или пачки пеплов, лапиллей, бомб и шлаков. Позднеплиоценовые лавы с размывом и угловым несогласием перекрывают миоплиоценовую вулканогенную серию и в свою очередь с размывом перекрываются апшеронскими флювиогляциальными галечниками, четвертичными аллювиально-озерными осадками, слагающими толщу Сарыкаинского мыса на западном берегу Севана, а в ряде мест Варденисского нагорья — плащом моренных отложений мощностью до 10—25 м, принадлежащих древнему покровному оледенению. Доплейстоценовый возраст толщи основных лав доказывается обратным направлением вектора остаточного намагничивания [7]. К. И. Карапетян (1969), детально изучивший позднеплиоценовые и четвертичные лавы Гегамского и Варденисского нагорий, выделяет среди них три генерации; древнейшая из них (по его мнению, позднеплиоценово-раннечетвертичная), по-видимому, относится к позднему плиоцену (апшерону?). На южном склоне Варденисского нагорья, в бассейне р. Арпа, их потоки ложатся на галечники 180—220-метровой террасы. В Севанской депрессии, испытывавшей относительное опускание, они залегают на меньших относительных высотах или погружаются под уровень позднечетвертичных аллювиальных и озерных равнин и перекрываются более молодыми лавовыми потоками.

В ходе позднеплиоценовых излияний существенных изменений химического состава лав ни в Гегамском нагорье, ни в Варденисско-Даралагезском районе не происходит; они представлены преимущественно андезито-базальтами. Но в последнем районе К. И. Карапетян отмечает закономерное изменение состава вкрапленников (в основании комплекса залегают роговообманковые лавы, выше — пироксеновые и оливиновые разности), связываемое им с гравитационной дифференциацией в неглубоких периферических очагах в период, предшествовавший извержениям. Несколько повышенная щелочность Варденисско-Даралагезских лав по сравнению с Гегамскими также свидетельствует, по его мнению, о существовании отдельных промежуточных очагов, связанных с общими глубокими очагами базальтовой (?) магмы. Позднеплиоценовые андезито-базальтовые излияния Гегамского и Варденисского нагорий имеют ареальный характер, т. е. связаны с многочисленными временно приоткрывавшимися трещинами и небольшими моногенными вулканами. Большинство их не сохранилось.

Более сложно построен позднеплиоценовый комплекс в юго-восточной части Восточно-Армянского района — Сюникском (Карабахском) нагорье. Возраст и стратиграфические взаимоотношения развитых здесь вулканогенно-осадочных толщ долгое время служили предметом дискуссии и до сих пор эти вопросы окончательно не разрешены. Наиболее обоснованная характеристика этих толщ дана в монографии А. А. Габриеляна (1964). Позднеплиоценовые и может быть частью плейстоценовые вулканогенно-осадочные толщи в пределах Сюникского нагорья,

долин рек Воротан (Базарчай) и Акера и их междуречья заполняют эрозионно-тектонические депрессии, образовавшиеся в среднем плиоцене, когда вследствие падения уровня Каспия в восточной части М. Кавказа были выработаны глубокие долины, врезанные в разновозрастные отложения вплоть до вулканогенного миоплиоцена. Среди позднеплиоценовых толщ намечаются две главные генерации, связанные с несколькими этапами извержений крупного полигенного вулкана Ишихлы (Ишхансар) и его саттелитов.

Ранний этап извержений привел к образованию горисской вулканогенно-обломочной толщи (до 500 м), слагающей междуречье Воротана и Акеры в районе г. Горис и к юго-востоку от него. Она состоит из вулканических брекчий, туфов разной размерности, пеплов, пемз, туфогенно-осадочных (туфоконгломератов, туффитов) и осадочных пород (конгломератов, песков и пр.). Преобладающий состав вулканогенного материала — андезитовый, андезито-базальтовый, андезито-дацитовый. Характерны невыдержанность отдельных пачек и быстрые фациальные замещения. В районе г. Горис в туфах и брекчиях горисской толщи выработан типичный микрорельеф типа бедлэнд с живописными каменными пирамидами, башнями, гребнями и т. п. и высечены многочисленные древние пещеры. К юго-востоку от г. Горис грубость пирокластического материала и его роль в разрезе снижается, а к северо-востоку, напротив, возрастает, и появляются отдельные лавовые потоки несколько более основного состава, чем пирокластика, что свидетельствует о расположении центра извержений в районе массива Ишихлы. Они в основном носили эксплозивный характер, их продукты устремлялись в виде лахаров к юго-востоку, заполняя обширную эрозионно-тектоническую депрессию. Происходили также отдельные излияния андезито-базальтовых лав. Горисская толща обладает общим очень пологим (до 3—4°) наклоном к юго-востоку. Вверх по долинам рек Воротан и Акера она фациально замещается туфогенно-осадочными толщами, накопившимися в древних долинах в обстановке частичной подпруды (пра-Акера) или даже временной полной запруды (пра-Воротан) огромными массами вулканогенного материала, выброшенного вулканом Ишихлы.

В долине р. Воротан к западу и запад-северо-западу от с. Вагуди горисская толща замещается сисианской толщей мощностью до 400—500 м, отлагавшейся в обширном запрудном озере. Она сложена чистыми и глинистыми диатомитами, глинами, алевролитами, песками и песчаниками, гравелитами, галечниками, а также туфодиатомитами, туфогенными песками, пеплами, пемзами, витро- и литокластическими туфами, свидетельствующими о сингенетичных извержениях. Наиболее характерной породой являются диатомитовые глины. По данным Л. А. Игнатьевой (1967), в нижней части толщи они переслаиваются преимущественно с песчаниками и туфопесчаниками, а в верхней с туфами и туфодиатомитами. В средней части толщи проходит маркирующий горизонт перлитовых туфов. В правобережье р. Воротан сисианская толща залегает ингрессивно, глубоко проникая в долины и овраги его правых притоков, выработанные в миоплиоценовой вулканогенной толще и подстилающих ее породах. Из разных горизонтов толщи А. Л. Тахтаджаном (1948) определена богатая ископаемая флора, представленная формами, произрастающими ныне в Юго-Восточной Армении и исключающими возможность допозднеплиоценового возраста толщи. Сисианская толща, как и горисская, перекрывается лавами ишихлинской и ераблурской толщ (см. ниже); на основании этих данных мы относим их к позднему плиоцену.

В долине р. Акеры и ее притоков аналогичное стратиграфическое положение занимает акеринская толща (до 200 м), лежащая на резко расчлененном эрозионном рельефе, выработанном в верхнемеловых

образованиях. Она сложена из невыдержанных прослоев и пачек песков, суглинков, супесей, галечников, пеплов, а в низах толщи — также диатомитов. Эти отложения накапливались в крупной речной долине в условиях затрудненного, а временами совершенно прекращавшегося стока (диатомиты, глины). На левом склоне долины появляются пролювиально-делювиальные дресвяно-щебнистые, супесчаные, галечные отложения, залегающие с первичным наклоном до 10—15°. В правобережье, ближе к массиву Ишихлы, возрастает роль пемзовых туфов, туфобрекчий, появляются бомбы и лапилли, свидетельствующие о близости центра извержений. К югу акеринская толща фациально замещается горисской и частично может быть перекрывается ее верхней частью.

К более молодым вулканогенным образованиям принадлежат ишихлинская толща, образующая мощный вулканический массив Ишихлы (Ишхансар), и ераблурская, слагающая лавовое плато на левом склоне долины р. Воротан к запад-юго-западу от г. Горис. Ишихлинская толща (до 600 м) сложена андезитовыми, андезито-дацитовыми, дацитовыми, липарито-дацитовыми лавами и их пирокластолитами. Вверх по разрезу состав пород становится в общем более кислым. Массив Ишихлы представляет крупный полигенный вулкан диаметром 15—20 км и относительной высотой более 1,5 км. В западной его части хорошо выражен серповидный гребень (сомма) диаметром около 7 км, абсолютной высотой до 3552 м; в центре внутреннего углубления (возможно, кальдеры?) возвышается более молодой вулканический конус Кечалдаг (3241 м). Однако в целом вулканическая постройка имеет относительно древний возраст, поскольку в ней выработаны троги, цирки и кары, принадлежащие, вероятно, к двум оледенениям.

Ераблурское плато сложено потоками базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых лав, налегающих на горисскую толщу. В них врезана позднеапшеронская терраса р. Воротан относительной высотой 200 м. Судя по данным Ц. Г. Акопяна (1963), лавы ераблурской толщи (очевидно, ее верхней части) обнаруживают нормальную ориентировку вектора остаточного намагничивания. Наиболее вероятно отнесение ераблурской лавовой толщи к апшеронскому ярусу, при этом, по крайней мере, ее верхней части — к верхам апшерона. Не исключено, однако, что определения вектора намагниченности относятся к более молодым, четвертичным лавовым потокам, излившимся на поверхности Ераблурского плато. Взаимоотношения ераблурской и ишихлинской толщ недостаточно ясны и трактуются различно. Возможно, они приблизительно одновозрастны, но извержение более кислых дифференцированных продуктов происходило в центральной части крупного полигенного вулкана, а излияния более основных, малодифференцированных лав — по его периферии.

Позднеплиоценовая фаза извержений в Сюникском нагорье связана с длительным развитием крупнейшего вулкана Ишихлы. Она началась с мощных эксплозий и незначительных излияний магмы среднего состава, приведших к накоплению горисской толщи и вызвавших подпруду древних речных долин. В дальнейшем на южной, юго-западной и западной периферии вулкана происходили излияния основных и средних лав, а в его центральной части накопилась лаво-пирокластическая толща среднего и кислого состава, слагающая древнюю вулканическую постройку (сомму Ишихлы). История развития вулкана Ишихлы в общем близка к таковой вулкана Араилер, но отличается большей сложностью, а сам вулкан обладает значительно большими размерами и объемом продуктов.

В самой юго-восточной части М. Кавказа, в районе Кафана, известны несколько небольших потоков андезито-базальтов, базальтов и андезитов (в долине р. Халадж, у сел Арцваник и Зейва). Обратное

направление вектора остаточного намагничивания позволяет отнести их к позднему плиоцену.

Под полигенными вулканами (Араилер и Ишихлы) можно предполагать существование самостоятельных магматических очагов, из которых извергались преимущественно средние и умеренно кислые вулканиты. В течение позднеплиоценовой фазы в этих очагах происходила дефференциация магмы, о чем свидетельствует гомодромная в целом последовательность появления вулканических продуктов. На остальной же площади Восточно-Армянского района в позднем плиоцене происходили трещинные излияния базальтов (преимущественно в западной части района) и андезито-базальтов, т. е. не дифференцированных или слабо дифференцированных продуктов, поднимавшихся из глубоких мантийных очагов. Таким образом, здесь как и в Ахалкалакской области сосуществовали магматические очаги, питавшие вулканы продуктами разного состава и, вероятно, отличавшиеся своей глубинностью.

В антропогене ареал вулканической деятельности в Восточно-Армянском районе по сравнению с поздним плиоценом уменьшается незначительно, однако интенсивность извержений и объем их продуктов снижаются во много раз. Относительно мощные извержения происходили в Гегамском и северной части Сюникского нагорья; в Варденисском нагорье и бассейне р. Арпа они были более слабыми. Вспышки вулканизма отвечают главным образом среднему, позднему плейстоцену и голоцену. К плейстоцену относятся потоки мощностью до нескольких десятков — сотни метров и длиной до 20—40 км, спускавшиеся по долинам рек Раздан, Арпа, Тертер, Акера, Воротан. Подошва лав лежит на относительных высотах от нескольких десятков метров до 100—120 м. Часто лавы ложатся на аллювиальные галечники. Достоверное разделение средне- и позднеплейстоценовых лавовых потоков пока произвести затруднительно. В высокогорных зонах в эти лавовые потоки и «сидящие» на них вулканические конусы врезаны троги, цирки, кары последней фазы оледенения, что позволяет установить их довюрмский (по крайней мере, допоздневюрмский) возраст. Первичная поверхность потоков более или менее изменена под воздействием факторов денудации.

Напротив, лавы самой молодой генерации отличаются свежей бугристой поверхностью и представляют типичные глыбовые лавы или афролиты. Спускаясь в долины рек, они ложатся на самую низкую надпойменную террасу или даже пойму, а в высокогорной зоне не затрагиваются следами последнего оледенения. Эти признаки позволили К. Н. Паффенгольцу уже давно (1931, 1934 гг.) выделить лавы типа «Е» и отнести их к голоцену. К ним принадлежат обширные лавовые потоки северной части Гегамского нагорья, изливавшиеся в его субмеридиональной вершинной зоне и на северо-восточном склоне (Уч-Тапалярская группа вулканов), вулканы Армаган, Ахар-Бахар и Смбатасар на западном, восточном окончаниях и южном склоне Варденисского нагорья, вулкан Далик-тапа в правобережье р. Арпа и ряд вулканических центров в пределах Сюникского нагорья. Некоторые лавовые потоки и вулканические конусы в вершинной части Гегамского нагорья (например, гора Аждаак), отнесенные К. Н. Паффенгольцем к типу «Е», как показал К. И. Карапетян (1964), несут следы воздействия последнего оледенения (ледниковая штриховка на лавах, кары) и сформировались в период последнего оледенения или до него. На поверхности четвертичных лавовых потоков располагаются многочисленные вулканические конусы диаметром от нескольких десятков до многих сотен метров и даже более 1 км. Среди конусов различаются чисто шлаковые постройки (нередко с кратерными углублениями) и сооружения из чередующихся прослоев шлаков и маломощных потоков и небольших

экструзивных выжимок лавы — шлаково-лавовые конусы (вулканы гегамского типа, по К. И. Карапетяну, 1962 г.).

Четвертичные вулканические образования Восточно-Армянского района принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду. Плейстоценовые лавы относятся преимущественно к андезито-базальтам (с отклонениями до базальтов и андезитов) и в общем близки к позднеплиоценовым лавам Гегамского и Варденисского нагорий. В последнем районе К. И. Карапетян отмечает постепенную смену роговообманковых лав пироксеновыми и оливиновыми в ходе извержений. Голоценовые лавы повсеместно характеризуются несколько более кислым — андезитовым составом. Это обусловило их меньшую текучесть, большую вязкость и глыбовый микрорельеф поверхности, а также большую роль эксплозивных выбросов пепла, лапилли и шлаков во время голоценовых извержений по сравнению с плейстоценовыми. Извержения кислого материала в Восточно-Армянском районе в антропогене не имели места. Нет здесь и четвертичных полигенных вулканов, и господствуют эфемерные моногенные центры извержений, связанные с густой сетью временно приоткрывавшихся и быстро «залечивавшихся» трещин, служивших подводящими каналами. Положение этих центров маркируется шлаковыми и шлаково-лавовыми конусами, в изобилии усеивающими поверхность сводообразных вулканических нагорий. Четвертичный вулканизм Восточно-Армянского района является типичным примером ареального или ареально-трещинного типа вулканизма (поскольку подъем магмы происходил по многочисленным трещинам).

Несмотря на моногенный характер вулканических аппаратов и их «блуждание» в ходе вулканического процесса по площади нагорий, намечаются некоторые закономерности в их расположении. Большие скопления мелких конусов приурочиваются к узкой субмеридиональной зоне на своде Гегамского нагорья и к отдельным зонам на его крыльях. Аналогичная картина проявляется в Сюникском нагорье. Подобное расположение скоплений мелких центров извержений или отдельных более крупных центров можно объяснить их приуроченностью к более глубоким, «магистральным» разломам, трещинам или узлам их пересечения, по которым с больших глубин поднимались значительные порции магмы, в верхней части земной коры «растекавшейся» по более мелким трещинам — каналам, выводящим расплав на поверхность. Центры извержения обычно бывают приурочены к таким разрывам или таким их участкам, которые характеризовались незначительной амплитудой перемещений блоков и лишь приоткрывались во время извержений. К. И. Карапетян предполагает, что моногенные центры четвертичных и позднеплиоценовых извержений «питались» магмой из нескольких линзовидных промежуточных очагов (Гегамского, Айодзорского и др.), располагавшихся на глубинах порядка 3 км, в свою очередь связанных зонами глубинных разломов с единым очагом базальтовой магмы. Однако петрографическое однообразие одновозрастных вулканических продуктов (андезито-базальты в плейстоцене, андезиты в голоцене), извергавшихся на огромной площади, и отсутствие значительных вулкано-тектонических проседаний непосредственно над центрами извержений говорят не в пользу такого предположения. Если вулкано-тектонические проседания и имеют здесь место, то выражены лишь в некотором общем опускании, захватывающем огромные территории, в частности участки депрессий, смежных с вулканическими сводами; подробные явления можно объяснить скорее разгрузкой весьма обширного и глубокого магматического очага, располагавшегося в самой нижней части земной коры или даже в верхней части мантии.

В развитии вулканизма в Восточно-Армянском районе в течение позднеорогенной стадии можно отметить следующие тенденции:

1) от фазы к фазе уменьшается ареал извержений, снижается их интенсивность, существенно уменьшается суммарный объем продуктов;

2) в миоплиоценовой фазе огромную роль, наряду с лавовыми излияниями, играли эксплозивные извержения, в конце ее происходили также экструзии вязкой кислой лавы. В позднеплиоценовой фазе происходят мощные излияния и небольшие экструзии; роль эксплозий, за исключением Ишилинского участка, резко снижается; в антропогеновой фазе она становится совершенно ничтожной, а экструзии отсутствуют; напротив, от фазы к фазе возрастает относительная роль лавовых излияний;

3) состав вулканических продуктов от фазы к фазе изменяется в общем в антидромной последовательности. В миоплиоценовой фазе он колеблется от андезито-базальтов и базальтов до дацитов, трахилипаритов и липаритов, но в целом резко преобладают андезиты и андезито-дациты. В позднеплиоценовой фазе преобладают базальты и андезито-базальты, но крупные полигенные вулканы (Ишихлы, Араилер) извергают и более кислые продукты (андезиты, дациты и липарито-дациты). В антропогеновой фазе состав продуктов колеблется от базальтов до андезитов, но в общем близок к андезито-базальтовому;

4) внутри фаз проявлялись разные направления изменений состава. Наиболее сложными были они в миоплиоценовой фазе, где намечаются два ритма с антидромной тенденцией. В позднеплиоценовой фазе, напротив, состав изменялся в общем от основных к более кислым продуктам; в антропогеновой фазе также ощущается общая гомодромная последовательность, а внутри отдельных подфаз — очень слабая антидромная тенденция;

5) в миоплиоценовую фазу, по-видимому, в основном действовали полигенные вулканы центрального типа (?), которые к началу позднего плиоцена были сильно разрушены. В позднем плиоцене на значительных площадях происходят ареально-трещинные излияния, но на отдельных участках развиваются полигенные центральные вулканы. В антропогене ареально-трещинные извержения стромболианского типа становятся единственным типом вулканической деятельности.

**Нахичеванский магматический район** занимает в Центрально-Армянской области обособленное положение. Он находится на участке Веди-Ордубадского синклинория, пограничном с наложенной на срединный массив Нахичеванской межгорной впадиной. Проявления орогенного магматизма принадлежат здесь к раннеорогенной стадии и миоплиоценовой фазе позднеорогенной стадии.

В течение эоцена в Ордубадском геосинклинальном прогибе происходили мощные и неоднократные преимущественно подводные извержения лав и пирокластолитов главным образом среднего состава. Первые вулканические проявления, относящиеся к орогенному этапу и, по-видимому, связанные с подводящими каналами в зонах глубоких разломов на границе с Нахичеванской впадиной, происходили в олигоцене и раннем миоцене и выразились в накоплении мощных пирокластических и туфогенно-обломочных континентальных образований даррыдагской толщи ($P_3^{1-2}$) и пестроцветной каширдагской толщи ($P_3^3 - N_1^1$) общей мощностью более 1 км. Они состоят из обломков свежего, часто грубого (прослои туфобрекчий) андезитового материала, свидетельствующего о деятельности близко расположенных наземных вулканов [5]. К раннеорогенной стадии относится также становление огромного полифазного гранитоидного Мегри-Ордубадского плутона, внедрившегося в зоне сочленения Ордубадского синклинория и Зангезурского шовного антиклинория и расположенных к северо-западу от него массивов — сателлитов.

Миоплиоценовая фаза завершает развитие орогенного магматизма. Она приурочена к периоду замыкания Нахичеванской впадины и складкообразования, которому подверглись выполняющие ее олигоцен-миоценовые отложения, а также (повторно) мел-палеогеновые толщи Ордубадского синклинория. В структурном отношении миоплиоценовые интрузии и экструзии Нахичевани приурочены к нескольким линейно-вытянутым зонам или полосам глубоких нарушений фундамента: а) к глубокому разлому северо-западного — юго-восточного простирания, проходящему по границе Ордубадского синклинория и Нахичеванской впадины; б) к предполагаемому глубокому разлому (или флексуре) юго-западного — северо-восточного простирания, ограничивающему Нахичеванскую впадину с юго-востока; в) к зоне глубоких нарушений субширотного восток-северо-восточного простирания, вдающейся в пределы Ордубадского синклинория с запада, со стороны «входящего угла» Нахичеванской впадины и выраженной в его складчатой структуре в виде субширотного Парадашского прогиба. К этой зоне длиной около 30 км и шириной 5—10 км приурочена большая часть миоплиоценовых массивов Нахичевани, в том числе наиболее крупные среди них. Экструзивные массивы, по форме и составу пород аналогичные нахичеванским, установлены и на более северо-западном участке Веди-Ордубадского синклинория близ его границы с Араксинским межгорным прогибом, к северу от низовий р. Веди.

Миоплиоценовые интрузии и экструзии Нахичеванского района прорывают складчато-дислоцированные отложения эоцена, экструзив Норашен — породы раннего — среднего олигоцена, а интрузивы Сарыдаг и Асадкяф — даже позднего олигоцена — раннего миоцена, чем определяется нижний предел их возраста. По составу они обладают большим сходством с вулканогенными породами миоплиоценовой биченагской толщи, распространенной несколько восточнее, а два массива — Кюки и Араджи, морфологически и петрографически аналогичные описываемым, прорывают эту толщу. Все это позволяет относить Нахичеванские массивы к миоплиоценовой фазе — от мэотиса до раннего или среднего (?) плиоцена. Разделение их на гипабиссальные интрузии и экструзии несколько условно, поскольку они близки по условиям формирования и представляют как бы члены единого ряда структур. Состав их андезито-дацитовый и дацитовый, реже андезитовый; некоторые интрузии сложены контаминированными диоритами.

Небольшие интрузивы площадью не более нескольких квадратных километров (Бердык, Ханага, Парадашт и др.) представлены сфенолитами (столбообразными телами) и сфенолитами с отходящими от них в стороны пологими силлообразными ответвлениями и силлами. Экструзивные массивы (Иландаг, Норашен, Алинджа, Нагаджир и др.) характеризуются обычно крутыми секущими контактами с прорываемыми породами, столбо- или куполообразной формой (иногда с боковыми силлообразными ответвлениями), присутствием автокластитов, свидетельствующих о дроблении ранее застывших порций магмы, образующей «обломки» в «цементе» из более поздних, еще жидких ее порций, и гиалопилитовой и витрофировой основной массой андезито-дацитов (в отличие от микрогранитовой, фельзитовой, гранофировой основной массы интрузий). Наиболее крупный (около 3 км²) экструзивный массив Иландаг (2412 м) выступает в рельефе более чем на 1 км.

По времени образования и форме миоплиоценовые массивы Нахичевани аналогичны субвулканическим телам Минераловодского района, хотя по составу существенно отличаются от них. Сходство форм проявления магматической активности, очевидно, отражает определенную аналогию в структурных условиях обоих районов, расположенных в зонах сочленения альпийских мегантиклинориев с обрамляющими их

глыбами сравнительно неглубоко залегающего жесткого доальпийского фундамента.

**Арагацкий район** отличается от других районов Центрально-Армянской области широким распространением среди позднеплиоценовых (?) и четвертичных вулканических образований туфов, игнимбритов, туфолав и лав кислого состава. Этот район, расположенный между р. Ахурян на западе и р. Касах и городом Кировакан на востоке, целиком попадает в пределы зоны Главного Транскавказского поперечного поднятия. Под новейшими вулканитами Арагаца, по-видимому, погребен обширный блок древнего (байкальского) метаморфического фундамента, восточное окончание которого обнажается в Мисханском поднятии. В пользу его существования говорят расширение Мисханского выступа фундамента в западном направлении и дугообразные изгибы складчатых структур Севанского, Вединского синклинориев и Октемберянского прогиба, как бы «обтекающих» этот линзовидный жесткий блок с севера и северо-востока, с юго-востока и с юго-запада. Возможно, что он растространяется и к западу от р. Ахурян, образуя основание Карсского вулканического нагорья. Центральное положение в Арагацком районе занимает огромный вулканический массив Арагац (4095 м). Наиболее важные геологические исследования Арагацкого массива в довоенные годы проводили П. И. Лебедев и К. Н. Паффенгольц. В послевоенные годы С. П. Бальян дал геоморфологическое описание Арагаца, А. Н. Заварицкий, а позднее А. И. Месропян, А. А. Адамян, К. Е. Мкртчан, и наиболее детально К. Г. Ширинян изучали туфы и туфолавы Арагаца, а С. Г. Карапетян — липаритовый вулкан Артени. В. М. Амарян провел крупномасштабную съемку Арагацкого массива и разработал новую схему стратиграфии. В понимании структуры и истории развития Арагаца многое еще остается спорным, однако все исследователи, за исключением К. Н. Паффенгольца, считающего Арагац брахиантиклиналью в олигоценовой вулканогенной толще, признают вулканическую природу массива и относят его формирование к неогену и антропогену.

Арагацкий массив имеет вид огромного, округлого пологого щита относительной высотой до 2—3 км. Диаметр основания, расположенного на высотах от 1,2 на юге до 2 км на севере, составляет 30—40 км. Ниже к вулкану примыкают полого наклоненные в разные стороны вулканические плато. В вершинной зоне массива располагается вулканическая постройка из четырех «зубцов», образующих как бы «корону». Зубцы сложены наклонно залегающими пирокластическими образованиями и, по-видимому, представляют остатки крупного сильно разрушенного эрозией и ледниковой экзарацией вулканического конуса, «насаженного» на северо-восточный склон вулканического щита. Большинство речных долин, прорезающих массив, радиально расходится не от вершин, а от центра «щита».

На теле Арагацкого щита разбросаны небольшие вулканические конусы (так называемые «кизылы»); многие из них приурочены к пересекающей его полосе север-северо-западного — восток-юго-восточного простирания, уходящей к северу в пределы Мокрых гор, а к югу — к вершине Арарата. По-видимому, эта полоса контролируется зоной глубокого поперечного разлома в пределах Транскавказского поперечного поднятия. Параллельная ей полоса вулканических конусов проходит через западное подножие щита. К ней приурочен позднеплиоценовый экструзивный массив Артени у юго-западного подножия Арагаца. Щит окаймляется расположенными у его подножий центрами четвертичных извержений, приуроченными, как предполагают С. П. Бальян, К. Г. Ширинян и др., к системе кольцевых разломов и трещин. Субширотная система вулканоактивных трещин или разломов предпола-

гается также к северу от Арагаца в пределах Памбакской и северной части Ленинаканской (?) впадины.

Сводный разрез вулканических образований Арагаца, по В. М. Амаряну (1965), слагается из миоплиоценового, позднеплиоценового и трех четвертичных комплексов (рис. 8). К миоплиоценовому комплексу Арагаца (сармат — понт) на западном подножие Арагаца, в Анийско-Агин-

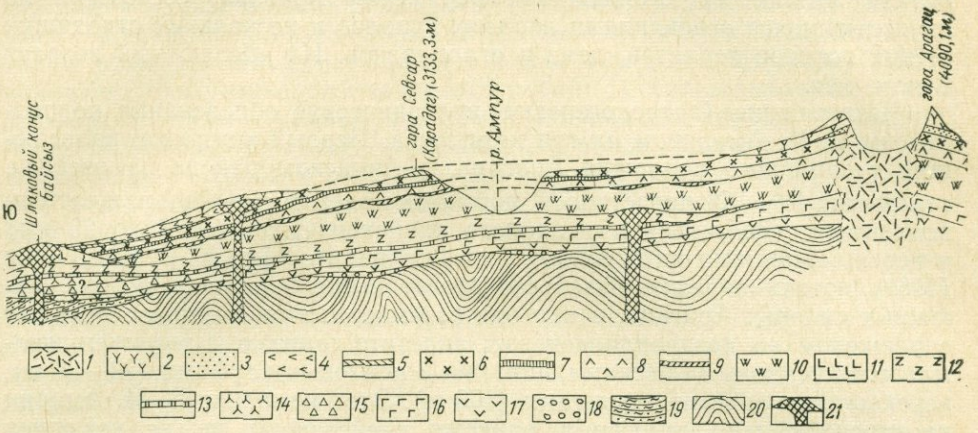



Рис. 8. Схематический разрез южного склона горы Арагац по линии с. Безмаберт — гора Севсар (вершина) — гора Арагац. Составил В. М. Амарян (1965)

*1* — алунитизированные породы; *2* — андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы и туфобрекчии, вершинной зоны горы Арагац $Q_2$); *3* — псаммитовые туфы, лапилли, вулканические брекчии, пески, пеплы и др. ($Q_2$); *4*— андезито-базальты вулканического центра Воскетас (Кызыл-лягам — $Q_2$); *6* — андезиты (андезито-дациты и дациты привершинной зоны горы Арагац ($Q_2$); *7* — туфы—туфолавы третьего извержения ($Q_2$); *8* — андезиты и андезито-дациты ($Q_1$); *9* — туфы—туфолавы второго извержения ($Q_1$); *10* — андезиты и андезито-дациты; ($Q_1$); *11* — андезито-базальты вулканических центров Базмаберт, Байсыз и др. ($N_2ар—Q_1$); *12* — долеритовые андезито-базальты Амбертского каньона ($N_2ар—ак$); *13* — туфы—туфолавы первого извержения ($N_2ар—ак$); *14* — липариты, перлиты и обсидианы $N_2pn$; *15* — вулканогенно-обломочные породы — туфобрекчии, туфоконгломераты и др., переслаивающиеся с андезитами и частично с андезито-базальтами ($N_2pn$); *16* — андезито-базальты черные, переполненные светлыми плагиоклазовыми вкрапленниками ($N_2pn$); *17* — андезито-базальты долеритовые и др. ($N_2pn$); *18* — пемзовые пепль ($N_2pn$); *19* — глинисто-песчанистые отложения верхнего миоцена; *20* — древнейшие интенсивно-дислоцированные породы допалеозоя, верхнего мела и эоцена, слагающие субстрат Арагаца; *21* — шлаковые конусы — центры излияния некоторых андезито-базальтовых потоков

ском районе относится лаво-пирокластическая толща существенно андезитового состава (до 500 м). На южном и юго-восточном склонах Арагаца к этому же комплексу В. М. Амарян относит древнейшие потоки долеритовых андезито-базальтов с обильными фенокристаллами плагиоклаза (100—200 м) и подстилающие их пепло-пемзовые накопления, вскрывающиеся в глубоких частях каньонов рек Амберд (Ампур) и Касах, которые восточнее отделяются от вышележащих позднеплиоценовых лав Канакерско-Егвардского плато озерно-речными отложениями и «уходят» в низы вохчабердской толщи. Северо-западнее Арагаца миоплиоценовая лаво-пирокластическая толща, лежащая резко несогласно на складчатом эоцене, распространена в западной части Памбакского хребта, на Джаджурском перевале и погребена под четвертичными осадками Ленинаканской впадины.

Позднеплиоценовый комплекс, с размывом залегающий на миоплиоценовых и более древних образованиях, в разрезах каньонов рек Касах и Амберд построен следующим образом: 1) пемзовые пески, песчаники и галечники (преимущественно из галек миоплиоценовых андезитов — до 10 м); 2) крепкие полосчатые туфолавы артикского типа, переходящие местами в игнимбритовые туфы Ереван-Ленинаканского типа (1—5 м); 3) андезито-базальты с долеритовой и пилотакситовой структурой (100—200 м); 4) андезиты, андезито-дациты, дациты и их брекчии (50—300 м). Основные лавы 3 горизонта на востоке смыкаются с верхнеплиоценовыми долеритовыми лавами Прииереванского района. Перекрывание их андезитовыми и дацитовыми

лавами напоминает разрез верхнеплиоценовых образований вулканов Араилер и Ишихлы и Мокрых гор, но присутствие в основании лавовой толщи маломощного горизонта игнимбритов впервые указывает на некоторое своеобразие вулканического процесса.

Наиболее поздним членом позднеплиоценового комплекса, по С. Г. Карапетяну (1968, 1970), является куполовидный липаритовый вулкан Артени на юго-западной периферии Арагаца, состоящий из двух слившихся основаниями лавовых куполов и нескольких отходящих от них потоков перлитов, пемз и агломератов. Их абсолютный возраст 1 млн. лет.

Четвертичные (антропогеновые) вулканические образования подразделены В. М. Амаряном на три комплекса. Первый комплекс, налегающий у западного подножия Арагаца, в Анийском районе на озерные отложения $N_2^3 - Q_I$ представлен потоками андезито-базальтов, желтыми пемзовыми туфами так называемого анийского типа (от 3 до 25 км) и перекрывающими их потоками андезито-дацитов [по К. Г. Ширинян (1961) потоки андезито-базальтов лежат выше пемзовых туфов]. На южных склонах Арагаца, в каньоне р. Амберд, этот комплекс залегает с размывом на позднеплиоценовых андезито-дацитах и выражен желтоватыми пемзовыми песками, пемзами и пемзовыми туфами (20—30 м), перекрытыми андезито-дацитами (100 м). Этот комплекс В. М. Амарян предположительно относит к раннему плейстоцену, но не исключен его среднеплейстоценовый возраст.

Второй комплекс, относимый к среднему и может быть к низам позднего плейстоцена, состоит из двух свит. Нижняя свита, широко распространенная на склонах и предгорьях Арагаца, состоит из двух горизонтов дацитовых туфолав и игнимбритовых туфов мощностью от 1 до 10 м и очень редко — до 15 м (в Артикском месторождении туфолав). Они чередуются с потоками андезито-дацитовых и дацитовых лав мощностью до 50—150 м каждый. Ранее считалось, что туфы и туфолавы распространены на склонах Арагаца не выше 2200 м, однако В. М. Амарян доказывает, что под покровами дацитовых лав они протягиваются до его привершинной зоны. Верхняя свита, слагающая четыре вершины Арагаца и их отроги, представлена слоистыми туфами, вулканическими брекчиями, лапиллями, песками и пеплами, переслаивающимися с лавами андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов. В породах второго комплекса выработаны троги, цирки и кары максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения, моренные и флювиогляциальные отложения которого лежат на лавах и туфах этого комплекса.

К третьему комплексу принадлежат потоки лав, изливавшихся из побочных конусов и трещин на склонах Арагаца и спускавшихся к долинам Ахуряна и Касаха. Все они моложе максимальной фазы последнего оледенения. По степени морфологической сохранности и взаимоотношениям с террасами рек можно различить позднеплейстоценовые (Аштаракский поток андезито-базальтов) и голоценовые лавы (потоки андезито-дацитов и дацитов Апаранского района, изливавшиеся из трещин на северо-восточном склоне Арагаца, и дацитовые лавы М. Артени, стекавшие по его северо-западному склону).

Общая мощность неоген-четвертичных вулканических образований на южных склонах Арагаца, по данным электроразведки, составляет 500—900 м (Р. О. Минасян, 1966 г.), а в зоне полуразрушенного вершинного конуса, несомненно, превышает 1 км. Ледниковый цирк, по-видимому, приурочен к кратерному углублению, о чем говорит широкое развитие на этом участке продуктов фумарольной деятельности (алунитизированных пород с включениями серы, пирита и пр.), периклинальное залегание лав и слоистых пирокластолитов, наличие мощных радиальных даек. Вулканический конус, очевидно, формировался

в среднем или начале позднего плейстоцена, но и ранее вблизи него, вероятно, существовал основной центр, по крайней мере, лавовых извержений. В дальнейшем центры извержений сохранились лишь у подножий Арагаца.

Присутствующие среди плейстоценовых и в меньшей степени позднеплиоценовых вулканитов Арагаца игнимбриты и туфолавы, чередующиеся с андезитовыми, андезито-дацитовыми, дацитовыми лавами, имеют в среднем дацитовый состав (с отклонениями до андезито-дацитов и реже до липарито-дацитов). Среди них К. Г. Ширинян (1961) различает следующие разновидности пород: 1) так называемые «туфы артикского типа» — сильно пористые, лавовидные породы с фьямме, представляющие типичные туфолавы; 2) пирокластические туфы или игнимбриты, которые в свою очередь подразделяются на: а) «пламенные туфы», состоящие из спекшихся обломков вулканического стекла, минералов и различных пород, а также крупных и мелких стекловатых включений (фьямме), линзовидных в поперечном сечении, б) туфы еревано-ленинаканского типа (наиболее распространенные), отличающиеся от «пламенных туфов» меньшим количеством фьямме и меньшей степенью спекания (вплоть до рыхлых разностей), в) пемзовые туфы анийского типа — желтые туфы, по структуре похожие на пламенные, но отличающиеся от них присутствием включений пемзы (от нескольких миллиметров до 4—8 см), часто расплющенных и играющих роль фьямме; 3) рыхлые пеплово-пемзовые туфы без расплющенных обломков и пемзовые пески.

В наиболее полных разрезах, отвечающих одному пароксизму извержений, в основании наблюдается пемзовый туф, выше — туф еревано-ленинаканского типа, затем — туфолава, а вверху — снова туф еревано-ленинаканского типа. Но в большинстве разрезов туфолавы отсутствуют. Мощность каждого из трех плейстоценовых игнимбритовых горизонтов на Арагаце, как правило, не превышает 10—20 м, а нередко измеряется первыми метрами. Суммарная мощность игнимбритовых горизонтов в конкретных разрезах не превышает 50 м, а обычно значительно меньше. На площади и в разрезе различные типы туфов, отвечающие одному извержению, связаны постепенными переходами. Участки развития туфолав, образовавшихся вблизи центров извержений, тяготеют к западным склонам Арагаца, к районам Артени, Талин и Артик, а туфов еревано-ленинаканского типа — к его периферии. Зона преобладания «пламенных туфов» занимает промежуточное положение.

Общая площадь распространения игнимбритов и туфов достигает 5000 км$^2$, но сохранились они не повсеместно, а частично перекрыты более молодыми образованиями. В. М. Амарян (1964) оценивает первоначальный объем туфов и туфолав в 35 км$^3$ и пемз в 10 км$^3$, а суммарный объем продуктов новейших лавовых излияний Арагаца в 880 км$^3$, в том числе четвертичных 315 км$^3$, т. е. он в 10 раз больше объема одновозрастных игнимбритов и туфолав. Игнимбриты и переслаивающиеся с ними близкие по составу плейстоценовые лавы, повидимому, связаны с общим магматическим очагом, располагавшимся под Арагацем. Этого нельзя с уверенностью сказать о позднеплиоценовых и позднечетвертичных андезито-базальтах.

Игнимбритовые туфы еревано-ленинаканского типа распространены также в пределах Ленинаканско-Памбакской системы впадин. Самый древний их горизонт обнаружен в районе Арчутской перемычки среди отложений 170—200-метровой позднеплиоценовой (?) террасы р. Памбак. В Памбакских впадинах от ст. Налбанд на западе до с. Ждановка на востоке прослеживается не менее трех горизонтов игнимбритовых туфов по нескольку метров мощностью каждый, которые переслаиваются с аллювиально-озерными галечниками, песками, суглинками и глинами,

образуя единый плейстоценовый туфоосадочный комплекс мощностью до 150 м, накапливавшийся в обстановке дифференциального погружения. Он вложен в широкую древнюю долину и прислонен к 170—200-метровой террасе. В свою очередь в нем на среднем приподнятом участке Памбакской долины был выработан ряд эрозионных и цокольных террас высотой от нескольких метров до 100—120 м, тогда как на ее более западном участке до сих пор продолжается погружение. Таким образом, туфы как и на Арагаце залегают в нормальной стратиграфической последовательности [75], но переслаиваются с осадочными образованиями. Верхним пределом возраста игнимбритов Памбакской долины, судя по найденным в верхах туфоосадочного комплекса остаткам млекопитающих, является, как и на Арагаце, средний или низы позднего плейстоцена. Ленинаканскую озерную толщу перекрывает единственный туфовый горизонт. Судя по находкам в ее верхах остатков млекопитающих, относящихся к низам среднего плейстоцена, и большой амплитуде последующего вреза (до 120 м), эти туфы скорее всего должны принадлежать среднему плейстоцену.

Большинство исследователей вслед за А. Н. Заварицким (1947) *признает игнимбритовую природу туфов еревано-ленинаканского*, «пламенного» и анийского типа (пемзовых), рассматривая их как результат спекания тонкораспыленного магматического вещества из раскаленных пирокластических потоков (или «туч», как считал А. Н. Заварицкий). Артикские «туфы», считавшиеся А. Н. Заварицким, а позднее К. А. Мкртчаном (1954), игнимбритами, скорее, являются сильно вспученными пузыристыми лавами (туфолавами, игниспумитами), которые местами связаны постепенными переходами с типичными дацитовыми лавами [149].

Вопрос о центрах извержения игнимбритов и туфолав дискуссионен. П. И. Лебедев (1931) высказал гипотезу об их извержении из кратера вулкана Арагац. В последнее время она была подкреплена данными В. М. Амаряна (1965) о присутствии игнимбритов в привершинной зоне Арагаца («Региональная геология Армении», 1958 г.). Согласно А. Г. Асланяну, центрами извержений служили небольшие шлаковые конусы, разбросанные по всему району развития туфов и туфолав. Однако подобные шлаковые конусы широко распространены и в Восточно-Армянском вулканическом районе, где туфолав и игнимбритов нет и господствуют андезито-базальтовые излияния. По К. Г. Шириняну (1961), извержения происходили из многочисленных трещин, расположенных на склонах Арагаца и по его периферии, в частности, из окаймляющих его почти со всех сторон дугообразных трещин, а также из трещин, проходящих вдоль Памбакских впадин и в северной части Ленинаканской впадины. Одновременным извержением из многих трещин, связанных с единым магматическим очагом, можно объяснить большую выдержанность разрезов туфолавовых горизонтов на весьма значительных площадях и вместе с тем увеличение их мощности и степени спекания на отдельных участках как массива Арагац, так и Памбакской долины. Увеличение мощности туфолав в Ленинаканской котловине к северу, т. е. по мере удаления от Арагаца, также указывает на *особый центр их извержения.*

Следовательно, Арагацкий район выделяется среди вулканических районов Армянского нагорья неоднократными туфолаво-игнимбритовыми извержениями, которые тесно сочетаются с извержениями умеренно кислых лав, и близки во времени (хотя и несколько территориально обособлены) с излияниями основных лав. Тесное переплетение туфолаво-игнимбритового и «нормального» орогенного вулканизма напоминает Эльбрус-Кюгенский район, где аналогичные извержения также происходили в конце плиоцена и плейстоцена. Тектоническая струк-

тура Арагацкого района, под вулканитами которого погребен древний внутренний массив, также обладает чертами сходства с Эльбрус-Кюгенским районом, приуроченным к северной части горст-антиклинория Центрального Кавказа. В коре внутреннего массива, по-видимому, имеется утолщение гранитно-метаморфического слоя, в нижней части которого при высоком геотермическом режиме, свойственном полосе Транскавказского поперечного поднятия, вероятно, еще в позднем плиоцене возник очаг умеренно кислой магмы. Она выводилась на поверхность либо через вершинный кратер, либо через системы концентрических дугообразных и других трещин, связанных с небольшими периферическими камерами в самых верхних горизонтах земной коры, где концентрировались наиболее кислые, богатые летучими дифференциаты. В начальные моменты извержений происходили эксплозии, сопровождавшиеся бурным выделением газово-пирокластической смеси, затем следовали более спокойные излияния лав, поднимавшихся из тех же периферических камер.

Отличия четвертичного вулканизма Арагацкого района от Восточно-Армянского, вероятно, связаны тем, что в Арагацком районе в антропогене сохранялся локальный очаг или «отстойник» умеренно кислой магмы в пределах нижней части гранитно-метаморфического слоя, тогда как восточнее последние такие очаги угасли еще в конце плиоцена, и в плейстоцене со значительно больших глубин поднималась основная малодифференцированная магма; во-вторых, с наличием в структуре этого района приближенного к поверхности жесткого метаморфического основания, что создает, по-видимому, благоприятные условия для формирования промежуточных очагов и связанных с ними туфолаво-игнимбритовых извержений.

**Карс-Эрзерумский район.** Расположенная на территории Турции между р. Ахурян и Эрзерумом западная половина Центрально-Армянской вулканической области, как и турецкая часть Ахалкалакской области, до сих пор слабо изучена. На геологической карте Турции (1961) м-ба 1 : 500 000 практически отсутствует стратиграфическое разделение неоген-четвертичных вулканических образований, а их состав показан лишь петрографическими индексами, разбросанными на полях распространения молодых лав и туфов, как правило, без разграничения их контуров. По геологии Карс-Эрзерумского района опубликовано очень мало работ (E. Altinli, 1966 г.; K. Erentoz, 1954 г.). В конце XIX — начале XX вв. здесь проводили маршрутные исследования ряд русских и зарубежных геологов (Г. Абих, Барбот-де-Марни, В. В. Богачев, Х. Линч, А. М. Марголиус, Б. Ф. Мефферт, Ф. Освальд и др.), однако приводимые ими стратиграфические сведения и нередко архаичные, неточные петрографические названия с трудом поддаются интерпретации. Поэтому попытки обобщения данных по геологии западных районов Армянского вулканического нагорья (К. Н. Паффенгольц, 1952 г.; С. П. Бальян, 1969 г.) неизбежно несколько субъективны. Единственная специальная работа, посвященная неогеновому вулканизму самого западного участка рассматриваемого района (юго-западнее Эрзерума), опубликована Дж. Паскуаре (Pasquare, 1971).

Субстратом восточной части района (Карсского плато), по-видимому, служит выклинивающийся к западу Центрально-Армянский внутренний массив. С севера и юга его обрамляют западные части Севанской и Веди-Кагызманской складчатых зон, в строении которых важнейшую роль играют офиолитовая формация мелового возраста, осадочно-вулканогенные толщи сенонского и палеогенового возраста, а также олигоцен-миоценовые морские и лагунные отложения, приуроченные к остаточным прогибам. Обе складчатые зоны на значительных участках скрыты под новейшими вулканическими образованиями Карс-Эрзерумского района и смежных частей Северо-Ванской и Ахал-

калакской областей. В северной части Карсского плато последняя по существу сливается с Центрально-Армянской в огромное вулканическое поле. Между Эрзерумом и Эрзинджаном на участке наибольшего «пережима» Альпийского пояса и непосредственного соприкосновения сооружений Понта и Тавра, западные продолжения Севанской и Веди-Кагызманской зон, смыкаясь, превращаются в единую мощную офиолитовую зону, а сплошной покров новейших вулканитов распадается на несколько полуизолированных вулканических массивов, лежащих севернее и юго-западнее Эрзерума. Насколько можно судить из анализа геологических карт Восточной Турции и разрозненных описаний разных авторов, обобщенных в монографии С. П. Бальяна «Структурная геоморфология Армянского нагорья» (1969 г.), неогеновые вулканиты в Карс-Эрзерумском районе ложатся на разновозрастные образования вплоть до гипсоносных отложений олигоцена — миоцена и морских и лагунных отложений нижнего и верхнего миоцена (например, в Эрзерумской и Басенской котловинах). Нижнюю часть вулканического комплекса, обнажающуюся на склонах вулканических плато и нагорий, слагают толщи пирокластических и туфогенно-обломочных пород мощностью в несколько сотен метров, сложенные пеплово-пемзовыми отложениями, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, в которых выветриванием и эрозией вырабатываются причудливые формы — пирамиды, башни и пр. С. П. Бальян справедливо рассматривает эти толщи в качестве эквивалентов миоплиоценовых вулканогенных толщ Приереванского района (белесоватой и вохчабердской свит) и годердзской свиты Ахалкалакского нагорья. Они нередко пронизываются экструзивными телами липаритов и обсидианов, по-видимому, аналогичными среднеплиоценовому (?) липаритовому комплексу Восточно-Армянского района.

Водораздельные пространства слагают вышележащие мощные покровы андезитовых, трахиандезитовых лав, распространенные главным образом в западной части района, и базальтовых, в том числе долеритовых лав, бронирующие обширные площади в его восточной части (Карское вулканическое плато). Андезитовые покровы, вероятно, можно параллелизовать среднеплиоценовым (?) андезитовым покровам, венчающим разрез миоплиоценовых серий Ахалкалакского нагорья и Восточной Армении, а обширные покровы базальтов Карсского плато, видимо, соответствуют покровам позднеплиоценовых долеритовых базальтов тех же районов. Покров базальтов, слагающий юго-восточную часть Карсского плато, переходит за р. Ахурян в несомненно позднеплиоценовые долеритовые базальты южного подножия Арагаца.

В самой западной части рассматриваемого района миоплиоценовые извержения датируются присутствием обильного пирокластического материала в озерно-аллювиальных «понтических» отложениях [219]. Они начались с образования короткой цепи андезито-базальтовых стратовулканов к югу от Эрзерума. Одновременно или несколько позднее на обширной площади возник ряд куполов риодацитовых, дацитовых и андезитовых лав, а затем произошли эксплозивные извержения, создавшие несколько существенно пирокластических вулканов. Еще большую площадь занимают последующие потоки и купола авгит-гиперстеновых базальтов и андезито-базальтов, несущих признаки контаминации материала коры. Таким образом, во всем Карс-Эрзерумском районе мощно проявилась миоплиоценовая (включая средний плиоцен?) фаза вулканизма. Позднеплиоценовая фаза извержений в основном захватила восточную часть района, лежащую к югу от Ахалкалакской области, в пределах Транскавказского поперечного поднятия, а также территорию к юго-западу от Эрзерума, где Дж. Паскуаре описал покровы оливиновых и авгитовых базальтов с прослоями пирокластики мощностью до 200 м, с угловым несогласием залегающие на миоплио-

ценовых вулканитах и осадках и являющиеся продуктами извержений ряда позднеплиоценовых (?) трещинных вулканов [219].

В пределах Карсского плато имеется несколько обширных стратовулканов — Аладаг (3134 м), Алакадаг (2693 м), Бююкягпикадаг (2969 м). Сравнительно хорошая сохранность первичного вулканического рельефа Аладага исключает возможность более древнего его возраста, чем позднеплиоценовый. Вулкан сложен преимущественно андезитовыми и трахитовыми лавами и пирокластолитами. Его можно считать аналогом полигенных позднеплиоценовых вулканов Восточной Армении и Ахалкалакского нагорья (Арагац, Араилер, Ишихлы, Абул, Самсар и пр.), насаженных на базальтовое плато и извергавших продукты среднего и умеренно кислого состава.

Проявления четвертичного вулканизма в Карс-Эрзерумском районе незначительны. К северо-востоку от Эрзерума имеются два поля четвертичных базальтов общей площадью около 500 км². Западное поле увенчано цепью вулканов Каргапазаридаг высотой до 3288 м, контролируемой разломом (трещиной) северо-восточного простирания. Центры извержений четвертичных основных лав имеются также в восточной части Карсского плато, прилегающей к Арагацкому району.

Карс-Эрзерумский район в Центрально-Армянской вулканической области занимает такое же окраинное положение, как и Восточно-Армянский. Во многом сходна в них и история позднеорогенного вулканизма; здесь выделяются те же три фазы с аналогичным характером извержений, а также от фазы к фазе, в общем сокращается ареал вулканической деятельности и снижается ее интенсивность. Однако в Карс-Эрзерумском районе, как и в западных районах других областей Армянского нагорья, зона активного вулканизма, в общем, отступила в антропогене к востоку, тогда как в Восточно-Армянском районе эта зона лишь сужалась, но не смещалась по простиранию.

---

В целом Центрально-Армянская область представляет огромную дугообразную зону магматических проявлений, происходивших местами в раннеоорогенной стадии и исключительно мощно и повсеместно — в позднеорогенной. Площадь, покрытая продуктами позднеорогенного вулканизма, достигает 35 000 км², а их суммарный первоначальный объем — 15 000 км³. Средний, наиболее широкий участок дуги накладывается на древний консолидированный массив, переработанный альпийскими движениями и вошедший в состав мегантиклинория М. Кавказа, а западный и восточный — на обрамляющие его и сближающиеся к западу и востоку складчатые зоны, ограниченные и разделенные глубокими продольными швами. Средний участок лежит в полосе Транскавказского поперечного поднятия, через которое проходит ось симметрии всей Центрально-Армянской области. Симметрия проявляется в структуре субстрата вулканического комплекса и в особенностях его распространения, строения, состава и истории формирования.

Миоплиоценовая фаза — наиболее значительная по масштабу, длительная и сложная — проявилась на всем протяжении Центрально-Армянской вулканической дуги в форме мощных взрывных извержений пирокластики преимущественно среднего состава, а также эксплозий и экструзий кислой магмы. Затем последовали излияния андезитовых и близких к ним лав. Лишь в Нахичеванском районе эта фаза выражена экструзиями и субвулканическими инъекциями андезитовой и андезитодацитовой магмы.

Позднеплиоценовая фаза в несколько раз уступает миоплиоценовой по масштабу извержений и почти повсеместно отличается господством лавовых излияний.

Антропогеновая фаза извержений — наименее значительная — характеризуется отмиранием почти всех полигенных вулканов, извергавших продукты среднего и кислого состава, и распадом единой вулканической зоны на ряд изолированных участков, представленных скоплениями мелких моногенных эруптивных центров или одиночными моногенными вулканами, извергавшими лавы и небольшие порции шлаков андезито-базальтового и отчасти андезитового состава. На центральном участке вулканической дуги в антропогене происходят довольно мощные излияния андезито-дацитовых и дацитовых лав, а также неоднократные извержения дацитовых туфолав, игнимбритов и туфов. Центры их в основном связаны с вершинным кратером, склонами вулкана Арагац и некоторыми участками его периферии. Извержения эти, по-видимому, контролируются обособленным, внутрикоровым (?) очагом, существующим под этим огромным вулканом, насаженным на жесткий блок древнего фундамента в осевой части Транскавказского поперечного поднятия. Наряду с зоной Транскавказского поперечного поднятия, обусловившей резкое усиление вулканической активности на среднем участке Центрально-Армянской дуги, в ее западной и восточной частях намечаются еще две поперечные меридиональные зоны, контролировавшие локализацию магматических проявлений в течение миоплиоценовой фазы, а также на раннеорогенной стадии (Эрзерумская и Кельбаджар-Нахичеванская).

В Центрально-Армянской области, как и в Ахалкалакской, существенная роль принадлежит меридиональным и субмеридиональным трещинам и разломам. Они контролируют расположение многих центров четвертичных извержений и смещают вулканические покровы. С разгрузкой магматического очага, расположенного под Арагацем, было связано образование обширной вулкано-тектонической депрессии, по диаметру превосходящей сам вулкан и обусловившей некоторое проседание постройки Арагаца и возникновение кольца впадин по его периферии [106]. Напротив, участки менее значительных позднеплиоценовых и четвертичных извержений испытали локальное сводообразное выпучивание (Гегамское, Варденисское, Сюникское нагорья и пр.), возможно, связанное с некоторым разуплотнением вещества верхней мантии и низов коры под ними.

### Араратская вулканическая область

Эта небольшая (около 5000 км²) вулканическая область лежит к югу от Центрально-Армянской — в основном на территории Турции — и имеет вид субширотной полосы длиной около 120 км и шириной 30—50 км (см. рис. 3). Фундаментом орогенного вулканического комплекса в восточной части области служит северо-западное окончание Арарат-Джульфинского эпибайкальского срединного массива, разобщающего восточные части складчатых сооружений М. Кавказа и Восточного Тавра. Оно сложено полого залегающими карбонатными отложениями среднего палеозоя, уходящими под вулканическую постройку Арарата. На месте обрамляющих срединный массив с севера и с юга офиолитовых складчатых зон в орогенном этапе образовались межгорные впадины: Араратская, в основном сформировавшаяся над Кагызман-Вединской зоной на севере, цепочка из небольших впадин — Баязетской, Диядинской, Каракесской, возникших в пределах северо-западной части Агри-Курдистанской зоны на юго-западе. Под западной частью вулканического чехла Араратской области Арарат-Джульфинский массив выклинивается, и обрамляющие его складчатые зоны сливаются. Слагающий их меловой офиолитовый комплекс выступает на поверхность у западного края области, в высокогорном хр. Западный Агридаг.

Вдоль западной и восточной границ области, по-видимому, проходят поперечные разломы север-северо-восточного простирания, по которым поверхность донеогенового фундамента относительно опущена, по крайней мере, на несколько сотен метров. Внутри области выявляется сеть взаимно перпендикулярных разломов и глубоких трещин поперечного север-северо-восточного и продольного запад-северо-западного направления. К числу первых относится крупный поперечный разлом, разделяющий вулканическую область на два района (блока) с различной морфологией и историей развития — приподнятый Восточно-Агридагский на западе и опущенный Араратский на востоке. Активная поперечная трещина пересекает вулкан Б. Арарат. К продольным разломам относится сброс, ограничивающий с севера западную часть вулканической области; на его восточном продолжении «сидят» конусы Б. и М. Арарата. Южнее проходит сброс на юго-западном подножие Арарата и кулисно подставляющие его разломы долины р. Чухур в западной части области. Эта сеть разломов, вероятно, определила расположение главных зон проницаемости, а узлы их пересечения — локализацию главных, длительно существовавших магматических каналов. Имеющиеся данные о строении и истории формирования вулканов Араратской области отрывочны и во многом противоречивы (Г. В. Абих, 1846, 1899 гг.; Ф. Б. Линч, 1910 г.; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1928 г.; А. Т. Асланян, 1958 г.; С. П. Бальян, 1969 г.; M. Blumenthal, 1955 г.; I. Ketin, 1961 г.; E. Altinli, 1966 г.). Анализируя скудные геологические данные, можно попытаться дать схематическое подразделение вулканических образований и наметить главные фазы истории вулканизма. В Араратской области господствовали извержения центрального типа, создавшие цепь полигенных стратовулканов, извергавших лавы и пирокластику андезитового и базальтового состава. Все они не древнее миоплиоцена, так как на южной и северной периферии области лежат на отложениях вплоть до позднего миоцена. По степени морфологической сохранности среди вулканических построек различаются три главные генерации, сменяющие одна другую с запада на восток.

В западной части области — **Восточно-Агридагском районе** — мы видим наиболее древнее, глубоко расчлененное денудацией и деформированное блоковыми движениями вулканическое сооружение. Оно покоится на высокоприподнятом мезозойском складчатом фундаменте, который обнажается по периферии вулканического нагорья на высотах до 2—2,5 км, и лишь в его северо-восточной части опускается ниже 1 км, скрываясь под молодые отложения Араратской котловины. Западную часть нагорья занимает округлая вулкано-тектоническая структура диаметром 40—50 км. По-видимому, это огромный древний вулкан центрального типа, внутренняя часть которого испытала кальдерное проседание. Его западные склоны сложены периклинально залегающими базальтовыми покровами плато Синак, глубоко прорезанными радиальными ущельями. Восточнее из-под базальтов (?) выступают андезиты. На северо-западном склоне плато на базальты «насажен» полигенный вулкан Перлидаг (3246 м), сложенный чередованием андезитовых и трахиандезитовых лав и пирокластолитов, с которого к северу в сторону долины Аракса спустился молодой поток вязкой лавы. Над поверхностью плато выделяется также несколько экструзивных куполов. Опущенная по полукольцевым ступенчатым сбросам внутренняя часть (до 20 км в диаметре) обширной кальдеры занята оз. Балык. Восточная часть кольцевой структуры морфологически не выражена. Очевидно, она опущена и замаскирована цепью слившихся основаниями вулканов, тянущейся к восток-юго-востоку в сторону Арарата. Эта вулканическая гряда, сложенная андезитовыми и трахиандезитовыми лавами и пирокластолитами (может быть одновозрастными с вулканом Перлидаг) с отдельными экструзивными телами кислого состава,

в свою очередь, сильно деформирована тектоническими подвижками и глубоко расчленена денудацией. Крутой южный склон гряды, видимо, оборван продольным разломом, проходящим близ центров извержений. Более широкий, рассеченный глубокими ущельями северный склон переходит в пологое предгорное плато, сложенное более молодыми базальтами и андезито-базальтами. В районе Игдыра они погружаются под новейшие осадки Араратской котловины и, очевидно, имеют позднеплиоценовый и отчасти четвертичный возраст. По непроверенным данным, сообщаемым Б. А. Куфтиным (1944), в районе Игдыр самые молодые лавы перекрывают культурный слой энеолита, имеющий пятитысячелетнюю давность (А. Т. Аслонян, 1958 г.). Аналогичные поля базальтов окаймляют Восточно-Агридагское нагорье с юго-востока и слагают поверхность западной части Баязатской котловины. Остальные же сильно разрушенные вулканические сооружения Агрыдагского нагорья значительно древнее. Поскольку они покоятся местами на миоценовых (вплоть до «понта») осадках — они могут относиться к миоплиоцену и может быть к среднему плиоцену (?).

Восточную часть области занимают два сросшихся основаниями полигенных стратовулкана — величайший вулканический массив Армянского нагорья **Б. Арарат** (5156 м) и примыкающий к нему с юго-востока конус **М. Арарата** (3914 м). Положение их главных центров извержений контролируется глубоким разломом или трещиной запад-северо-западного простирания, параллельной основному магмовыводящему разлому Агридагского нагорья, и ограничивающей его с севера. По этому разлому, вероятно, было относительно приподнято юго-западное крыло, так как на юго-западном подножие Арарата его основание обнажается на высотах 1,5—1,8 км, а на северо-восточном оно расположено значительно ниже +1 км. Через вершину Б. Арарата проходит разлом (крупная трещина?) север-северо-восточного простирания, по которому на северном и южном его склонах проложены глубокие и узкие прямолинейные ущелья. Этот поперечный разлом (линия Ахора или Акори) является, по-видимому, важной сейсмогенетической зоной, с которой связаны многочисленные землетрясения на протяжении двух тысячелетий; последняя сейсмическая катастрофа, ошибочно принятая некоторыми исследователями за извержение Б. Арарата, произошла в 1840 г. Эллиптический в плане массив Б. Арарата рассечен радиальными ущельями, но сохранил морфологический облик стратовулкана и, несомненно, должен быть моложе, чем вулканические сооружения Агридагского нагорья. В основании его, вероятно, залегают долеритовые базальты и андезито-базальты, вскрытые скважинами в долине Аракса у северного и северо-восточного подножий Арарата. Они несогласно лежат на миоценовых лагунных отложениях и согласно перекрываются плио-плейстоценовыми озерными осадками. Массив Б. Арарата в основном сложен лавами и подчиненными им пирокластами авгит-гиперстеновых андезитов и отчасти более основными и более кислыми (до дацитов) лавами [159, 165]. Морфологически в его строении выделяются три яруса, возможно, отвечающие трем стадиям формирования вулкана. Нижний ярус — до высоты около 3,5 км — представляет огромное довольно пологое щитовидное сооружение, напоминающее щит Арагаца; на него «насажен» более крутосклонный (30°) вулкан относительной высотой около 1 км, заканчивающийся на высоте около 4,4—4,5 км привершинным плато, на котором разбросан ряд центров излияния потоков бугристых андезито-базальтов и базальтов. Над ним возвышается на 700 м сильно денудированное куполовидное сооружение без следов кратера, напоминающее по форме вершину Казбека. Возможно, это экструзивное тело.

Большинство исследователей (Ж. Кетин, М. Блюменталь, С. П. Бальян и др.) относит главную фазу формирования вулканического соору-

жения Б. Арарата к позднему плиоцену. Возможно, она завершилась возникновением небольшой кальдеры [159]. Формирование вершинной постройки и позднейшие излияния оливиновых базальтов и андезито-базальтов на склонах вулкана могут относиться к плейстоцену.

Морфологически более «свежее» сооружение М. Арарата, сложенное, по Левинсон-Лессингу, гиперстеновыми андезитами, имеет вид округлого в плане крутосклонного (30°) конуса, неглубоко прорезанного барранкосами. М. Арарат «насажен» на нижний ярус сооружения Б. Арарата (на склон вулкана), и в основном, по-видимому, создан в плейстоцене. Кратер здесь также отсутствует, и вершину вулкана образует обнаженный некк [159]. Излияния андезито-базальтов и базальтов из паразитных кратеров и трещин на склонах М. Арарата продолжались до позднего плейстоцена или даже голоцена. Один из потоков длиной до 100 км спустился с северного склона вулкана в долину Аракса и по его правому берегу прослеживается почти до Нахичевани. Фумарольные проявления на Б. и М. Арарате неизвестны.

Таким образом, в истории позднеорогенного вулканизма Араратской области намечается до четырех главных фаз, в процессе которых происходила миграция центров извержений (или оттеснение ареала вулканизма) к востоку. Самые древние извержения (миоплиоценовые) образовали огромный вулканический массив в западной части Аргидагского нагорья, испытавший вулкано-тектоническое проседание. Затем (в среднем плиоцене?) возникла цепь андезитовых вулканов в его восточной части. В позднем плиоцене в основном формируется гигантский полигенный стратовулкан Б. Арарат, а в плейстоцене (до голоцена?) — стратовулкан М. Арарат. Деятельность аппаратов центрального типа на протяжении всей позднеорогенной стадии характеризовалась извержениями преимущественно андезитовой, иногда более кислой (до дацитов) магмы, а по периферии их происходили излияния основных — андезито-базальтовых и базальтовых лав из многочисленных моногенных паразитных кратеров и трещин. Общий объем вулканитов Араратской области составляет несколько тысяч кубических километров; из них до 70—80% приходится на миоплиоцен — средний плиоцен (?), не более 20—25% на поздний плиоцен и лишь несколько процентов — на четвертичное время.

**Северо-Ванская вулканическая область**

Эта область расположена к югу от Араратской и западной части Центрально-Армянской (см. рис. 3). С юга ее обрамляет хр. Битлисский Тавр, а с востока — меридиональный Курдистанский хребет. Вулканические образования в ее восточной и центральной частях налегают на метаморфический фундамент и слабометаморфизованные породы перми, образующие основание Бингель-Аладагского внутреннего массива — древнего ядра системы Восточного Тавра, или на перекрывающие его морские и континентальные миоценовые, реже морские палеогеновые отложения. В западной, южной частях Северо-Ванской области и на ее восточной периферии вулканический комплекс или подстилающие его миоценовые отложения несогласно лежат на сильно смятых образованиях мела (в том числе офиолитах) и палеогена, которые слагают складчатые зоны, со всех сторон обрамляющие Бингель-Аладагский внутренний массив (северная зона Восточного Тавра или зона Внутреннего Тавра, Муш-Ванская и Курдистанская зоны). К незначительным проявлениям раннеорогенного вулканизма относятся прослои андезитовых и базальтовых лав и туфов, изредка встречающиеся среди олигоценовых и несколько чаще — среди нижне- и среднемиоценовых морских и лагунных отложений в остаточных и наложенных внутренних прогибах на западной и северной периферии Северо-Ванской об-

ласти. Так, например, в районе Хозат в складчатой зоне Внутреннего Тавра с мергелями и известняками раннего — среднего миоцена переслаиваются андезитовые лавы и туфы. Эти вулканиты подвергались сильному гидротермальному изменению.

На огромных пространствах области распространен мощный наземновулканический комплекс, залегающий с угловым несогласием на разновозрастных образованиях от метаморфического фундамента до морских отложений раннего — среднего миоцена, или согласно и даже с постепенным переходом — на озерно-аллювиальных осадках позднего миоцена или «понта» — рыхлых песчаниках, алевролитах, глинах, мергелях, конгломератах, нередко с прослоями и линзами андезитов и их пирокластолитов (например, в Мушской впадине на юге и близ Эрзерума на севере области). Эти соотношения позволяют относить главную часть вулканогенного комплекса к верхам миоцена — низам плиоцена (т. е. в основном к мэотису — понту). Верхняя часть его, возможно, принадлежит среднему плиоцену. Ныне он очень сильно размыт последующей эрозией, во многих местах прорезан до основания и расчленен на три обширных изолированных поля — Бингельское нагорье на западе, Немрутское в центре и Аладагское на востоке и множество мелких останцов по их периферии. За исключением отдельных водораздельных участков, эрозия, а в высокогорных массивах Бингель (до 3650 м) и Аладаг (до 3500 м) и ледниковая денудация «стерли» первичный вулканический рельеф области, что свидетельствует о большой древности извержений. Первоначально фрагменты миоплиоценового комплекса сливались в единый вулканический плащ, покрывавший, вероятно, всю Северо-Ванскую область (около 25 000 км$^2$), может быть за исключением небольших горных массивов в ее центральной части. Впоследствии он подвергся блоковым поднятиям, слабому короблению и был глубоко денудирован. Основание вулканического покрова лежит, как правило, на отметках 1,75—2,5 км, что свидетельствует в целом о его весьма пологом залегании и малодифференцированном характере последующих глыбовых поднятий Бингель-Аладагского массива.

В водораздельных частях Аладагского и Бингельского нагорий мощность вулканического комплекса может доходить здесь до 1—1,5 км; в других местах она, видимо, уменьшается до нескольких сотен метров. В его составе преобладают роговообманковые андезиты; им подчинены более кислые (дациты) и основные породы (андезито-базальты, базальты), присутствующие в разных частях комплекса от основания (например, на северном побережье оз. Ван) до кровли. Лавовые потоки, горизонты туфов и агломератов тесно сочетаются в разрезе. В западной части области преобладают лавы, а к востоку все большую роль приобретают пирокластолиты андезитового состава [159]. Среди них присутствуют разности от тонкообломочных туфов до агломератов и глыбовых вулканических брекчий; нередко наблюдаются следы переотложения, горизонтальная или косая слоистость, иногда следы сингенетических деформаций. В пирокластолитах вырабатывается рельеф типа бэдленд с характерными земляными пирамидами. В общем они тяготеют к нижней части разреза, а лавы к верхней. Судя по геологической карте Турции (лист Ван) в основании Аладагского нагорья на его южной и северной периферии, т. е. на северном побережье оз. Ван и на западном борту Диядинской и Каракесской котловин, залегает пирокластическая толща, а на ней или непосредственно на донеогеновом фундаменте — мощные покровы андезитовых лав. По аналогии с Центрально-Армянской и Ахалкалакской областями пирокластическую толщу и фациально связанные с ней лавы можно параллелизовать с вохчабердской и годердзской свитами (миоплиоцен), а вышележащую лавовую толщу — со среднеплиоценовыми (?) андезитовыми покровами. Центры извержений, образовавшие этот вулкани-

ческий комплекс, достоверно не установлены, так как древние вулканические аппараты разрушены и морфологически не выражены. Наиболее мощные извержения, вероятно, происходили в пределах Бингельского и Аладагского массивов. По предположению Х. Линча и Ф. Освальда, в высокогорной зоне Бингельского нагорья извержения происходили из зоны трещин запад-северо-западного простирания, отпрепарированной в виде узкого хребта. В этом же районе среди андезитовых покровов выступают экструзивные купола липаритов и обсидианов.

На юго-восточной окраине Северо-Ванской области в полосе, простирающейся от Арарата к западной оконечности оз. Ван, вулканическая деятельность продолжалась в позднем плиоцене и антропогене. Здесь находятся огромные полигенные стратовулканы Тендурек, Сюпхан (Сипан) и Немрут. Многие исследователи (Ф. Освальд, Е. Алтинли, С. П. Бальян и др.) предполагают, что они, как и Арарат, приурочены к единой крупной зоне разломов северо-восточного простирания. Напомним, что на Б. Арарате прослеживается лежащий на ее продолжении сейсмогенетический разлом или трещина и несколько параллельных ей сбросов. Тендурек (от армянского слова тендыр, означающего очаг в виде оштукатуренной ямы для выпечки хлеба) представляет обширный, но сравнительно пологий, активный вулкан относительной высотой 1—1,5 км. Он сложен базальтами, перекрывающими более древнюю (возможно, частично обрушившуюся) андезитовую постройку [159]. В его развитии чередовались спокойные лавовые излияния и эксплозивные извержения с выбросами лапилли, шлаков, пемз, образовавших ритмично-слоистые накопления на склонах вулкана. Тендурек венчают два конуса с сохранившимися кратерами. Западный конус — Хори (3518 м) сложен в основном пирокластикой, а в строении восточного конуса — собственно Тендурека (3313 м) — участвуют молодые лавовые потоки. Из восточного кратера диаметром 400—500 м (по Г. В. Абиху, вмещающего озеро маарового типа) поднимаются горячие пары и вулканические газы, из которых осаждается сера [214]. На склонах вулкана имеется ряд паразитных центров, некоторые из них действовали в историческое время. Они дали свежие потоки базальтовых лав с глыбовой поверхностью, валами напора, лавовыми туннелями и пр.

Сюпхан (4434 м), возвышающийся над северным побережьем оз. Ван, представляет вторую после Арарата по высоте, также покрытую вечным снегом вершину Армянского нагорья. Этот огромный (до 20 км в диаметре) крутосклонный (до 20—30°) стратовулкан по форме, степени морфологической сохранности и, вероятно, по возрасту и истории формирования напоминает Б. Арарат. Его фундаментом служат дислоцированные породы эоцена или миоценовые отложения. По данным Х. Линча (1910) и Е. Алтинли (1966), основная часть вулкана представляет усеченный конус, сложенный андезитами и андезито-дацитами и рассеченный рядом глубоких радиальных долин. На высоте около 3800 м расположена слабовогнутая платообразная поверхность, видимо, реликт доледникового кратера или кальдеры диаметром 4 км. Внутри ее возвышается на несколько сотен метров молодой шлаково-лавовый конус. Продуктами новейших извержений в вершинной зоне вулкана являются потоки базальтов и обсидиана.

На южном краю Северо-Ванской области, в пределах Муш-Ванской синклинальной зоны, на западном берегу оз. Ван расположен крупный полигенный вулкан Немрут (2910 м), впервые изученный Ф. Освальдом. Основное тело стратовулкана диаметром около 15 км сложено чередованием лав и пирокластики среднего (роговообманковые андезиты) и кислого (до липаритов) состава. Первоначально его конус, вероятно, не уступал по высоте Сюпхану, однако в результате мощного

взрывного извержения на месте верхней части вулкана образовалась кальдера диаметром 6—8 км. Это извержение, имевшее место в конце плейстоцена (?), возможно, сопровождалось возникновением палящих туч и пирокластических потоков, давших покров игнимбритов и пемзовых туфов, распространившихся по равнине у подножия вулкана и по долине р. Битлис к югу от него [159]. В голоцене из кальдеры Немрута стали изливаться жидкие базальтовые лавы. Их потоки растекались к юго-западу, югу и юго-востоку и образовали Тавтанское лавовое плато. Мощность базальтов достигает здесь 250—300 м. Они погребли древний эрозионный рельеф, перегородили долину р. Карасу, протекавшей через современную депрессию оз. Ван и являвшейся одним из главных истоков Евфрата, и обусловили возникновение огромного запрудного озера глубиной свыше 180 м и площадью более 3000 км². Уровень озера постепенно повышался в течение исторического времени (С. П. Бальян, 1969 г.; К. И. Паффенгольц, 1950 г.)*. Часть немрутских лав проникла через низкий перевал (древнюю сквозную долину?) в хр. Битлисский Тавр и узким языком длиной 25 км спустилась к югу по долине р. Битлис. Согласно Ф. Освальду, в дальнейшем чашу кальдеры подновило новое эксплозивное извержение (не исключено, что формирование игнимбритов было связано с этим, а не с более древним взрывным извержением). Затем экструзии авгитовых риолитов и обсидианов образовали небольшие холмы в восточной части кальдеры, а в ее западной части возникло озеро полулунной формы длиной до 6 км. Последнее извержение Немрута, по Ф. Освальду, произошло в 1441 г. и выразилось в излиянии вязких липаритов и обсидианов из меридиональной трещины. Внутри кальдеры есть мофетты с выделениями $CO_2$ и небольшое теплое озеро, а на склонах из трещин выходят кое-где сернистые газы. Таким образом, Немрут, как и Тендурек, является активным вулканом.

В развитии крупных полигенных плиоцен-четвертичных вулканов Северо-Ванской области выделяется ранняя стадия — формирование стратовулкана, сложенного продуктами андезитового и частично более кислого состава; затем происходит вулкано-тектоническое проседание, за которым следуют извержения контрастных по составу вулканитов — эксплозии и экструзии липаритовой магмы в пределах кальдеры, и излияния базальтовых лав из ряда паразитных центров или из главного кратера (кальдеры). Контрастность состава продуктов последовательных или почти одновременных извержений, а также явления кальдерообразования, скорее всего, можно объяснить питанием этих полигенных вулканов из нескольких этажно расположенных магматических очагов, начиная от глубиннного (мантийного) очага базальтовой магмы до периферической, близповерхностной камеры, служившей источником кислых продуктов.

---

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Позднекайнозойский орогенный магматизм Армянского нагорья явился продолжением интенсивной магматической деятельности, имевшей место в течение собственно геосинклинального этапа (в юре, позднем мелу и эоцене). В течение раннеорогенной стадии (в олигоцене — раннем миоцене) формировались гранитоидные и отчасти щелочные интрузии, а кое-где в остаточных прогибах продолжались извержения. После непродолжительной паузы в позднем (?)сармате возобновилась (или усилилась) наземная вулканическая деятельность, достигшая

---

* Мы не исключаем возможность существования в более раннюю эпоху в той же депрессии озерного водоема (палео-Ван), впоследствии спущенного.

максимума в миоплиоцене — среднем плиоцене и с короткими перерывами продолжавшаяся в позднем плиоцене и антропогене.

2. Пространственное расположение зон вулканической активности и интрузивного магматизма и их тектоническая позиция меняется от стадии к стадии как в течение собственно геосинклинального, так и орогенного этапа в связи с изменением тектонического плана и основных тенденций тектонического развития. Почти полная непрерывность магматического процесса в течение всего альпийского «цикла» позволяет предполагать, что в пределах Армянского нагорья, начиная с юры до антропогена, существовали глубинные (мантийные) магматические очаги, постепенно перемещавшиеся в горизонтальном и, вероятно, вертикальном направлении. В орогенном этапе в связи с усилением теплового потока, по-видимому, достигшего максимальных величин в начале позднеорогенной стадии (миоплиоцен), глубинные очаги расширялись и распространялись кверху; на особенно прогретых участках земной коры при подъеме глубинной мантийной магмы в широком масштабе происходили явления ассимиляции и даже возникали отдельные очаги палингенной кислой магмы. В позднем плиоцене и особенно в антропогене в связи с начавшимся общим ослаблением теплового потока роль вещества коры в формировании магматических расплавов начинает снижаться, сохраняясь лишь в локальных зонах и участках высокой проницаемости. Но термический режим в вулканических зонах Армянского нагорья до сих пор остается ненормально высоким. С ареалом зоны позднеорогенного вулканизма совпадает обширный гравитационный минимум в редукции Буге, по-видимому, в определенной мере связанный с некоторым разуплотнением аномально нагретого вещества коры и верхов мантии (астеносферы) и наличием локальных магматических очагов (?). Однако, вместе с тем, на карте региональных изостатических аномалий центральной части Армянского нагорья, как и ряду других вулканических провинций Альпийского пояса, отвечает крупнейший максимум, по-видимому, обусловленный особенностями подастеносферной части мантии [13].

3. Проявления орогенного, в особенности позднеорогенного вулканизма в той или иной мере охватили всю внутреннюю часть Армянского нагорья, ограниченную с севера Восточно-Понтийской, Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской складчатыми зонами, а с юга — складчатой зоной Армянского (Битлисского) Тавра. Центральная часть этого ареала совпадает с широкой меридиональной полосой Транскавказского поперечного поднятия, расположенной примерно между 42°30′ и 44°30′ в. д. (между меридианами Эльбруса и Казбека), а на юге несколько отклоняющейся к юго-западу. Внутри нее размещаются в значительной мере погребенные под неоген-четвертичными вулканитами небольшие древние массивы, разделенные меловыми офиолитовыми «рвами» (ныне складчатыми зонами), переработанные альпийскими движениями и в основном вошедшие в состав позднеальпийских складчатых сооружений. Зоны наиболее мощного позднеорогенного вулканизма в большинстве областей связаны с этим относительно приподнятыми и прогретыми древними ядрами, лишь частично «захлестывая» обрамляющие их складчатые зоны. Лишь в Центрально-Армянской области вулканиты далеко выходят за пределы одноименного древнего ядра, распространяясь вдоль мощных глубинных продольных швов — Эрзерум-Эрзинджанского и Анкавано-Зангезурского, которые разделяют тесно сближающиеся к западу и к юго-востоку от Центрально-Армянского внутреннего массива складчатые зоны — Севанскую (с ее западным продолжением) и Кагызман — Веди-Ордубадскую. Вдоль зон глубоких поперечных разломов и трещин (Кельбарджарской, Эрзерумской) ареалы вулканической активности местами распространяются к северу и югу от Эрзерум-Эрзинджанского и Анкавано-Зан-

гезурского швов, пересекая соседние продольные складчатые зоны (Севанскую и Ордубадскую на востоке нагорья, Северную зону Восточного Тавра и Чорохскую на западе). В пределах древних раздробленных ядер (внутренних массивов) роль важнейших магмовыводящих каналов также играют меридиональные и субмеридиональные глубокие разломы и зоны трещин растяжения (Абул-Самсарская, Мокрых гор, Гегамская), а в южных вулканических областях (Араратской, Северо-Ванской) — также разломы и трещины северо-восточного и северо-западного простирания.

4. С раннеорогенной стадией связано формирование в замыкающихся геосинклинальных прогибах (зонах эоценового вулканизма) интрузивных тел гранитоидов, достигающих иногда гигантских размеров (Качкарский батолит в Восточном Понте и Мегри-Ордубадский в Ордубадской зоне). Эффузивный магматизм проявился ограниченно, в некоторых остаточных прогибах, что, возможно, связано с преобладанием напряжений сжатия в эпоху основных складкообразовательных движений.

Наиболее грандиозными извержениями, сопровождаемыми кое-где гипабиссальными интрузиями и экструзиями, отличается начало позднеорогенной стадии — миоплиоценовая фаза (включая средний плиоцен). Для нее характерны продукты андезитового и андезито-дацитового состава (с отклонениями до базальтов и липаритов) и очень широкое развитие эксплозивных извержений, особенно в начале фазы. В конце ее начинают преобладать излияния. Кислые образования, вероятно, должны рассматриваться как продукты дифференциации андезитовой магмы. Менее мощные излияния андезито-базальтовых и базальтовых лав, одновременные с извержениями средних и кислых продуктов, возможно, связаны с поступлением магмы с разных уровней многоярусных глубинных очагов, размещавшихся как в верхней части мантии, так и частично в пределах разных горизонтов коры.

Позднеплиоценовые извержения по масштабу в несколько раз уступали миоплиоценовым и охватили меньшую площадь. По большей части они были выражены ареально-трещинными излияниями базальтов и андезито-базальтов, свидетельствующими о подъеме малодифференцированной основной магмы из более глубоких (?), чем в миоплиоцене, очагов. Однако на отдельных участках одновременно или несколько позднее происходили извержения лав и пирокластолитов андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, связанные, по-видимому, с несколькими еще сохранившимися менее глубокими (внутрикоровыми?) очагами, в которых происходила дифференциация андезито-базальтовой или андезитовой магмы. Эти очаги (Абул-Самсарский, Мокрых гор, Аладагский, Арагацкий, Араилерский, Араратский) локализовались преимущественно в зоне Главного Транскавказского поперечного поднятия и контролировались глубокими, главным образом поперечными разломами; лишь один из очагов — Ишихлинский — существовал восточнее, в Сюникском (Карабахском) нагорье. Для подобных участков характерны крупные полигенные центральные вулканы.

Антропогеновая фаза характеризуется дальнейшим развитием тенденций, наметившихся в позднеплиоценовой фазе — сокращением площади извержений, уменьшением объема их продуктов и отмиранием ряда изолированных внутрикоровых очагов андезитовой магмы. На некоторых участках Центрально-Армянской и Ахалкалакской областей происходят ареально-трещинные излияния андезито-базальтов, а в голоцене — андезитов. Лишь в полосе Транскавказского поперечного поднятия (Абул-Самсарский хребет, Арагац, Арарат, Сюпхан, Немрут) продолжаются извержения более кислых лав (андезиты, дациты, местами даже липариты), свидетельствующие о сохранении внутрикоровых (?) очагов более дифференцированной магмы, выводимой на

поверхность по зонам глубоких разломов и особенно на участках их пересечения. В Арагацском районе, по-видимому, еще с позднего плиоцена формируется ряд связанных с главным очагом близповерхностных промежуточных камер, откуда на поверхность периодически вырывается более кислая и богатая летучими дацитовая магма, дающая в начале каждого пароксизма накопления туфолав, игнимбритов и пемз, а затем лавовые потоки. Аналогичные извержения игнимбритов, сопровождаемые образованием кальдеры, свойственны и вулкану Немрут. Однако на некоторых центральных вулканах происходили главным образом излияния основных лав (М. Арарат, Тендурек) или последние сочетались с эксплозиями и экструзиями кислых продуктов (Немрут, Сюпхан).

В целом эволюция позднеорогенного вулканизма в Армянском нагорье идет в сторону менее дифференцированных и более основных продуктов и последовательного возрастания значения ареально-трещинных лавовых излияний в ущерб извержениям средних и кислых продуктов, эксплозиям и деятельности полигенных вулканов центрального типа. Эти явления сохраняют свое значение лишь на отдельных участках зоны Транскавказского поперечного поднятия. В миоплиоценовую фазу ареал извержений охватывал не только полосу Транскавказского поперечного поднятия, но и обширные территории, расположенные к западу, а в Центрально-Армянской области — и к востоку от нее. В позднем плиоцене и антропогене к западу от этой поперечной полосы извержения прекращаются, а к востоку от нее — их зона значительно сужается, а интенсивность снижается. В целом сфера вулканической активности последовательно сокращается (оттесняясь к востоку), и в антропогене в основном ограничивается полосой Транскавказского поперечного поднятия. Тяготение позднеорогенного вулканизма к этой полосе и приуроченность к ней проявлений наиболее дифференцированной средней и кислой магмы, в том числе игнимбритовых, очевидно, можно объяснить тем, что эта зона характеризуется наиболее высоким тепловым потоком и проницаемостью, обусловленной наличием глубоких субмеридиональных трещин и разломов.

5. Продукты орогенного магматизма северных областей Армянского нагорья, как показали Н. И. Схиртладзе (1958, 1963), К. Г. Ширинян (1963), А. А. Адамян (1963), К. И. Карапетян (1963, 1969), в подавляющей массе принадлежат к породам нормальной известково-щелочной серии и отличаются преобладанием Na над K. На диаграммах А. Н. Заварицкого фигуративные точки их векторов ложатся в основном вблизи кривых II (Лассен — Пика) и III (Иеллоустонского парка). Позднеплиоценовые и отчасти плейстоценовые оливиновые долеритовые базальты восточной части Ахалкалакской области и Арагац-Ереванского участка Центрально-Армянской области, т. е. районов, лежащих в полосе Транскавказского поперечного поднятия, отличаются высокой глиноземистостью и несколько повышенной щелочностью. На диаграмме Заварицкого ареалы их химических составов лежат между кривыми III и IV (Этны) и даже заходят за последнюю. Более резкая щелочная тенденция отмечается А. С. Остроумовой (1963) для олигоценовых и миоплиоценовых (?) вулканитов Западного Даралагеза, среди которых известны субщелочные (трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахилипариты) и щелочные породы (калиевые базальты, тефриты и пр.). Напомним также о позднепалеогеновом Памбакском кольцевом массиве щелочных и нефелиновых сиенитов и сопутствовавших его внедрению извержениях щелочных вулканитов. Повышенная щелочность продуктов орогенного магматизма некоторых участков Армянского нагорья пока еще не получила ясного и убедительного объяснения. Поскольку она проявляется уже у самых основных лав, постольку она, по-видимому, связана с особенностями первичной глубинной магмы, а не с

особенностями ее дифференциации на пути продвижения к поверхности. Учитывая, что щелочные комплексы Даралагеза и Памбака выходят на восточном краю полосы Транскавказского поднятия, есть основания связывать их щелочной характер (как и Минераловодских субвулканических массивов) с приуроченностью к этой поперечной зоне.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА

**Развитие вулканизма во времени.** В истории орогенного магматизма Кавказского сегмента четко выделяются ранне- и позднеорогенная эпохи (рис. 9). Раннеорогенный магматизм, преемственно связанный с позднегеосинклинальным (эоценовым), проявился только в Армянском нагорье, главным образом на М. Кавказе, и был выражен в становлении гранитоидных и отчасти щелочных интрузий в формирующихся складчатых зонах и ограниченных проявлениях преимущественно андезитового вулканизма в некоторых отмирающих геосинклинальных прогибах (олигоцен — ранний миоцен). Начало позднеорогенной стадии, т. е. время резкой активизации поднятий в мегантиклинориях и превращения их в горные сооружения, было ознаменовано грандиозными вспышками наземного преимущественно андезитового вулканизма, с преобладанием эксплозий в начале миоплиоценовой фазы и лавовых излияний в конце ее (в среднем плиоцене). Эти извержения охватили огромные пространства Армянского нагорья, слабо затронули западную часть Закавказской депрессии и почти не проявились на Б. Кавказе (за исключением Минераловодского района). В течение позднеплиоценовой фазы вулканизм пробудился на центральном участке Б. Кавказа, где резко расширилась Эльбрусская и вновь возникла Казбекская вулканическая область. Однако в провинции Армянского нагорья интенсивность позднеплиоценовых извержений в несколько раз уступала миоплиоценовым, а их ареал сильно сократился в результате угасания вулканического процесса в западных частях всех вулканических областей. В течение антропогеновой фазы интенсивность извержений снизилась как в Армянском нагорье, так и на Б. Кавказе, а их ареалы в обеих провинциях оказались почти целиком приуроченными к полосе Транскавказского поперечного поднятия; за ее пределы выступают к востоку лишь сравнительно мелкие центры четвертичных извержений Восточно-Армянского и Грозненского районов. Расположение центров извержений внутри отдельных областей в позднем плиоцене и антропогене во все большей степени контролировалось зонами меридиональных и субмеридиональных нарушений, поперечных к простиранию продольных тектонических зон.

Таким образом, ареал вулканической деятельности, резко усилившейся в начале позднеорогенной стадии, постепенно продвигался к северу, а его контур, первоначально напоминавший выпуклую к северу линзу, приобрел в четвертичное время форму субмеридиональной полосы (с отдельными ответвлениями), пересекающей все продольные зоны Альпийского пояса. Продукты позднеорогенного вулканизма первоначально покрывали в Армянском нагорье площадь около 80 000 км², а их объем составлял около 30 000—35 000 км³, из которых около 20 000—25 000 км³ относится к миоплиоценовой фазе, не более 8000 км² — к позднеплиоценовой и не более 1000 км³ — к антропогеновой. В пределах Б. Кавказа вулканические образования (не переотложенные) покрывали не более 5000 км², а их объем составлял 2—2,5 тыс. км³; из них около 90% приходится на позднеплиоценовую и менее 10% — на антропогеновую фазу. В Западно-Закавказской провинции имели место количественно ничтожные извержения.

**Вулканические формации и формационные ряды.** Позднеорогенный вулканизм Кавказа характеризуется господством наземных извержений.

Их продукты либо образуют чисто вулканические формации, либо входят в состав вулканогенно-осадочных комплексов, в которых лавы и пирокласты сочетаются с туфогенными и осадочными образованиями чаще всего селевого (лахарового), пролювиального, речного, озерного и ледникового происхождения; продукты воздушного переноса (пемзы, пеплы) могут прослаивать также морские осадки на значительных расстояниях от вулканов. Под вулканическими формациями мы понимаем естественные сообщества (ассоциации) парагенетически связанных вулканических пород, занимающих определенное место в пространстве и близких по возрасту и геологической обстановке формирования. Новейшие вулканические формации Кавказского сегмента образуют семейство позднеорогенных вулканических формаций; почти все они входят в базальт-андезит-липаритовую группу орогенных магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964). Учитывая состав пород, характер и генезис извержений и место данного вулканического комплекса в тектонической структуре и развитии магматизма, можно выделить ряд типов вулканических формаций, объединяемых в несколько групп.

А. Группа нормально-орогенных вулканических формаций* включает комплексы основных, средних и умеренно кислых лав и пирокластов, широко распространенные во всех вулканических областях Кавказского сегмента. Их насчитывается четыре.

1. К андезитовым и андезито-дацитовым формациям принадлежит не менее $^2/_3$ всего объема новейших вулканитов, в частности все породы Казбекской области и значительная часть вулканитов провинции Армянского нагорья. Состав их может колебаться от андезито-базальтов до дацитов, но резко преобладают андезиты и андезито-дациты. Среди них выделяются два крайних подтипа — существенно пирокластический, эксплозивный (годердзская, вохчабердская, рухс-дзуарская свиты) и существенно лавовый, эффузивный (гегамская, абул-самсарская свиты, четвертичные лавы Казбекской области), обычно следующий во времени за первым. Извержения чаще связаны с полигенными вулканами центрального типа.

2. Андезито-базальтовые и базальтовые формации нормального известково-щелочного ряда типичны для позднеплиоценовой и антропогеновой фаз вулканизма Армянского нагорья, где они следуют за андезито-дацитовой формацией, образуя с ней единый ряд. Извержения носят ареально-трещинный характер и принадлежат к стромболианскому типу.

3. Базальт-андезит-дацитовые формации (с гомодромной последовательностью излияний) характерны для полигенных позднеплиоценовых вулканов Армянского нагорья (Арагац, Араилер, Ишихлы, Мокрые горы).

4. Формация основных и средних лав повышенной щелочности представлена неогеновыми вулканитами Западно-Закавказской провинции. Она приурочена к активизированным участкам Грузинского срединного массива, где подобные формации проявлялись неоднократно (в мальме, мелу, неогене).

Б. Группа туфолаво-игнимбритовых формаций включает комплексы кислых туфолав, игнимбритов, туфов и пемз — продукты своеобразных извержений перенасыщенной летучими магмы, распыляющейся или вспенивающейся при выходе на поверхность. По преобладанию тех или иных пород выделяются существенно игнимбритовые (Нижнечегемский район) и существенно туфолавовые формации (Верхнечегемский массив). Мощные извержения туфолав и игнимбри-

* Для обозначения этой группы формаций мы используем термин Ван Беммелена (1961) «нормальный орогенный вулканизм».

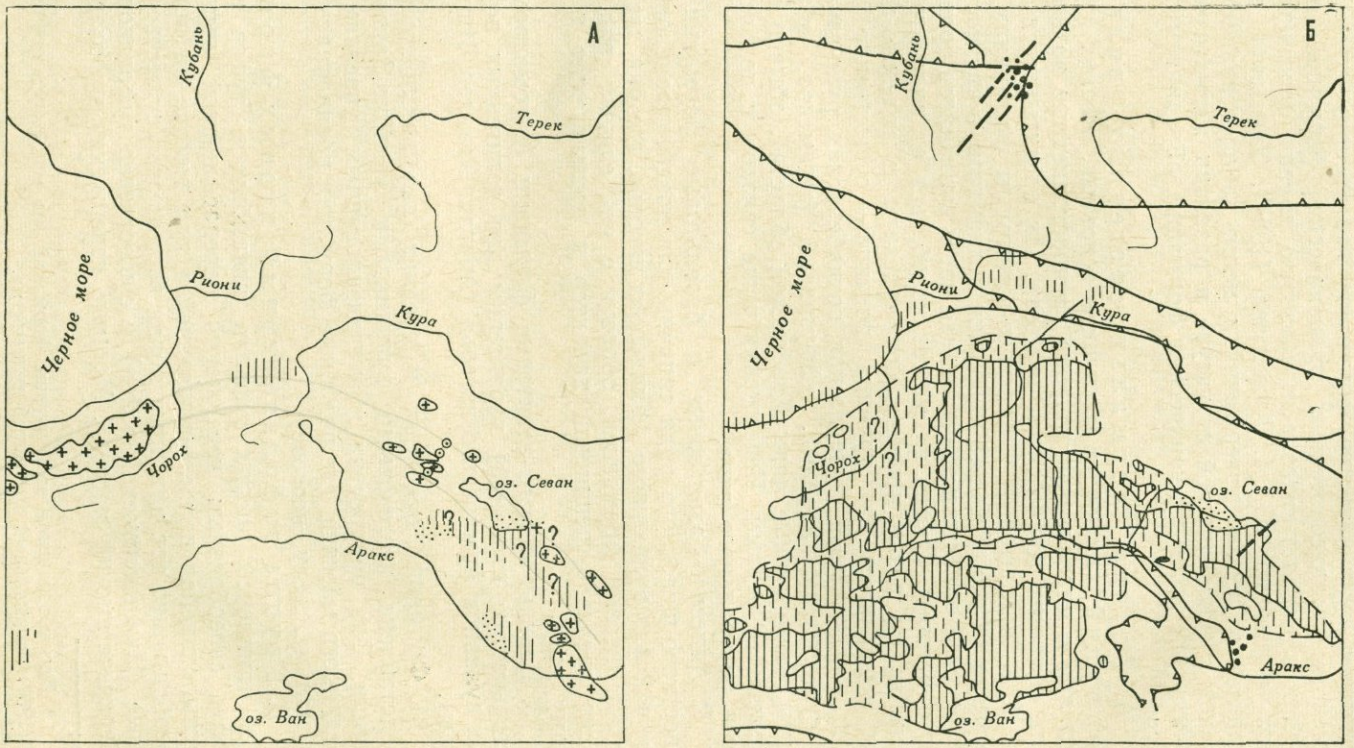
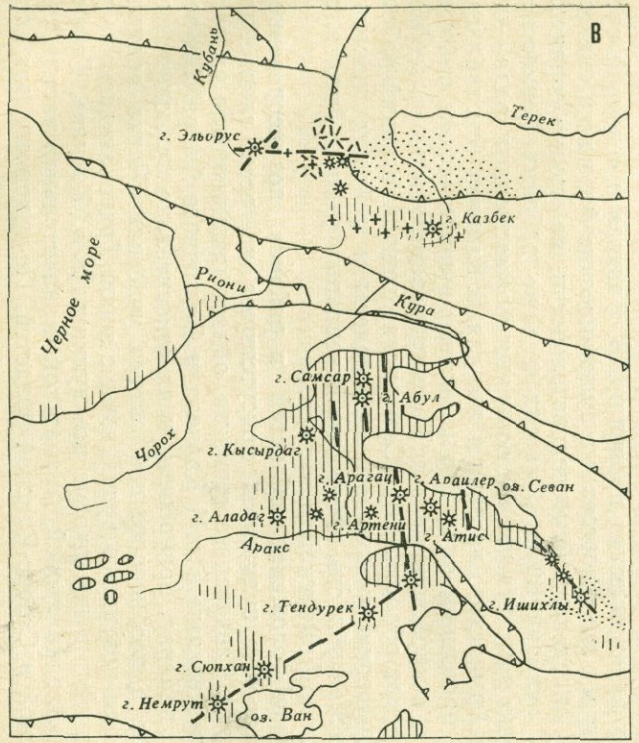
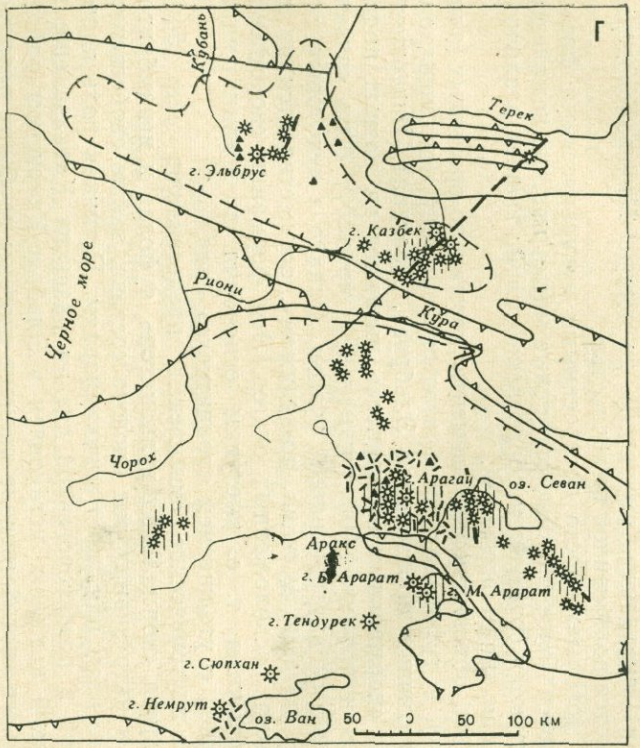
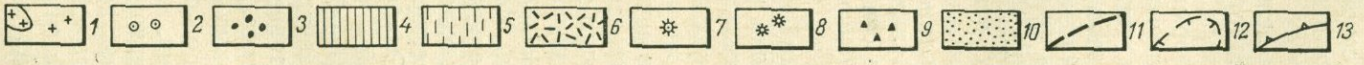



Рис. 9. Распространение проявлений орогенного магматизма в Кавказском сегменте

А — раннеорогенный вулканизм (олигоцен — ранний миоцен) и плутонизм (поздний эоцен—олигоцен); Б, В, Г — позднеорогенный магматизм: Б — первая фаза (миоплиоцен — начало среднего плиоцена), В — вторая фаза (конец среднего ? — поздний плиоцен), Г — третья фаза (антропоген). *1* — кислые (гранитоидные) интрузии; *2* — щелочные вулкано-плутонические массивы; *3* — кислые и средние экструзии




и лакколиты; *4* — лаво-пирокластические покровы; *5* — то же, впоследствии уничтоженные денудацией; *6* — туфолаво-игнимбритовые покровы; *7* — крупные вулканы; *8* — некоторые второстепенные вулканические центры; *9* — центры эксплозивных, игнимбритовых извержений; *10* — туфогенно-осадочные молассовые толщи; *11* — некоторые глубокие разломы и трещины, контролировавшие положение центров извержений; *12* — контуры распространения углекислых термальных вод; *13* — граница основных зон поднятий и опусканий

тов сопровождаются значительными вулкано-тектоническими проседаниями, указывающими на существование периферических очагов. Эти формации характерны для краевых, внутренних и срединных массивов с мощным гранитно-метаморфическим слоем, в котором возникают очаги анатектической магмы.

В. Экструзивно-субвулканические формации кислого состава, не сопровождаемые вулканическими образованиями, приурочены к некоторым жестким прибортовым участкам Б. и М. Кавказа (Минераловодский и Нахичеванский районы). По составу пород они родственны вулканическим формациям соответствующих областей (Эльбрусской и Центрально-Армянской), но породы Минераловодского района отличаются повышенной щелочностью.

Наряду с довольно просто построенными вулканическими формациями выделяются более сложные орогенные магматические комплексы; они характеризуются сочетанием образований, свойственных различным выделенным выше типам формаций.

1. Формации, объединяющие элементы нормально-орогенных (андезито-дацитовых) и туфолаво-игнимбритовых формаций (позднеплиоценовые и четвертичные образования Эльбруса, Арагаца). Извержения игнимбритов и «нормальных вулканитов» питаются из разных подводящих каналов и промежуточных камер (?), но могут быть связаны с общим глубинным внутрикоровым очагом. Однако в некоторых случаях (Немрут) питание вулкана, по-видимому, осуществляется из нескольких этажно расположенных очагов. Эти формации свойственны внутренним массивам, т. е. выступам основания в древних ядрах мегантиклинориев с утолщением «гранитного» слоя.

2. Вулкано-плутонические комплексы представляют еще более сложные сочетания «нормальных вулканитов», туфолав и игнимбритов, экструзивных и интрузивных тел кислого состава, также свойственные внутренним массивам или горст-антиклинориям. Истинная роль подобных комплексов в позднеорогенной стадии развития Кавказа еще не ясна. Пока такой комплекс установлен в Эльбрус-Кюгенском районе. Формированию его способствовало наличие системы глубоких разломов нескольких направлений, узлы пересечения которых предопределили локализацию наиболее крупных и живучих магматических каналов и размещение интрузивных тел.

В пределах вулканических провинций Б. Кавказа и северной части Армянского нагорья позднеорогенные вулканические формации сменяют одна другую в определенной последовательности, не вполне совпадающей в разных вулканических областях и даже районах Кавказского сегмента. Можно наметить четыре основных формационных ряда — два для провинции Армянского нагорья и два для Б. Кавказа (см. таблицу).

В каждой провинции один ряд свойствен вулканическим районам, приуроченным к осевой зоне полосы Транскавказского поперечного поднятия (Эльбрусская область, Абул-Самсарская зона, Арагацкий район), а другой — периферическим зонам этой полосы и районам, лежащим вне ее (Казбекская область, восточные и западные районы Ахалкалакской и Центрально-Армянской областей).

**Тектоническое положение областей и районов позднеорогенного вулканизма.** Молодые вулканиты присутствуют во всех главнейших продольных зонах Кавказского сегмента, однако подавляющая их часть связана с сооружениями Б. и М. Кавказа и Восточного Тавра. Во всех зонах они, как правило, приурочены к их относительно приподнятым и воздымавшимся в позднеорогенной стадии участкам. Четко проявляется связь ареала новейшего вулканизма с зоной Транскавказского поперечного поднятия; в нее входят все вулканиты Б. Кавказа, Грузинского массива, Ахалкалакской, Араратской и значительной части Центрально-Армянской и Северо-Ванской областей. По-видимому, эта попе-

речная полоса являлась в позднеорогенной стадии зоной повышенного теплового потока. С вулканическими провинциями и областями Б. Кавказа и Армянского нагорья совпадают зоны крупнейших гравитационных минимумов Буге, однако вместе с тем всему Транскавказскому вулканическому ареалу (и одноименной зоне поперечного поднятия)

**Главные ряды позднеорогенных вулканических формаций Б. и М. Кавказа**

| Возраст | Северная часть Армянского нагорья (М. Кавказ) | | Б. Кавказ | |
|---|---|---|---|---|
| | | Осевая зона Транскавказского поперечного поднятия | | |
| Q | Андезито-базальт—андезитовая эффузивная | Дацитовая эффузивно-эксплозивная (с игнимбритами) | Андезито-дацит—дацитовая эффузивно-эксплозивная | Андезит—андезито-дацитовая существенно эффузивная |
| $N_2^3$ | Базальт—андезит-базальтовая эффузивная | Базальт-андезит-дацит-липаритовая (эффузивная) | Липарит—липарито-дацит—дацитовая игнимбритовая+ +гранодиоритовые интрузии | Андезито-дацитовая существенно эксплозивная +гранодиоритовые интрузии |
| $N_2^2$ | Андезитовая эффузивная | | — | — |
| $N_1^3 - N_2^1$ | Андезито-дацитовая существенно эксплозивная | | Трахилипаритовая экструзивно-субвулканическая | — |

отвечает обширная региональная положительная изостатическая аномалия. Вулканические области Кавказа полностью ложатся в зону проявления глубинной углекислоты, выделяющейся в углекислых термах. Состав вулканических формаций, типы и масштаб извержений связаны со структурой и историей развития тектонических зон Кавказа в альпийском цикле. Основная доля вулканитов принадлежит провинции Армянского нагорья, т. е. мегантиклинорию М. Кавказа, сформированному на месте типичной эвгеосинклинали, где на протяжении собственно геосинклинального этапа и раннеорогенной стадии происходили многократные мощные извержения и интрузии. Напротив, в мегантиклинории Б. Кавказа, возникшем на месте геосинклинали, в которой вулканизм проявился локально и лишь в раннегеосинклинальной стадии, а альпийские интрузии незначительны, — раннеорогенный вулканизм отсутствует, а позднеорогенный отличается меньшим масштабом и преемственно не связан с предшествующим альпийским магматизмом. Районы позднеорогенного вулканизма Кавказа по особенностям их тектонического положения, строения, развития и свойственным им вулканическим формациям можно отнести к нескольким основным типам (в порядке убывания их значимости в вулканическом процессе).

1. Внутренние и краевые массивы. С внутренними массивами (Артвино-Болнисский, Центрально-Армянский, Бингель-Аладагский массивы Армянского нагорья, а также близкий к ним горст-антиклинорий Центрального Кавказа) и с Лабино-Малкинским (Северо-Кавказским) краевым массивом связана подавляющая часть продуктов позднеорогенного вулканизма. К ним приурочены Эльбрусская, Ахалкалакская,

Северо-Ванская и средняя часть Центрально-Армянской вулканической области. Этим массивам свойственна, по-видимому, толстая (?) земная кора с мощным (более 15 км) гранитно-метаморфическим слоем, либо высоко приподнятым, либо перекрытым чехлом субплатформенных мезозойских и нижнепалеогеновых осадков или частично — раннемолассовым (олигоцен-миоценовым) комплексом. На этих массивах распространены различные вулканические формации (в рамках намеченных выше рядов), но в целом характерно тяготение к ним относительно более кислых вулканических образований, что особенно резко выражено в осевой зоне Транскавказского поперечного поднятия. На попадающих в нее участках массивов присутствуют наиболее кислые лавы, туфы, а также туфолавы, игнимбриты и генетически связанные с ними интрузивные гранитоидные массивы (в южной части Эльбрусской области). В подъеме магматических расплавов и размещении центров извержения важную роль играют зоны глубоких поперечных и продольных разломов и трещин, ограничивающих и рассекающих массивы (например, Тырныаузская).

2. Альпийские складчатые зоны (антиклинории и синклинории), образовавшиеся на месте геосинклинальных прогибов. Они служат субстратом позднеорогенных вулканических образований на значительно меньшей площади, чем внутренние и краевые массивы. Можно выделить три различных типа подобных участков:

а) краевые участки складчатых зон (обычно синклинориев), окаймляющих внутренние массивы (Аджаро-Триалетский, Севанский, Кагызман — Веди-Ордубадский и пр.) и разделяющие их тектонические швы;

б) продольные тектонические швы (шовные зоны) между соседними складчатыми зонами (синклинориями) к западу и к востоку от мест выклинивания разделяющих их внутренних массивов. Таковы Эрзерум-Эрзинджанская шовная зона и юго-восточный участок Анкаван-Зангезурской шовной зоны, разделяющие соответственно западные и юго-восточные участки Севанской и Кагызман — Веди-Ордубадской синклинальных зон. К этим участкам приурочены окончания Центрально-Армянской вулканической области (район Эрзерума и Сюникское нагорье). Близкое положение занимает лежащий на восточном продолжении горст-антиклинория Главного хребта Казбекский продольный разлом, контролирующий положение вулкана Казбек и позднеплиоценовых вулканических центров к западу от него;

в) зоны крупных глубоких поперечных нарушений (трещин, разрывов, флексур), пересекающих одну или несколько продольных складчатых зон. Таковы, например, зона Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома, пересекающая все складчатые зоны Б. Кавказа, Грузинский срединный массив и южную часть Терского краевого прогиба, к которой приурочены все центры четвертичных извержений Казбекской области и Грозненского района, а также ряд центров миоплиоценовых базальтовых извержений Центрально-Грузинской области. Другим примером является зона нарушений, пересекающая Севанский и Ордубадский синклинории от верховий Тертера на север-северо-востоке до района Нахичевани на юг-юго-западе. К ней приурочен Кельбаджарский вулкано-тектонический грабен север-северо-восточного простирания, формировавшийся в миоплиоцене, вулканические покровы северной части Сюникского нагорья, Конгуро-Алангезского хребта и экструзивы Нахичевани. Аналогичная вулкано-активная зона долготных нарушений пересекает несколько продольных складчатых зон в районе Эрзерума. В отличие от внутренних и краевых массивов в пределах складчатых зон (антиклинориев и синклинориев) очаги кислой анатектической магмы, по-видимому, отсутствуют. Ограничивающие и пересекающие их вулкано-активные зоны продольных и поперечных нарушений

выводят на поверхность магматический материал преимущественно андезитового (с колебаниями от андезито-базальтов до андезито-дацитов, реже дацитов), а позднее — андезито-базальтового состава. Эти зоны нарушений лежат к востоку или к западу от Транскавказского поперечного поднятия, по-видимому, в областях с менее высоким тепловым режимом, чем последнее.

3. Срединные массивы. Они могут быть нескольких типов:

а) к одному из них принадлежит Арарат-Джульфинский массив (северо-западное окончание Центрально-Иранского массива?), разделяющий сооружения М. Кавказа и Восточного Тавра, принадлежащие главным ветвям Альпийских складчатых сооружений. Для него характерен преимущественно андезитовый вулканизм, близкий к таковому соседних внутренних массивов. Не исключено, что этот массив также является внутренним, а не срединным;

б) к другому типу относится Грузинский массив, ограниченный с севера боковой, затухающей к западу Крымско-Кавказской ветвью складчатых сооружений и приближающийся по структурному положению к периферическим массивам. Для него характерна небольшая мощность гранитно-метаморфического слоя (8—10 км), исключающая возможность возникновения анатектических очагов кислой магмы и существенной ассимиляции его вещества поднимающейся глубинной магмой. Ему свойственны основные вулканиты повышенной щелочности.

4. Участки сочленения альпийских складчатых сооружений Б. и М. Кавказа с обрамляющими «жесткими» зонами (Скифской плитой на севере, Арарат-Джульфинским срединным массивом на юге). К ним приурочены миоплиоценовые экструзивные и субвулканические массивы.

5. Краевые прогибы. Единственный вулканический район известен во внутренней части Терского краевого прогиба, на «перекрестке» глубинных разломов — Казбек-Цхинвальского поперечного, пересекающего Б. Кавказ и часть Предкавказья, и продольного Сунженского (продолжение Тырныаузской шовной зоны). Ничтожные извержения происходили здесь после прекращения погружений и складчатости в Терско-Сунженской антиклинальной зоне, в начале позднего плейстоцена, одновременно с пароксизмом извержений в Казбекской области, и представлены сходными по составу продуктами. Это позволяет предполагать связь вулканизма Грозненского района и Казбекской области и их питание из общих подкоровых (?) очагов.

**Позднеорогенный вулканизм и неотектонические движения** — это различные отражения глубинных процессов, движущий механизм которых связан главным образом с верхней мантией и отчасти с глубокими зонами коры. Некоторые особенности новейших движений коррелятивно связаны с процессами позднеорогенного вулканизма. Моменты пробуждения и фазы усиления вулканической активности связаны с общими для Кавказского сегмента и более или менее синхронными периодами активизации дифференциальных тектонических движений и усиления роли поднятий. По крайней мере, последняя голоценовая подфаза извержений во всех вулканических областях была синхронной.

Вулканические районы приурочены к областям и участкам Кавказского сегмента, испытывавшим в течение данной вулканической фазы или подфазы тенденцию к поднятию, как правило, более резкую, чем на других участках той же зоны, где вулканизм не имел места (эта тенденция могла нарушаться вулкано-тектоническими проседаниями). В зонах, подвергавшихся абсолютному погружению, вулканическая деятельность не имела места. Вулканической деятельности благоприятствовали сводо- и горстообразные воздымания, происходившие в условиях растяжения данного участка коры и сопровождавшиеся возникновением или активизацией крутых и вертикальных разломов и трещин (Гегам-

ский свод, Эльбрусско-Минераловодский поперечный перегиб). Ряд вулканических районов связан с зонами высоких градиентов молодых движений, выраженных активными в позднеорогенной стадии глубинными разломами и флексурами (Тырныаузский, Эльбрусский, Верхнечегемский, Казбек-Цхинвальский разломы). В локализации зон и центров извержений важную роль играли также зоны глубоких трещин растяжения (зоны Абул-Самсарского, осевого Гегамского разломов). Большинство районов и центров извержений связано с разломами и трещинами поперечного и близких к нему направлений, меньшая часть — с продольными. Помимо глубоких разломов, служащих каналами при подъеме магмы из глубинного очага, существенную роль в ее перемещении в верхних горизонтах коры и локализации центров извержений играют менее глубокие временно приоткрывающиеся разломы и трещины разных направлений, либо оперяющие крупные разломы (при центральном и трещинном типе вулканизма), либо образующие густую разветвленную сеть (при ареальном типе).

Вулкано-тектоническим явлениям разного масштаба, несомненно, принадлежит очень важная, но еще не получившая должной оценки роль в общем спектре новейших тектонических деформаций. Правильнее было бы говорить не только о вулкано-тектонических, но и о плутоно-тектонических или шире — о магмо-тектонических явлениях и структурах. С извержением магмы на поверхность (и опорожнением очагов разной глубинности) связано формирование вулкано-тектонических депрессий. Те же структуры, которые обычно [121] относят к категории вулкано-тектонических поднятий, в действительности связаны с приподнимающим воздействием магматического вещества, заполняющего камеры в тех или иных зонах земной коры (и верхов мантии?), и должны быть названы плутоно-тектоническими поднятиями. И те, и другие структуры могут иметь разные масштабы и глубины заложения (находящиеся, как правило, в прямой зависимости).

Среди плутоно-магматических поднятий с наибольшей уверенностью выделяются самые мелкие куполовидные структуры «оболочки», образованные над близповерхностными магматическими ядрами субвулканических массивов миоплиоценового (массивы Пятигорья, Нахичевани) и позднеплиоценового возраста (Кыртыкский лакколит). Более предположительно можно говорить о плутоно-тектонической природе пологих овальных или округлых позднеплиоценово-четвертичных вздутий, возникших над некоторыми вулканическими районами Центрально-Армянской и Ахалкалакской областей (Гегамское, Варденисское, Карабахское нагорья и т. д.). Поперечник их составляет 30—60 км, амплитуда — от нескольких сотен метров до 1 км. Наличие многочисленных густо усеивающих эти зоны мелких центров извержений однообразных андезито-базальтовых (в плейстоцене) и андезитовых (в голоцене) лав позволяет предполагать, что питание их происходило из общих обширных магматических очагов, расположенных под каждым из этих вздутий и, возможно, еще не исчерпанных. С разуплотнением вещества, формированием крупных глубинных магматических очагов в верхней мантии и частично внутри коры в зонах наиболее высокого теплового потока в определенной мере могут быть связаны новейшие воздымания Б. Кавказа и поперечной зоны Транскавказского поднятия.

К числу вулкано-тектонических депрессий также можно отнести структуры разного размера и глубинности. Наиболее мелкими по величине (не более 10—15 км в диаметре) и заложению являются кальдеры, осложняющие строение крупных позднеплиоценовых и четвертичных вулканов; они связаны с опорожнением промежуточного (периферического) очага в процессе наиболее мощного извержения. Подобное проседание испытали Эльбрус, Кабарджин, по-видимому Казбек, Ишихлы, Тендурек, Немрут, некоторые участки Кельского вулканиче-

ского нагорья и пр. Кальдеры часто оказываются замаскированными при последующих извержениях, морфологически выражены плохо, и вулкано-тектонические проседания выявляются лишь при детальном геолого-структурном анализе. Вулкано-тектоническими депрессиями, связанными с разгрузкой неглубоких очагов кислой анатектической магмы через многочисленные выводные каналы, являются глубокая (до 2 км) ступенчатая вулкано-тектоническая Верхнечегемская впадина с поперечником до 10—12 км и значительно более широкая, но неглубокая, плоская вулкано-тектоническая Нижнечегемская депрессия.

При разгрузке глубинных (подкоровых) магматических резервуаров могут возникать вулкано-тектонические депрессии, диаметр которых достигает десятков километров и превышает диаметр основания вулканической постройки. В этих случаях вулкано-тектоническая депрессия получает морфологическое выражение лишь по периферии крупного вулкана в виде сплошного или прерывистого кольца окаймляющих его впадин, а вулканический конус приобретает ненормально пологую, особенно в центральной части, форму. Согласно предположению Г. Г. Оганезова, такого рода обширная вулкано-тектоническая депрессия существует в районе просевшего вулканического массива Арагац и обрамляющих его котловин (Касахской, Ленинаканской, Араратской и пр.). Наконец, по-видимому, можно предполагать общее проседание очень широких площадей, в пределах которых почти повсеместно происходили мощные извержения, продукты которых образовали толщи средней мощностью порядка 0,5—1 км. Подобным масштабом отличались миоплиоценовые извержения в пределах значительных территорий (десятки тысяч квадратных километров) Ахалкалакской, Центрально-Армянской, Северо-Ванской областей в миоплиоцене и среднем плиоцене.

В начале нашего века Ф. Освальд обратил внимание на то, что «внешние», не вулканические хребты, обрамляющие Армянское нагорье с севера и с юга, обладают значительно большей высотой, чем средний уровень его «внутренних» зон — вулканических плато и нагорий. Этот факт, по-видимому, обусловлен общим вулкано-тектоническим проседанием зон наиболее интенсивного новейшего вулканизма. Наиболее значительные проседания, очевидно, сопровождали наиболее мощные и повсеместные преимущественно эксплозивные миоплиоценовые извержения. Излившиеся в конце этой фазы покровы андезитовых лав были приурочены к обширным вулкано-тектоническим депрессиям и первоначально слагали ровные вулканические плато, впоследствии местами сильно деформированные (например, на Мисханском, Восточно-Севанском хребтах). Структура поверхности довулканического субстрата внутренних зон Ахалкалакской, Центрально-Армянской, Северо-Ванской областей в среднем плиоцене представляла, по-видимому, обширные «ванны» с неровными, раздробленными «днищами», заполненными пирокластическими и фациально с ними связанными туфогенно-осадочными образованиями, прослоенными и перекрытыми лавовыми покровами. Впоследствии эти «днища» были снова деформированы, в том числе вулкано-тектоническими опусканиями и плутоно-тектоническими поднятиями, но площади и амплитуды зон последующих магмо-тектонических деформаций, видимо, уступали миоплиоценовым, поскольку масштабы и площади позднеплиоценовых извержений были в несколько раз, а четвертичных — в десятки раз меньше, чем в миоплиоценовую фазу вулканизма.

Часть III

# РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

## ИРАНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Основные черты тектонического строения

К юго-востоку от Кавказского сегмента располагается Иранский сегмент — самый протяженный (до 2000 км) и широкий (до 1400 км) в Альпийском поясе (рис. 10). Наибольшее значение для познания тектоники Ирана имеют работы А. Ганссера (1955) и в особенности И. Штеклина (1966, 1968). В советской литературе вопросы тектоники Иранского сегмента освещались В. Е. Хаиным (1969), В. Г. Казьминым и В. В. Кулаковым (1969). В структуре Иранского сегмента выделяются три главные продольные системы Альпийских складчатых сооружений — Копетдагская, Эльбурс-Биналугская и Загросская, служащие продолжением сооружений Б. Кавказа, М. Кавказа и Тавра, и разделяющие их промежуточные — межгорные зоны, резко различные по своему строению — Южно-Каспийская и Внутренне-Иранская. Западной границей Иранского сегмента служит пережим Альпийского пояса, приуроченный к зоне Пальмиро-Апшеронского линеамента. Восточная граница сегмента может быть проведена по зоне Герирудского меридионального глубинного разлома (Урало-Оманскому линеаменту). Северной «рамой» Иранского сегмента служит эпигерцинская Туранская плита, являющаяся восточным продолжением Скифской.

К югу от Туранской плиты лежит среднегорное сооружение Копетдага, возникшее в неогене на месте мезозойско-палеогеновой миогеосинклинали. Мегантиклинорий Копетдага характеризуется умеренной интенсивностью складчатости и наличием диагональных сдвигов и надвигов вдоль ее северного края, указывающих на некоторое смещение масс к северу, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. По сейсмическим данным, сооружение Копетдага лишено «корня гор» и вместе с краевым прогибом находит прямое отражение в структуре всей коры. На западе Копетдагское сооружение, подобно Б. Кавказу, периклинально погружается. Их разделяет Апшероно-Прибалханская зона поперечного погружения, сложенная мощными мезокайнозойскими осадками вплоть до плиоцена. В ней выделяется антиклинальная зона, выраженная в рельефе дна Каспия мелководным Апшеронским порогом.

К югу от Апшероно-Прибалханской зоны лежит Южно-Каспийская внутренняя впадина. В ее наиболее погруженной, относительно глубоководной (до 0,8 км) западной части мощность осадков достигает 20—25 км (из них до 7 км принадлежит $N_2$—Q) и предполагается отсутствие гранитно-метаморфического слоя. Осадки смяты в серию пологих конседиментационных субмеридиональных складок, выраженных в рельефе дна. Восточным окончанием Южно-Каспийской промежуточной зоны служит Западно-Туркменская межгорная впадина, по тектоническому положению сходная с Куринской. На востоке она выклинивается и, таким образом, Копетдагское сооружение почти непосредственно смыкается с Аладаг-Биналугским. Их разделяет лишь узкий Мешхедский межгорный прогиб (грабен?),

наложенный на зону Кучанского глубинного разлома. В южной части Каспия выявлена Астарино-Горганская зона погребенных субширотных складок, а еще южнее расположен Предэльбурский прогиб. Возможно, он наложен на древнее поднятие [136], в пользу чего может говорить наличие Горганского выступа докембрийского основания, перекрытого мальмом, в юго-восточном углу Каспия.

Высокогорное складчатое сооружение Эльбурса, огибающее Южнокаспийскую депрессию с юга, представляет веерообразный антиклинорий, осложненный по обоим крыльям крутыми надвигами. Он сложен смятыми в относительно сильно сжатые линейные складки отложениями палеозоя — триаса, континентального лейаса и доггера и существенно карбонатного, отчасти вулканогенного мальма и мела, по характеру разреза и мощностям сходными с отложениями Центрально-Иранской промежуточный зоны. Выше на южном крыле Эльбурса несогласно лежит мощный вулканогенный эоцен. Он представлен в основном андезитовыми лавами и пирокластами и формационно близок к эоцену Ордубадского и Севанского прогибов М. Кавказа. Главные складчато-надвиговые деформации начались в Эльбурсе в конце миоцена и продолжались в плиоцене, сопровождаясь нарастающим сводово-глыбовым воздыманием. В осевой части Центрального Эльбурса расположен четвертичный вулкан Демавенд. Северное крыло Эльбурса с относительно редуцированным палеозоем и мощными юрой и мелом является восточным продолжением северных зон М. Кавказа (отличием является отсутствие среднеюрского магматизма в Эльбурсе), а южное крыло с мощным палеозоем — триасом и слабо несогласно залегающим вулканогенным эоценом — отвечает южным зонам М. Кавказа. Роль промежуточного звена между Эльбурсом и М. Кавказом играет коленообразное Карадагско-Талышское складчатое сооружение. Переход от Эльбурса к Талышу сопровождается резким погружением палеозоя и мезозоя под мощный вулканогенно-терригенный палеогеновый комплекс; он слагает две складчатые зоны, расходящиеся к север-северо-западу и запад-северо-западу. Северная — Талышская зона, служащая продолжением Северо-Акеринской зоны М. Кавказа, далее поворачивает к западу и частично погружается под неоген-четвертичные молассы наложенной Нижнеараксинской впадины. Южная — Кушедагская зона по структурному положению аналогична Веди-Ордубадской, но располагается по отношению к ней кулисно, отделяясь от нее широтным Карадагским выступом байкальского фундамента. Его структурная позиция сходна с Мисханским выступом на М. Кавказе. Карадагский выступ вместе с прилегающими складчатыми зонами прорван альпийскими гранитоидами. Между складчатыми зонами, сложенными палеогеном, расположена Ардебильская внутригорная впадина, выполненная неоген-четвертичными молассами. Возможно, она наложена на погребенный блок палеозойского или допалеозойского фундамента, «обтекаемый» палеогеновыми складчатыми зонами. В ее юго-западной части расположен вулкан Савалан.

Складчатое сооружение Аладага-Биналуга, лежащее на восточном продолжении Эльбурса, отличается от него большей ролью предмеловых поднятий и более сокращенным разрезом — отсутствием палеогена, а в восточной части (Биналуг) — также палеозоя; мезозой здесь непосредственно налегает на крупный выступ докембрийского основания. На востоке альпийские сооружения Копетдага и Биналуга, граничащие по Кучанскому разлому, сужаются и упираются в Герирудский (Тедженский) поперечный глубинный разлом, по которому происходит их торцовое сочленение с ранними киммеридами Банди-Туркестана — Парапамиза [64].

К югу от сооружений Эльбурса, и Аладага-Биналуга лежит Внутренне-Иранская промежуточная область. Первоначально

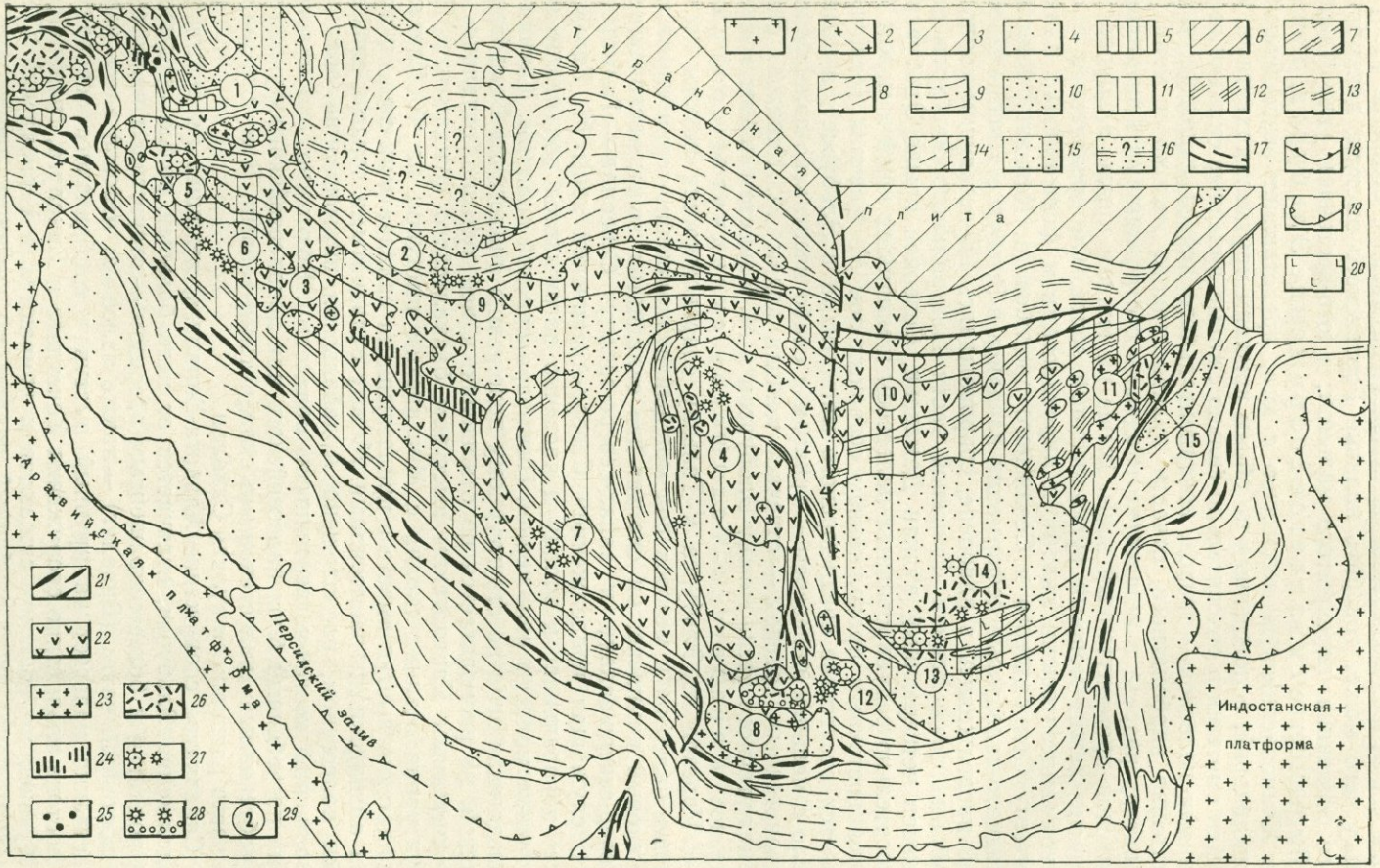



Рис. 10. Размещение проявлений кайнозойского магматизма в Иранском и Афгано-Белуджистанском сегментах

Тектонические структуры: *1* — допалеозойские платформы; *2* — их участки, затронутые альпийской складчатостью; *3* — эпипа-

она рассматривалась как типичный срединный массив, но этому как будто противоречат сильная, хотя и неравномерная дислоцированность и даже начальный метаморфизм палеозойских и мезозойских отложений и присутствие позднемезозойского офиолитового комплекса [151]. Однако эти явления распространены лишь в отдельных сравнительно узких зонах рассматриваемой области. В целом по полноте мезо-кайнозойского разреза и интенсивности складчатых деформаций она заметно уступает Загросской и Копетдагской геосинклиналям. Начиная с конца протерозоя, эта область характеризовалась режимом развития, близким к платформенному, была покрыта чехлом вендских, палеозойских и триасовых осадков и вместе с Загросом представляла краевую часть Аравийской эпибайкальской платформы. В результате позднетриасовых движений она была отделена от последней Загросским миогеосинклинальным прогибом и раздроблена на ряд блоков. Одни из них сохранили свою стабильность, другие же превратились в своеобразные наложенные сравнительно узкие, неглубокие и недолговечные геосинклинальные прогибы, которые замкнулись и превратились в складчатые зоны в конце юры или мела. К началу кайнозоя Внутренне-Иранская область вновь приобрела роль сравнительно жесткой глыбы, которая в отличие от обрамляющих ее зон интенсивной неогеновой складчатости испытывала лишь слабо дифференцированные глыбовые движения и пологие коробления, сопровождавшиеся мощными проявлениями подводного и наземного андезито-дацитового вулканизма. По характеру тектонического строения и развития Внутренне-Иранская область (Иранский срединный массив s. lato) напоминает внутренние зоны других сегментов Альпийского пояса — Афганского, Карпато-Динарского и др. В ней можно выделить три главных элемента: 1) долготно вытянутый Лутский массив, занимающий ее восточную часть, 2) собственно Центрально-Иранский массив, простирающийся от оз. Урмия на западе до пустыни Деште-Кевир на востоке и далее расщепляющийся на две ветви, и 3) разделяющую их Йезд-Керманскую складчатую зону.

Лутский массив представляет наиболее стабильный блок в пределах Внутреннего Ирана. Его древний фундамент повсеместно перекрыт мощным (до 2—3 км) практически недеформированным чехлом кайнозойских континентальных вулканогенных образований. Массив ограничен глубокими длительно развивавшимися разломами, к которым приурочены узкие полосы мелового «меланжа». По Герирудскому глубинному разлому Лутский массив граничит с Восточно-Иранской складчатой зоной, отделяющей Иранский сегмент от Афгано-Белуджистанского.

лезойские платформы; *4* — альпийские краевые прогибы; *5* — выступы допалеозойского основания в альпийских складчатых сооружениях; *6* — герцинские складчатые зоны внутри Альпийского орогенического пояса; *7* — мезозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны; *8* — кайнозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны; *9* — альпийские периклинальные и тыловые прогибы; *10* — межгорные прогибы на мезо-кайнозойском складчатом основании; *11* — эпибайкальские срединные массивы; *12* — их участки, *испытавшие значительные погружения* в палеозое и мезозое и складчатость в конце мезозоя; *13* — их участки, испытавшие погружение и складчатость в мезозое; *14* — то же, в палеогене; *15* — межгорные впадины, наложенные на срединные массивы; *16* — погребенные под плиоцен-четвертичным чехлом мезозойские (?) складчатые зоны; *17* — зоны крупнейших крутых разломов; *18* — крупнейшие надвиги и покровы; *19* — контуры краевых и межгорных прогибов. Происхождения альпийского магматизма: *20* — мезозойский геосинклинальный вулканизм; *21* — мезозойские офиолитовые зоны; *22* — эоценовый вулканизм (в геосинклинальных прогибах, на срединных массивах, в мезозойских, герцинских складчатых зонах и на эпипалеозойских плитах); *23* — позднепалеогеновые кислые интрузии; *24* — олигоценовый — раннемиоценовый вулканизм; *25* — миоплиоценовые экструзивы и субвулканические интрузии; *26* — миоплиоценовый, позднеплиоценовый и четвертичный наземный вулканизм; *27* — крупнейшие плиоцен-четвертичные вулканы; *28* — то же, второстепенные; *29* — вулканические области и районы. Иранская провинция, области: 1 — Саваланская, 2 — Демавендская, 3 — Центрально-Иранская, 4 — Лутская; районы: 5 — Сахендский, 6 — Биджарский, 7 — Йездский, 8 — Базманский, 9 — Тегеранский; Афгано-Белуджистанская провинция; области — 10 — Гератская, 11 — Восточно-Афганская, 12 — Тафтанская, 13 — Кох-И-Султанская, 14 — Южно-Афганская, 15 — Газнийская)

Центрально-Иранский массив наиболее приподнят в своей северо-западной части, в Иранском Азербайджане: здесь выступает байкальский фундамент, который восточнее погружается под чехол палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. В юре и мелу опускания в этой зоне были менее значительными, чем Йезд-Керманской, но по ее периферии, в особенности в пределах ее северо-восточной и юго-восточной ветвей, протягиваются узкие полосы офиолитовых тектонитов мелового возраста, приуроченные к зонам глубинных разломов. Широко распространены в Центрально-Иранском массиве пологозалегающие палеогеновые континентально-морские вулканогенные образования, прорванные гранитоидными интрузиями, а также неоген-четвертичные наземные вулканиты. Главная часть кайнозойских магматитов приурочена к выделенному Е. Шредером (1944) почти прямолинейному вулканическому поясу Урмия — Дохтар (Урмия — Базман), вытянутому вдоль юго-западного края Центрально-Иранского массива. Другой вулканический пояс, на западе сливающийся с ним, протягивается вдоль северного края массива, по границе с Эльбурсом и Аладаг — Биналугом. Значительные площади Центрально-Иранской зоны занимают межгорные впадины, заполненные мощными лагунно-континентальными осадками олигоцена — миоцена (тонкие нижние молассы) и плиоцена — антропогена (грубые верхние молассы — серии бахтиар и др.): обширная впадина Дешти-Кевир в центре массива, Тавризско-Урмийская в его северо-западной части и ряд более мелких впадин, приуроченных к его южному и северному краям.

Йезд-Керманская зона, имеющая форму выпуклой к западу дуги, состоит из трех грабен-прогибов (с востока на запад): Найбандского, Керманского и Йездского, выполненных юрскими и отчасти меловыми отложениями, смятыми в результате предмеловых и предпалеогеновых движений. Их разделяют узкие горстообразные блоки — Табасский и Пошти-Бадамский; в последнем выступает байкальский фундамент.

Хамаданская зона, сложенная породами от венда до мезозоя, с отдельными выступами байкальского фундамента, занимает промежуточное положение между Внутренне-Иранской областью и расположенной южнее альпийской складчатой системой Загроса. С первой и в особенности с Йезд-Керманской зонами ее роднит общность тектонического режима в мезозое, в частности, проявления предъюрских, предмеловых и предпалеогеновых складчатых движений, со второй — общая ориентировка линейных мезозойских складчатых структур и их юго-западная вергентность. Вдоль бортов Хамаданской зоны протягиваются полосы офиолитовых тектонитов мелового возраста. Породы этой зоны в мезозое подверглись начальному метаморфизму и местами прорваны позднемезозойскими гранитоидами. Вплоть до мела Хамаданская зона являлась южной частью Внутренне-Иранской области, а затем вошла в состав Загросского тектонического пояса, испытала общие с ним тангенциальные деформации и была надвинута на внутреннюю зону Загроса. Эти движения сперва проявились в Хамаданской зоне (в основном в конце мела), а затем последовательно распространялись в более южные зоны.

Внутренняя зона Загроса представляет узкую полосу со сложным складчато-чешуйчатым строением с общим надвиганием масс к юго-западу; она служит поверхностным выражением крупнейшего глубинного разлома. В этой структуре участвует серия пород от венда до позднего мела и крупные тела офиолитовых тектонитов. Интенсивные движения начались перед маастрихтом и продолжались до неогена, когда Внутренняя зона Загроса была надвинута на прилегающую к ней с юга Внешнюю.

Внешняя зона Загроса сложена почти непрерывной серией осадков от венда до миоцена включительно (до 10—12 км). От перми до олигоцена в разрезе преобладают карбонатные отложения миогеосинклинального типа, а миоцен представлен тонкими молассами. Несогласно лежащие плиоценовые конгломераты серии бахтиар также подверглись складкообразовательным движениям, продолжавшимся до плейстоцена. Структура характеризуется простыми линейными складками, прослеживающимися на десятки и даже первые сотни километров; вблизи Внутренней зоны складки нередко асимметричны. К югу Внешняя зона Загроса постепенно переходит в глубокий и широкий Месопотамский краевой прогиб, отделяющий Альпийский пояс от Аравийской платформы. Сооружение Загроса, как и Хамаданская зона, лишено проявлений кайнозойского магматизма.

В Иранском сегменте выделяются две субпровинции проявлений предорогенного и орогенного вулканизма — Внутренне-Иранская и Эльбурсская.

## Эльбурсская субпровинция

Эльбурсский мегантиклинорий возник на месте геосинклинального прогиба, заложившегося в юре на северном краю Внутренне-Иранской промежуточной области и несколько сместившегося в эоцене к югу. В неокоме и раннем сеноне в северной зоне Эльбурса имели место извержения основной магмы, а в эоцене в его южной зоне — грандиозные извержения андезитовых лав и пирокластов, приведшие к накоплению «серии зеленых туфов» (до 3—4 км). Главная эпоха складкообразования (раннеорогенная стадия) падает на олигоцен и миоцен, а интенсивное горообразование (позднеорогенная стадия) начинается с миоплиоцена. Проявления орогенного вулканизма в Эльбурсской субпровинции относятся к позднеорогенной стадии и сосредоточены в Демавендской и Саваланской областях.

**Саваланская область.** Огромный вулканический массив Савалан (Саваландаг), занимающий площадь около 1500 км² и достигающий высоты 4821 м, расположен на юго-западном краю обширной Ардебильской внутригорной впадины. Юго-восточное подножие вулкана лежит на высоте около 3 км, северо-восточное — ниже 1,5 км. С севера и востока его обрамляет Талышская, а с юго-запада — Кушедагская складчатые зоны. Эти зоны, сложенные вулканогенным эоценом, как бы огибают с двух сторон Ардебильскую впадину и Саваланский вулканический массив, под которыми можно предполагать существование небольшого жесткого блока — осколка Центрально-Иранского срединного массива. По его границе с Кушедагской зоной внедрился позднепалеогеновый гранитоидный батолит, частично скрытый под Саваланским вулканическим массивом. Структурное положение последнего напоминает позицию Гегамского, Варденисского и Сюникского вулканических нагорий Малого Кавказа, расположенных между Севанским и Веди-Ордубадским синклинориями, в полосе поднятий Центрально-Армянской антиклинальной зоны. О строении вулкана Савалан известно очень мало [188, 197]. Центральная часть этого сильно расчлененного денудацией конического массива представляет гребень, образованный из ряда некков, сложенных андезитами. Вулкан не проявляет признаков активности, но на его южном склоне есть серные источники с t воды до 40°. Непосредственно севернее главной вершины имеется небольшое озеро кратерного (?) или ледникового происхождения. По северной и восточной периферии массива распространены плиоценовые и плейстоценовые ал-

лювиально-пролювиальные образования, сильно обогащенные пирокластикой, в частности пеплами, свидетельствующими о длительных извержениях Савалана, продолжавшихся вплоть до плейстоцена. Первоначальный объем вулканических продуктов Саваланской области превышает 2—3 тыс. км³.

**Демавендская область** расположена в осевой, наиболее высокогорной части Центрального Эльбурса, орографически — на его северном склоне, в верховьях р. Хераз, впадающей в Каспий. Вулканические постройки представлены огромным четвертичным вулканом Демавенд (около 400 км²) и рядом мелких моногенных вулканов, расположенных к югу и юго-востоку от него. Самый отдаленный из них — вулканчик М. Демавенд отстоит от вершины Демавенда на 50 км.

Положение вулкана Демавенд довольно трудно связать с какими-либо конкретными структурами. Однако в целом очевидна приуроченность Демавендской вулканической области к сводовой части Эльбурского поднятия, при этом к его наиболее приподнятому поперечному участку, где абсолютные высоты достигают 4—4,8 км, а амплитуда позднеорогенных поднятий — 4 км. Таким образом, позиция Демавендской области аналогична позиции Казбекской и южной части Эльбрусской области в структуре Б. Кавказа. Демавендская область находится в самой осевой части мегантиклинория Эльбурса, примерно на границе его северной зоны, испытавшей геосинклинальное погружение в течение юры и мела, и южной зоны, где погружение происходило в эоцене. Эта граница, возможно контролируется продольным глубинным разломом. А. Ганссер (1966) обратил внимание на приуроченность Демавендской области к участку резкого поворота простирания Эльбурса от восток-юго-восточного в его западной части к восток-северо-восточному в восточной. Наконец, В. Е. Хаин (1969) отмечает связь расположения Демавенда с зоной предполагаемого древнего субмеридионального Трансиранского глубинного разлома, ограничивающего с запада область мощного распространения вендской галогенной формации. Большинство вулканических центров Демавендской области — древняя кальдера палео-Демавенда, молодой вершинный конус Демавенда, туфовые конусы на его западном склоне и вулканчик Пулур у его юг-юго-западного подножия лежат строго на одной линии юг-юго-западного — север-северо-восточного простирания, а все группы вулканов — сателлитов Демавенда (Пулур, Палвар, Кух, М. Демавенд) — приурочены к перпендикулярной к ней зоне запад-северо-западного — восток-юго-восточного направления.

Демавенд является одним из крупнейших активных вулканов и высочайшей вершиной Передней Азии (5670 м). Относительная высота лавовой постройки над окружающими горами достигает 2 км, а диаметр основания 15—20 км. Вулкан «насажен» на глубоко расчлененный высокогорный рельеф, и отдельные потоки лав спускаются по долинам до отметок около 1,5 км. Современный объем вулканических образований порядка 200 км³, а их общий объем, вероятно, более 500 км³. Демавенд представляет полигенный стратовулкан с резким преобладанием лав над пирокластикой. В его строении, опираясь на данные П. Алленбаха, проводившего детальное исследование Демавендской вулканической области [160], но несколько иначе их интерпретируя, можно выделить три основных комплекса.

Первый комплекс — наиболее древние образования, сохранившиеся на северном подножие, представлены дацитами и их агломератами, местами вторично измененными; они лежат почти горизонтально, резко несогласно на складчатых структурах мезозоя и с размывом перекрываются вторым вулканогенным комплексом. Дациты, по-видимому, представляют остатки очень древнего ($Q_I$ или $N_2^3$) вулканического

комплекса (П. Алленбах допускает возможность их эоценового возраста, но этому противоречат условия залегания и взаимоотношения с подстилающими породами).

Второй комплекс сохранился в виде четырех обширных и ряда мелких останцов на северо-западном, северном, восточном и юго-восточном склонах Демавенда, а в его центральной части погребен под молодыми лавами. На восточной периферии массива он начинается с толщи туфов с прослоями и линзами агломератов, перекрываемых трахиандезитовыми и трахитовыми лавами, а на северной периферии — непосредственно с лавовых потоков. Этот комплекс залегает высоко над руслами рек, и лишь на юго-восточном подножие Демавенда, по-видимому, в результате тектоно-вулканического проседания спускается к долине р. Хараз. По возрасту он не может быть моложе среднего плейстоцена. Останцы лавовых построек на северном подножие Демавенда, круто обрывающиеся к югу и юго-востоку, представляют фрагменты соммы древнего вулкана — палео-Демавенда; центральная часть его, видимо, находилась примерно в 6 км к северо-востоку от вершины современного вулкана и была разрушена в результате взрыва или кальдерообразного обрушения. Однако внутренняя, опущенная часть кальдеры на поверхности не наблюдается; возможно, она погребена под северной частью современного вулкана.

Третий комплекс начал формироваться в позднем плейстоцене после образования кальдеры и глубокого эрозионного разрушения палео-Демавенда. Этот цикл также начался с эксплозивной деятельности, а затем из переместившегося к юго-западу главного жерла и частично из паразитических центров на склонах вулкана изливались лавовые потоки, образовавшие современный правильный крутосклонный (30°) конус Демавенда. Возраст самых древних потоков (судя по радиоуглеродной датировке подпрудно-озерных отложений в долине р. Лар) — около 40 тыс. лет, а самые молодые, судя по морфологической «свежести» и отсутствию следов оледенения в привершинной зоне, относятся к позднему голоцену. Лавовые потоки стекали преимущественно по западным и южным склонам вулкана. Его юго-западная часть испытала, видимо, заметное вулкано-тектоническое проседание. На юго-западном склоне поверх лавовых потоков возникли два туфошлаковых конуса. Главный вулканический конус венчается хорошо сохранившимся кратером с диаметром около 400 м, в центре которого лежит небольшое замерзающее озеро. Вокруг края кратера и в привершинной части конуса на высоте 5100 м имеются два кольца современных фумарол, выделяющих водяной пар и сернистые эксгаляции; они образуют небольшие облака, «висящие» над вершиной Демавенда. Под воздействием фумарол породы привершинной зоны сильно разложены. У юго-восточного и восточного подножия вулкана известны горячие (до 70—80°) сернистые источники, сопровождаемые обширными травертиновыми покровами.

Среди продуктов деятельности Демавенда, за исключением самой ранней дацитовой фазы, преобладают биотит-авгитовые трахиандезиты с роговой обманкой или оливином; в меньшем количестве присутствуют биотит-авгитовые трахиты с роговой обманкой или гиперстеном. Содержание $SiO_2$ в лавах составляет от 56 до 62%. В ходе извержений отмечается слабовыраженное гомодромное направление дифференциации.

Мелкие моногенные лавовые вулканчики — сателлиты, по данным П. Алленбаха, несколько древнее позднечетвертичного комплекса Демавенда и отличаются более основным составом лав (оливиновые трахибазальты). Все вулканиты Демавендской области характеризуются слабовыраженной щелочной тенденцией (с незначительным преобладанием K над Na), т. е. представляют «слабоатлантическую ассоциацию» [160].

Предорогенный и орогенный вулканизм Иранского срединного массива (s. l.) неизмеримо превосходит орогенный вулканизм Эльбурсской субпровинции по масштабу, площади и длительности проявлений: охватив в эоцене территорию порядка 200 000 км², он продолжался с перерывами до современности и дал гигантский объем продуктов — около 100 000 км³. Естественно выделяются две обособленные области проявлений кайнозойского вулканизма — Лутская и Центрально-Иранская, приуроченные к одноименным срединным массивам. В тектоническом развитии Внутренне-Иранской области весь кайнозойский вулканизм играет роль постскладчатого, «субсеквентного». Однако в аспекте тектонической истории всего Иранского сегмента эоценовую стадию кайнозойского вулканизма Внутреннего Ирана, предшествующую главной складчатости и орогенезу в Эльбурсе и Загросе, следует считать предорогенной, и лишь вулканизм олигоцена — антропогена, сингенетичный складчатости и орогенезу в этих поясах и формированию молассовых впадин и поднятий во Внутренне-Иранской области, именовать орогенным вулканизмом. В его истории в свою очередь выделяются раннеорогенные, существенно андезитовые извержения, сингенетичные накоплению нижних, тонких моласс (олигоцен — миоцен), и позднеорогенные, существенно андезито-базальтовые, сопровождавшие формирование горного рельефа и верхних грубых моласс (плиоцен — антропоген).

**Центрально-Иранская область.** Через северо-западную часть Центрально-Иранского массива от оз. Урмия до пустыни Деште-Кевир между складчатыми системами Загроса и Эльбурса простирается широкий (50—150 км) пояс кайнозойских вулканитов. Юго-восточнее Тегерана, где эти сооружения далеко расходятся, он расщепляется на две более узкие (30—80 км) ветви, приуроченные к южному и северному краям срединного массива: одна из них тянется вдоль южного края Эльбурса и Аладаг — Биналуга, другая — вдоль северного края Хамаданской зоны вплоть до южной периферии Лутского массива. Общая длина этого вулканического пояса с его юго-восточной, призагросской ветвью — 1800 км.

Эоценовый (предорогенный) вулканизм. Основную роль в строении вулканических поясов Центрального Ирана играют среднеэоценовые вулканические образования, несогласно залегающие на докембрии, палеозое или мезозое. В их основании обычно присутствует базальный конгломерат, за которым следует мощная (до 1—3 км) серия андезитовых лав, переслаивающихся с агломератами, лапиллиевыми, пемзовыми, пепловыми туфами, туфопесчаниками и сланцами. Изредка в серии Карадж встречаются прослои известняков со средне- и частично позднеэоценовыми нуммулитами, но местами присутствуют и гипсоносные лагунные осадки (например, к югу от Восточного Эльбурса). Зеленоцветные вулканогенные толщи, типичные для эоцена Эльбурса, нередко переходят на Центрально-Иранском массиве в краснокаменные, накопившиеся в мелководной и даже наземной обстановке. Среди лав доминируют авгит-плагиоклазовые андезиты и андезитовые порфириты. Гораздо реже, главным образом в верхней части серии, присутствуют лавы или пирокласты базальтового, дацитового и иногда липаритового состава. В отличие от южного склона Эльбурса, где эта серия интенсивно смята в линейные складки, на Центрально-Иранском массиве она залегает, как правило, почти горизонтально или образует пологие (10—20°) широкие складки, например в горах Таром, примыкающих с юга к Западному Эльбурсу. Породы серии прорываются многочисленными телами предолигоценовых

или раннеолигоценовых гранитов и гранодиоритов, которые прослеживаются вдоль всей главной, юго-восточной ветви вулканического пояса.

Олигоцен-миоценовый (раннеорогенный) вулканизм. В южной части Центрально-Иранской области, на меньшей площади, чем эоцен, распространены нижнеолигоценовые лагунно-континентальные терригенные осадки — глины, песчаники, выше конгломераты, слагающие так называемую нижнюю красноцветную формацию. В ней присутствуют прослои туфов и туффитов, свидетельствующие о периодическом возобновлении незначительных извержений. В позднем олигоцене в южной части Центрального Ирана возобновилась морская трансгрессия, в раннем миоцене распространившаяся к северу. В образовавшихся впадинах накапливается до 1—2 км мергелей с прослоями известняков и песчаников (формация Кум), у края Эльбурса замещаемых конгломератами. В южной части Центрального Ирана (южнее Кума) в этой формации присутствуют потоки андезитов, трахиандезитов, горизонты их туфов, а также дайки диорит-порфиритов и кварц-порфиров и штоки роговообманковых и кварцевых диоритов (между Кумом и Дилижаном). Гальки диоритов впервые появляются в плиоценовых конгломератах, что, по-видимому, говорит о позднемиоценовом возрасте интрузий [30]. Во время накопления вышележащей так называемой верхней красноцветной лагунно-континентальной формации (средний — поздний миоцен), достигающей мощности 3—6 км, вулканическая деятельность, по-видимому, прекратилась.

Плиоцен-четвертичный (позднеорогенный) вулканизм. С конца миоцена вулканическая деятельность в Центрально-Иранской области активизируется. Одновременно усиливается воздымание ряда участков внутри нее и интенсивно растут обрамляющие горные сооружения. В ряде межгорных впадин накапливаются аллювиально-пролювиальные и озерные осадки. Вулканические образования позднеорогенной стадии, представленные андезитами и базальтами, сосредоточены в шести районах, приуроченных к разным участкам главной (южной) и отчасти северной ветви вулканического пояса; к сожалению, они почти не изучены и не описаны.

Наиболее западный — Сахендский вулканический район находится в Иранском Азербайджане, восточнее оз. Урмия. Он занимает обширную впадину, ограниченную с запада, севера и востока складчатыми горными сооружениями Курдистана, Карадага и Западного Эльбурса, а с юга — высокоприподнятым выступом древнего фундамента Центрально-Иранского массива (горы Кафеланкух). В центре его расположен огромный потухший вулканический массив Сахенд (3722 м). Диаметр основания этой пологой вулканической постройки 50—60 км, а относительная высота всего 1,5—2 км. Такая форма сближает Сахенд со щитовыми вулканами. Однако, возможно, она обусловлена значительным вулкано-тектоническим проседанием массива. Склоны вулкана, сложенные из андезитовых и дацитовых лав и пирокластолитов, глубоко прорезаны радиальными ущельями и оврагами. Депрессии, окружающие Сахенд, заполнены миоплиоценовыми (содержащими у с. Марага классическое местонахождение «понтической» гиппарионовой фауны), верхнеплиоценовыми и плейстоценовыми озерно-аллювиальными осадками. По периферии Сахенда они «насыщаются» на разных уровнях прослоями пеплов, туфов и переотложенного грубообломочного материала, снесенного с вулкана [230]. Мощность туфогенно-осадочной толщи к югу и юго-востоку от Тавриза достигает 200 м. Вулканический материал приурочен к верхнеплиоценовым и нижнеплейстоценовым отложениям. Главная фаза формирования Сахенда, очевидно, относится к позднему плиоцену, т. е. он является ровесником таких вулканов Армянского нагорья, как Ишихлы, Арагац, Б. Арарат и др. Большое число мелких вулканических центров располагается на восточном и

северном подножие Сахенда, а также к западу от него, на восточном и западном побережьях оз. Урмия. В целом ареал выходов молодых вулканических образований имеет вид субширотной полосы, параллельной северному краю Центрально-Иранского массива. Площадь их около 10 000 км², *а объем порядка нескольких тысяч км³.*

Второй вулканический район находится к юго-востоку от Сахенда, близ горы Биджар. Здесь известны многочисленные мелкие вулканические центры, по-видимому, четвертичные, сложенные оливин-авгитовыми базальтами [188]. Большая их часть образует цепочку, вероятно, приуроченную к разлому север-северо-западного — юг-юго-восточного простирания, отделяющему Центрально-Иранский массив от Хамаданской зоны.

В третьем районе, расположенном в юго-восточной части Центрального Ирана, к югу от г. Йезд хорошо сохранилась цепочка четвертичных вулканических конусов, вытянутая с северо-запада на юго-восток на 75 км. Вулканы сложены роговообманково-биотитовыми андезитами и дацитами, базальты присутствуют реже [188].

На юго-восточном окончании вулканического пояса Урмия — Базман между южным концом Лутской глыбы и впадиной Джаз-Муриан располагается четвертый вулканический район — Базманский, по масштабу вулканической деятельности почти не уступающий Сахендскому (*площадь более 4200 км², объем вулканитов более 1000 км³*). *На цо*коле из докембрийских и палеозойских образований, эоценовых вулканитов и палеоген-неогеновых гранитоидов покоятся огромный полигенный вулканический массив Базман (3490 м), возвышающийся более чем на 2 км над подножиями и занимающий площадь около 1400 км², более низкий вулкан Геранриг (2547 м) и множество мелких вулканчиков — сателлитов. Часть их расположена на склонах и по периферии крупных вулканов, часть же образует длинную (более 100 км) цепь, очевидно, контролируемую погребенным широтным разломом. Другой широтный разлом, возможно, проходит севернее, через вершины главных вулканов и ряд мелких центров на их периферии. По расположению вулканов намечается и несколько более коротких долготных разломов; в узлах их пересечения с широтными сидят наиболее крупные центры извержения. По А. Ганссеру (1966), вулкан Базман представляет комбинацию крупного стратовулкана с радиально расходящимися лавовыми потоками, чередующимися с горизонтами туфов, и множества паразитных конусов и мелких лавовых вулканов. Конус Базмана увенчан хорошо сохранившимся кратером диаметром около 500 м. На северном склоне расположен более низкий массивный конус, давший поток вязких лав с высокими прибортовыми валами. Базман сложен в основном роговообманковыми андезитами, тогда как большинство мелких вулканов — сателлитов и их лавовых потоков образовано оливиновыми базальтами. Таким образом, наблюдается аналогия с Демавендской областью. На вулкане Базман отмечаются признаки фумарольной деятельности и горячие источники. Остальные вулканы — потухшие. В северо-западной части Базманского района, в 100 км к югу от горы Бам, недавно описаны три генерации четвертичных лавовых потоков, приуроченных к различным террасам. Наиболее ранние, самые мощные извержения дали серию потоков общей мощностью до 200 м, сильно разрушенных эрозией. Затем последовали два сравнительно небольших излияния и, наконец, излияния очень свежих, хорошо сохранившихся потоков [176].

Пятый вулканический район — Тегеранский — расположен близ северного края Центрально-Иранского массива. По данным Э. Рибена (1966), к северо-западу, востоку и югу от Тегерана среди дислоцированных плиоценовых и плейстоценовых континентальных песчано-га-

лечных толщ встречаются прослои сингенетичного и перемытого туфогенного материала, потоки базальтовых, реже андезитовых лав и небольшие размытые моногенные центры базальтовых извержений. Эта зона мелких вулканических проявлений простирается вдоль южного подножия Эльбурса на 200 км при ширине до 50 км. По тектоническому положению, типу вулканических проявлений и составу продуктов Тегеранский район аналогичен Биджарскому.

Еще один район развития неогеновых наземных извержений — шестой установлен недавно в северо-восточной части Центрально-Иранского массива, между Аладаг-Биналугской и северной частью Керманской складчатой зоны, к югу от горы Сабзевар. Здесь обнаружены миоценовые (?) брекчии и потоки щелочных базальтов, нефелиновых тефритов, трахиандезитов, между которыми залегает покров риолитовых игнимбритов [183].

**Лутская область.** Долготно вытянутый Лутский блок на востоке Внутренне-Иранской области является единственным в Иранском сегменте участком, отвечающим «классическим» представлениям о «жестком» срединном массиве, не затронутом альпийской складчатостью [238]. По истории кайнозойского вулканизма Лутская область сходна с Центрально-Иранской. Здесь выделяются мощный палеогеновый и количественно резко уступающий ему неоген-четвертичный вулканические комплексы.

Палеогеновый комплекс, покрывающий северную и центральную части Лутского массива (а, возможно, и его южную часть, скрытую под чехлом континентальных неоген-четвертичных осадков), лежит на разных горизонтах почти не деформированного палеозойского *или мезозойского чехла. В основании вулканитов местами залегает горизонт* палеоценовых (?) конгломератов (до 100 м). Выше по западной периферии массива в хр. Шотори кое-где прослеживаются черные туфы с прослоями конгломератов и маломощными потоками амигдалоидных лав щелочных базальтов и слоями из их вулканических бомб. Чаще же вулканическая серия непосредственно начинается с покровов авгитовых андезитов, чередующихся с пирокластами. Выше следуют покровы *красных, реже беловатых дацитовых лав и игнимбритов* [237], а также фиолетовых и почти белых пемзовых и других туфов. Ж. Варе [247] отмечает в составе этого комплекса пироксеновые и роговообманковые андезиты, латиты, стекловатые липарито-дациты и липариты, а также вулканические брекчии, туфы и игнимбриты липаритового состава. Все вулканиты принадлежат к известково-щелочному ряду. Этот вулканический комплекс общей мощностью до 2—3 км [238] образует огромный субгоризонтально залегающий плащ, местами прорываемый дайками и мелкими штоками кварцевых диорит-порфиров. С ним связан ряд месторождений и рудопроявлений меди, свинца и цинка. В отличие от Центрально-Иранского массива, палеогеновая андезито-дацитовая формация Лутского массива накапливалась, по-видимому, исключительно в наземных условиях. По аналогии с более западными районами Ирана ее относят к эоцену, но возможно, что извержения продолжались и в олигоцене. Площадь, покрытая палеогеновыми вулканитами на Лутском массиве, превышает 25 000 км$^2$ (может быть до 50 000 км$^2$?), а их суммарный объем, приняв среднюю мощность в 1 км, можно ориентировочно оценить в 25 000 км$^3$.

Неоген (плиоцен?)-четвертичный вулканический комплекс распространен на ограниченных участках, приуроченных к северной части и главным образом западному краю Лутской глыбы, в частности, к Найбандской шовной зоне, отделяющей от нее более опущенный Табасский блок. Он представлен лавами и туфами андезитов и главным образом оливиновых и щелочных базальтов [247]. Они

слагают несколько покровов, занимающих многие десятки и даже сотни квадратных километров, а также многочисленные мелкие четвертичные (?) вулканы.

На западной периферии южной, относительно опущенной части Лутского массива, к востоку от Кермана описаны два обширных покрова оливиновых базальтов, бронирующих денудационные поверхности высотой 800 и 500 м (отн. высоты 400 и 100 м), срезающие пологозалегающие миоплиоценовые отложения [176]. Древний (верхний) покров, по-видимому, относится к плиоцену, молодой — к плейстоцену. Он покрывает до 300 км² и связан с четырьмя хорошо сохранившимися кратерами.

---

Первые, самые грандиозные и широко распространенные проявления кайнозойского вулканизма в Иране относятся к эоцену. В олигоцене — раннем миоцене вулканизм проявлялся более локально и менее мощно, но в некоторых зонах эоценовых извержений формировались *гранитоидные интрузии. После затишья (средний — поздний миоцен)* в средине неогена вновь возобновилась наземная вулканическая деятельность, происходившая вплоть до четвертичного времени в основном в тех же районах, что и в эоцене. Таким образом эпохи кайнозойского магматизма в Иране и Армянском нагорье совпадают, однако относительная роль неоген-четвертичного вулканизма в Иранском сегменте была менее значительной, чем в Армянском нагорье.

Проявления кайнозойского вулканизма в Иранском сегменте были приурочены к двум типам тектонических зон. Основная масса вулканитов и кислых интрузивных тел связана с вулканическими поясами, лежащими в краевых частях срединных массивов — Центрально-Иранского и Лутского. Ареалы магматической деятельности в течение ранне- и позднеорогенных стадий не выходили за рамки поясов эоценового, предорогенного вулканизма, а лишь сокращались, распадались или вновь несколько расширялись. Это может указывать на унаследованный характер развития магматизма в течение всего кайнозоя и связь его с общим длительно существовавшим источником магмы.

*Вторым типом зон кайнозойского вулканизма являются* Талышско-Эльбурсский, Восточно-Иранский геосинклинальные прогибы, превратившиеся впоследствии в складчатые сооружения. Здесь в кайнозое вулканизм проявился дважды: в первый раз в позднегеосинклинальной стадии (до главной складчатости) — в эоцене, когда происходили мощные, в основном подводные извержения андезитовой и андезито-базальтовой магмы, и во второй раз — в позднеорогенной стадии (после главной складчатости), в период интенсивного горообразования ($N_2$—Q). Таким образом, и в «подвижных» зонах наблюдается известная унаследованность районов извержений и даже состава их продуктов, очевидно, связанная с частичной регенерацией в плиоцен-четвертичное время (после авулканической стадии сильного тангенциального сжатия в олигоцене — миоцене) древних (эоценовых) магматических очагов. Следовательно, вулканические зоны и питающие их магматические очаги в Иранском сегменте существовали в течение нескольких этапов и стадий тектонического развития.

Состав продуктов эоценового вулканизма в разных зонах был близкий — среди них преобладали андезиты, подчиненную роль играли андезито-базальты и базальты, и лишь на Лутском массиве, наряду с андезитами извергались продукты дацитового состава (игнимбриты?). Довольно сходными были и продукты плиоцен-четвертичного вулканиз-

ма — андезиты, базальты и в единичных случаях (Демавенд) — трахиандезиты.

Грандиозные масштабы кайнозойских извержений, одновременность проявления однотипного (преимущественно андезитового) вулканизма на огромных территориях, в пределах разнотипных тектонических элементов, огромная длительность развития отдельных вулканических зон Ирана, очевидно, могут указывать на очень значительную глубину питающих очагов андезитовой магмы — бóльшую по сравнению с глубиной заложения отдельных тектонических зон и на то, что длительность существования очагов превышала продолжительность отдельных стадий развития этих зон.

## АФГАНО-БЕЛУДЖИСТАНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Основные черты тектонического строения

Афгано-Белуджистанский сегмент граничит на западе с Иранским, а на востоке — с «авулканичным» Памиро-Кашмирским сегментом, от которого он обособляется участком сильного пережима между выступами Индостанской и Туранской платформ северо-восточнее Кабула. Тектоническое строение и развитие этого сегмента освещено в новейших работах В. Е. Хаина, В. И. Славина, С. Х. Мирзода, В. П. Колчанова и О. А. Манучарянца, В. Г. Казьмина, В. В. Кулакова, И. А. Воскресенского, К. Н. Кравченко, Э. Б. Мовшовича, Б. А. Соколова, А. А. Чистякова, О. Ганса, Г. Меннесье, А. Лаппарана. Внутренние области Иранского и Афгано-Белуджистанского сегментов, представляющие сильно переработанные мезозойскими движениями эпибайкальские срединные массивы, обладают значительным сходством строения и развития. Напротив, складчатые зоны, обрамляющие их с севера и с юга, существенно отличаются по своей структуре и геологической истории.

Альпийские эпигеосинклинальные складчатые сооружения Копетдага и Аладаг — Биналуга, обрамляющие Внутренне-Иранскую область с севера, упираются на востоке в зону меридионального Герируд-Теджженского глубинного разлома, за которым собственно альпийские геосинклинальные прогибы не существовали. Севернее Афганского массива лежит область герцинской складчатости, которая в начале мезозоя испытала частичную регенерацию геосинклинального режима, явилась ареной накопления мощных терригенно-вулканогенных толщ триаса и юры, а затем была консолидирована киммерийскими складчатыми движениями и прорвана юрскими гранитоидами. Меловые и палеогеновые отложения имеют в этой области платформенный характер, но в неоген — антропогене она была захвачена мощными горообразовательными движениями, свидетельствующими о ее принадлежности к Альпийскому орогеническому поясу. Характер тектонического развития в альпийском цикле сближает эту область с Горным Крымом. В ее пределах с севера на юг выделяются: 1) Северо-Афганский массив — блок Туранской эпигерцинской плиты с маломощным чехлом, испытавший в позднем кайнозое глыбовые поднятия и отделенный от более северной части плиты глубокой Афгано-Таджикской впадиной; 2) Банди-Туркестанская зона — киммериды, перекрытые пологоскладчатым мел-палеогеновым чехлом; 3) Паропамиз-Гиндукушская зона — выступ герцинского основания, высоко приподнятый позднеальпийскими движениями в виде горста, осложненного узким осевым грабеном и надвинутого на юг по Главному Гиндукушскому разлому.

Внутреннюю часть Афгано-Белуджистанского сегмента занимает Афганский (Хазараджатский) срединный массив. Отдельные его зоны в начале альпийского «цикла» в разной мере подвергались регенера-

ции и тектоно-магматической переработке, но с конца мезозоя он восстановил свое значение «жесткого» внутреннего ядра Альпийского пояса. Глубина погружения байкальского фундамента и степень тектонической регенерации в общем возрастают к югу и юго-востоку. В северной, Фарахрудской, зоне фундамент испытал значительные опускания в течение юры и мела, а в конце мела — складчатость. Ларамийские складчатые структуры были несогласно перекрыты пологозалегающим палеогеновым терригенно-вулканогенным чехлом и, местами — неоген-четвертичными молассами. В расположенной юго-восточнее Гильмендской зоне опускания происходили почти непрерывно с кембрия до раннего мела и привели к накоплению мощной (до 6—10 км) серии терригенно-карбонатных отложений. В течение мела она подверглась довольно интенсивной линейной складчатости и была прорвана мощными телами позднемеловых и палеоцен-эоценовых гранитоидов. На южную часть Фарахрудской и юго-западную часть Гильмендской зон в конце кайнозоя наложилась обширная плоская Южно-Афганская впадина. Строение ее замаскировано континентальным четвертичным чехлом, среди которого выступают отдельные потухшие вулканы. Геофизическими исследованиями установлено залегание фундамента на глубине 2 км.

Южнее, на территории Пакистана находится зона Афганского массива, подвергшаяся в альпийском цикле значительной переработке. Она выражена Чагайским и Раскохским субширотными поднятиями, сложенными вулканогенным мелом, смятым в складки и прорванным кайнозойскими (?) гранитоидами. Между этими поднятиями протягивается Далбандский синклинорий. Он является одним из ответвлений субмеридиональной Восточно-Иранской складчатой зоны. Самая южная часть Афганского массива выражена плоской Харанской впадиной. Под выстилающими ее новейшими континентальными осадками, вероятно, погребен жесткий блок, огибаемый соседними складчатыми зонами. Западнее лежит морфологически аналогичная Джаз-Мурианская впадина, отделенная от Харанской южной ветвью субмеридиональной Восточно-Иранской зоны, разделяющей Лутский и Афганский срединные массивы. Эта зона образовалась на месте наложенного геосинклинального прогиба, контролируемого долготными глубинными разломами, и сложена верхним мелом (в том числе офиолитами) и флишево-вулканогенным палеогеном, смятым в серию кулисно расположенных складок северно-западного простирания. В орогенном этапе Восточно-Иранская зона испытала значительное (до 2—2,5 км) воздымание.

С юга и юго-востока Афганский срединный массив и блок Джаз-Муриан огибает огромная Белуджистанская складчатая система, образовавшаяся на месте одноименной альпийской геосинклинали, заложившейся в конце палеозоя. С юго-восточной частью Афганского массива она граничит по Кабульскому глубинному разлому. Кветтинский глубинный разлом разделяет геосинклиналь на внутреннюю зону с проявлениями вулканизма в мелу и внешнюю миогеосинклинальную зону и контролирует локализацию мезозойских офиолитов в восточной части системы. Другой участок развития офиолитов находится в западной части системы, непосредственно к югу и юго-востоку от опущенного блока Джаз-Муриан (на восточном продолжении внутренней зоны Загроса). Белуджистанская система разделяется на три поперечных участка (с запада на восток) — Мекранский, Киртарский и Сулейманский, имеющий форму сильно выпуклой к югу дуги. Основная складчатость в Белуджистанской геосинклинали приходится на начало олигоцена. В течение раннеорогенной стадии (олигоцен — миоцен) по обе стороны от инверсионного Сулейман-Киртарского поднятия существовали прогибы — краевые (молассовые) на границе с Индостанской платформой и остаточно-геосинклинальные, тыловые, выполненные

флишоидными терригенными толщами — по границе с Афганским массивом. В начале позднеорогенной стадии, в плиоцене последние вовлекаются в складкообразование и поднятие, а в конце ее подвергаются складчатости и краевые прогибы.

К югу от Мекранского участка Белуджистанской складчатой системы расположена глубоководная впадина Оманского залива, *представляющая, вероятно, современный геосинклинальный прогиб.* С юго-запада ее обрамляет складчатая зона Омана, сложенная мезозойскими образованиями, в том числе верхнемеловым офиолитовым комплексом, возможно, образующим тектонический покров (?), надвинутый на Предоманский краевой прогиб.

**Кайнозойский вулканизм**

*Проявления кайнозойского вулканизма в Афгано-Белуджистанском* сегменте еще очень слабо изучены. Они в основном связаны с его внутренней областью, т. е. с Афганским срединным массивом и, в меньшей мере — с мезозойской Банди-Туркестанской и кайнозойской Восточно-Иранской складчатыми зонами. По масштабу кайнозойского вулканизма Афганский сегмент в несколько раз уступает Иранскому. Тектоническое положение районов кайнозойского вулканизма и его место в истории развития Афганского сегмента во многом близки к таковым Иранского сегмента; здесь также выделяются три главные эпохи извержений: 1) эоценовая (наиболее значительная); 2) олигоцен-миоценовая и 3) плиоцен-четвертичная. Ареалы вулканизма, связанные с этими эпохами, не совпадают.

Эоценовая эпоха (главным образом, поздний эоцен) следует во времени *за киммерийской и ларамийской складчатостью, проявившимися* в Банди-Туркестанской зоне и менее интенсивно — в пределах Афганского массива, но предшествует складкообразованию в Белуджистанской и Восточно-Иранской геосинклиналях, имевшему место в олигоцене, и горообразованию во всем Афгано-Белуджистанском сегменте. Эоценовый вулканизм, как и в Иранском сегменте, проявился в двух различных тектонических обстановках. Во-первых, в субмеридиональном Восточно-Иранском геосинклинальном прогибе, разделяющем Лутский и Афганский массивы, где в эоцене, *так же как и на Эльбурсе и Малом Кавказе*, накапливались флишевые и подводно-вулканогенные толщи (позднегеосинклинальный вулканизм). Во-вторых, в пределах Афганского массива, переработанного мезозойскими движениями (главным образом, в его северо-западной части) и западной части Банди-Туркестанской зоны мезозойской складчатости, т. е. в зонах, подвергшихся складчатости и консолидированных в средине или конце мезозоя. В палеогене эти зоны испытывали дифференциальные вертикальные движения, которые в отдельные моменты, например в позднем эоцене, приводили к накоплению мощных грубообломочных толщ молассового характера, свидетельствующих об орогенном тектоническом режиме, существовавшем на значительной площади Афганского массива и прилегающих к нему зон Паропамиза — Гиндукуша и юго-западной части Банди — Туркестанской зоны. Эоценовые извержения на Афганском массиве, непосредственно следовавшие за накоплением моласс, можно было бы рассматривать как проявления орогенного вулканизма. *Однако, поскольку эти события одновременны с завершающими стадиями* погружения в соседних геосинклинальных зонах и непосредственно предшествуют началу альпийского орогенного этапа во всем Афгано-Белуджистанском сегменте, эоценовые извержения в консолидированных зонах по их месту в истории развития последнего следует считать проявлениями предорогенного вулканизма.

Олигоцен-миоценовая эпоха, отвечающая времени складчатости и

началу поднятий в Белуджистанской и Восточно-Иранской геосинклиналях (раннеорогенной стадии), выражена незначительными извержениями в приразломных впадинах в зоне Гиндукушского глыбового поднятия, где вулканиты этого возраста переслаиваются с красноцветными молассами олигоцена — миоцена (Восточно-Афганская вулканическая область). В целом районы проявлений предорогенного и раннеорогенного вулканизма (Гератская и Восточно-Афганская области) приурочены к широтно вытянутой полосе, «осью» которой является Паропамиз — Гиндукушская зона (Центрально-Афганская субпровинция).

Плиоцен-четвертичная эпоха, соответствующая времени интенсивного горообразования (позднеорогенной стадии), характеризуется мощными наземными извержениями в юго-восточной и южной частях Афганского массива, прилегающих к Белуджистанской складчатой системе, и на южном участке Восточно-Иранского складчатого сооружения (Прибелуджистанская субпровинция).

**Центрально-Афганская вулканическая субпровинция,** приуроченная к северной части Афганского срединного массива, Паропамиз — Гиндукушской зоне герцинид и Банди-Туркестанской киммерийской складчатой области с мел-кайнозойским чехлом, состоит из двух вулканических областей: 1) Гератской (Западно-Афганской) и 2) Восточно-Афганской. В первой распространены эоценовые вулканические толщи, во второй известны проявления эоценового и олигоцен-миоценового вулканизма.

Гератская область охватывает северо-западную часть Фарахрудской зоны Афганского массива, приуроченную к стыку Герирудского и Главного Гиндукушского глубинных разломов, и прилегающий к ней с севера западный участок Банди-Туркестанской складчатой области между Герирудским и Мургабским поперечными глубинными разломами. В этой области в среднем (?) — позднем эоцене происходили извержения лав и пирокластолитов. Первоначально они покрывали огромную площадь порядка 50 000 км². Наиболее мощная вулканическая деятельность имела место в южной половине области, т. е. в северо-западной части реконсолидированного в меловое время Афганского срединного массива. На смятых в пологие складки мезозойских отложениях или непосредственно на байкальском фундаменте несогласно залегает почти не деформированная эоценовая молассовая толща конгломератов и песчаников, в свою очередь с размывом перекрываемая мощной толщей лав и пирокластолитов существенно андезитового и дацитового состава. На западе, близ зоны Герирудского разлома, она погружается под неоген-четвертичные континентальные молассы наложенных впадин.

К северу от Главного Гиндукушского разлома в юго-западной части Банди-Туркестанской зоны близ г. Герат с размывом на разных горизонтах мел-среднеэоценового чехла или непосредственно на раннемезозойском складчатом комплексе залегает мощная терригенная толща туркестанского яруса позднего эоцена, представленная конгломератами, песчаниками и глинами с примесью туфогенного материала. На ней с перерывом лежит вулканогенная толща, предположительно также отнесенная к позднему эоцену. В ее разрезе В. П. Колчанов, В. В. Кулаков и др. выделяют три горизонта: 1) андезитовых лав и пирокластолитов (до 120 м), 2) базальтовых агломератных лав (до 210 м), 3) лав и туфов альбитизированных трахитов. Далее к северу, в крайней северо-западной части Афганистана, по данным В. И. Браташа и др. (1970), трансгрессивно залегающий на среднем эоцене туркестанский ярус представлен несколькими покровами андезитовых лав, горизонтами их туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, а также гравелитов и конгломератов с галькой вулканических пород общей мощностью более 160 м. Эоценовые вулканогенные образования, переслаивающиеся

с осадочными породами, прослеживаются к северу до южной периферии Туранской плиты (Бадхыз). Здесь установлено несколько фаз средне- и позднеэоценовых извержений (в алайском и туркестанском веках), давших ряд потоков базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых лав, горизонты их туфов и туфобрекчий, а также остатки подводящих каналов.

К западу от Герирудского глубинного разлома в Восточно-Иранском геосинклинальном прогибе в эоцене накопилась мощная (до 5 км) серия флишевых отложений, которым подчинены вулканиты андезитового состава [238]. В олигоцене эти образования испытали довольно сильную складчатость, местами подверглись начальному метаморфизму и были прорваны интрузиями гранитов и диоритов. Одновременное проявление андезитового, отчасти базальтового и дацитового вулканизма на обширной тектонически разнородной территории Афганистана и Ирана, включающей «жесткие» и переработанные в мезозое участки срединных массивов, мезозойскую складчатую область, участок эпигерцинской плиты и альпийские геосинклинальные прогибы, позволяет предполагать, что источник магматического материала находился на глубинах, больших, чем глубина заложения этих структурных зон, т. е., несомненно, в пределах мантии. Одной из важнейших магмовыводящих зон являлся Герирудский глубинный разлом [64], к которому тяготеют районы эоценового вулканизма Западного Афганистана и Восточного Ирана.

Восточно-Афганская область. В Гиндукушской зоне и восточной части Афганского массива известно несколько районов с проявлениями палеогеонового и миоценового наземного вулканизма. В северо-восточной части Афганского массива, в верховьях р. Логар (юго-западнее Кабула), на палеозойских образованиях, заполняя грабенообразную впадину, залегает очень мощная (до 6 км) вулканогенно-молассовая серия. Она начинается с толщи конгломератов и красноцветных песчаников (2 км), выше следуют липарито-дацитовые лавы, агломераты и туфы (2 км), перекрытые красноцветными песчаниками и конгломератами с галькой известняков и эффузивов и линзами липарито-дацитовых лав и туфов [181]. Эту серию, скорее всего, можно сопоставить с позднеэоценовой обломочно-вулканогенной толщей Герата, или, что менее вероятно, с олигоцен-миоценовой бамианской свитой, заполняющей узкие приразломные впадины в зоне Гиндукушского поднятия (хр. Кох-И-Баба) близ сел. Маяк, Панджао, Бамиан и представленной пестроцветными конгломератами, песчаниками и глинами с подчиненными им вулканогенными образованиями общей мощностью до нескольких сотен метров [210].

По новейшим данным советских геологов (А. Я. Кочетков, А. Н. Демин и др.) в восточной части Афганского массива выделяются две палеогеновые вулканонические серии, приуроченные к впадинам и грабенам в восточной части Фарахрудской зоны: 1) к южной (район Кандагар — Чорбанд) и 2) к северо-восточной части Гильмендской зоны (верховья р. Логар). Ограниченно развитая чорбандская серия андезитовых, реже базальтовых пирокластов и лав (200—400 м) лежит несогласно, с базальным конгломератом на верхнемеловых отложениях и содержит редкие линзы известняков с нуммулитами. Более широко распространена карабатайская серия, представленная базальными конгломератами, краснокаменно-измененными лавами и туфами липарито-дацитов и реже андезитов (200—600 м) и перекрытая конгломератами неогена. Чорбандская серия ($P_{1-2}$) прорывается в Гильмендской зоне эоценовыми гранитоидами Аргандабского комплекса, а карабатайская ($P_{2-3}$) — олигоценовыми субщелочными малыми интрузиями Фарахского комплекса (диориты, монцониты, граносиениты, граниты и пр.), распространенными главным образом в Фарахрудской зоне.

**Прибелуджистанская субпровинция,** расположенная южнее Центрально-Афганской, характеризуется проявлениями позднеорогенного — плиоценового и четвертичного наземного вулканизма. В основном она приурочена к южной и юго-восточной периферической зоне Афганского срединного массива, примыкающей к тыловым прогибам Белуджистанской складчатой системы и отчасти к южному участку Восточно-Иранской складчатой зоны. К Прибелуджистанской провинции относится несколько вулканических областей, вытянутых прерывистой цепочкой с юго-запада на северо-восток на 900 км. На западе эта цепь смыкается с Урмия-Базманской вулканической зоной Центрального Ирана, образуя огромный Ирано-Афганский вулканический пояс, протянувшийся в виде выпуклой к югу дуги в тылу Загросской и Белуджистанской складчатых систем почти на 3000 км. Как в Иранской, так и в Прибелуджистанской части этого пояса распространены довольно многочисленные, иногда крупные ранне- и позднепалеогеновые гранитоидные массивы. Напротив, палеогеновые вулканогенные образования в Прибелуджистанской части пояса, в отличие от Иранской, почти отсутствуют.

Самая западная — Тафтанская область находится на территории Ирана, в юго-восточной части Восточно-Иранской складчатой зоны, к северо-востоку от Базманского вулканического района. На складчатые структуры, сложенные мелом и эоценом и прорванные позднепалеогеновыми гранитоидами, «насажены» огромный вулкан Тафтан (4050 м) и несколько расположенных юго-западнее мелких хорошо сохранившихся вулканических конусов и кратеров, давших небольшие потоки оливиновых базальтов. По А. Ганссеру [188], полигенный вулканический массив Тафтан, занимающий около 1300 км$^2$, состоит из двух слившихся основаниями стратовулканов, сложенных роговообманковыми, роговообманково-гиперстеновыми андезитами, реже их агломератами, лапиллиевыми и пепловыми туфами и отчасти роговообманковыми долеритами. В лавах присутствуют ксенолиты гнейсов и зеленых сланцев. Северо-западный вулкан — сильно разрушенный, со следами кальдерного проседания, возможно, возник еще до плейстоцена. Более молодой (четвертичный) — юго-восточный вулкан также подвергся довольно энергичной эрозии, но его кратер частично сохранился; на его крутых склонах и у вершины действуют многочисленные мощные фумаролы.

Северо-восточнее, на территории Пакистана, находится Кох-И-Султанская область. Она приурочена к западной части Чагайского поднятия, сложенного вулканогенным мелом, прорванным палеогеновыми гранитоидами. На этом пьедестале покоится ряд вулканов относительной высотой до 1,5 км. Большинство их приурочено к единой зоне запад-северо-западного — восток-юго-восточного простирания, состоящей из пяти слившихся вулканов с хорошо выраженными кратерами. Наиболее ранние извержения носили эксплозивный характер, затем происходили преимущественные лавовые излияния, образовавшие пологие, близкие к щитовым вулканам, постройки, и, наконец, вокруг главных вулканических аппаратов сформировались экструзивные купола. Вулканическая активность завершилась сольфатарной деятельностью. Вулканические продукты представлены главным образом андезитами, их туфами и агломератами суммарной мощностью более 1,5 км; по времени эти извержения относятся к плейстоцену и, возможно, к голоцену (Reconnensance geology maps of Part of West Pakistan).

К Южно-Афганской области относятся руины ряда плиоценовых или плейстоценовых вулканов в центральной и южной частях одноименной впадины, выступающих среди сплошного покрова неоген-четвертичных континентальных отложений (Кух-И-Хак, Нашинг, Кох-И-Арбу, Доканд и др.). Они образованы лавами и туфами среднего состава, слагающими довольно обширное поле у южной границы Афга-

нистана. С поствулканической деятельностью связано образование арагонитовых травертинов [187].

Газнийская область находится в северо-восточной части Гильмендской зоны. Западнее г. Газни на палеозойских и мезозойских образованиях, гранитах или на неогеновых красноцветных конгломератах с угловым несогласием располагается молодой вулканический комплекс. А. Лаппаран и др. (1965 г.) отмечают здесь более 50 вулканических центров, приуроченных к субмеридиональной полосе длиной 110 и шириной от 10—20 км на севере до 50—60 км на юге, наискось пересекающей структуры фундамента. В центре этой вулканической зоны находится заболоченная котловина Дешт-И-Навар, образовавшаяся вследствие вулканической подпруды древней долины или, скорее, вулканотектонического проседания [181]. Диаметр вулканов колеблется от первых километров до сотен и даже десятков метров, высота — от 0,5—0,7 км до нескольких метров. Большинство их представляет моногенные конусы, но отмечены также молодые вулканы, окруженные более древней соммой, а также экструзивные купола и обелиски. Вулканы сложены лавами биотит-амфиболовых дацитов и реже андезитов и их пирокластолитами, а пространства между ними покрыты туфами и пеплами, чередующимися с лавовыми потоками. По данным А. Н. Демина и др., Дешт-И-Наварская вулканическая серия, с которой связаны эти вулканы, покрывает более 4000 км$^2$ и состоит из двух толщ. Нижняя толща сложена туфами, вулканическими брекчиями и отчасти лавами дацитов и липарито-дацитов (250—450 м), верхняя — туфами и главным образом лавами андезитов (100—200 м). Время извержений А. Лаппаран и др. (1965 г.) относят к плейстоцену, О. Ганс (1964 г.) — к плиоцену, К. Фезефельд (1964 г.) — к плиоплейстоцену. Несколько восточнее, в бассейне р. Газни, известны горизонты туфов и туффитов в отложениях неогенового и четвертичного возраста [187].

## ЦЕНТРАЛЬНО-АНАТОЛИЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Основные черты тектонического строения

Сегмент Альпийского пояса, включающий Горный Крым, Черноморскую впадину и Центральную часть Анатолии между Эрзинджанским и Эскишехирским участками сближения складчатых сооружений Понта и Тавра, по своему тектоническому строению существенно отличается от соседнего Кавказского сегмента, но во многом напоминает Иранский (рис. 11). Роль северной рамы Альпийского пояса играет здесь сравнительно узкая зона эпигерцинской Скифской плиты. С юга к ней примыкает небольшой мегантиклинорий Горного Крыма, на востоке отделенный от Большого Кавказа Керченско-Таманской зоной поперечного погружения и слепо затухающий на западе. Он возник на месте раннемезозойского геосинклинального прогиба, замкнувшегося в результате киммерийской складчатости, к концу юры. С мела до миоцена эта молодая складчатая область характеризовалась квазиплатформенным развитием, а в плиоцене — антропогене испытала умеренные орогенические движения. Северная часть его превратилась в среднегорное сооружение, а древнее (байкальско-герцинское) ядро и южное крыло были вовлечены в опускание и превратились в краевую зону Черноморской впадины. Внутренняя глубоководная зона последней, как и Южно-Каспийской впадины, лишена «гранитно-метаморфического слоя», в разрезе коры здесь различаются лишь «базальтовый слой» (5—12 км) и почти не деформированная осадочная толща (до 8—15 км). Черноморская впадина стала формироваться, по крайней мере, с конца, а может быть даже с начала палеозоя. Ее южная

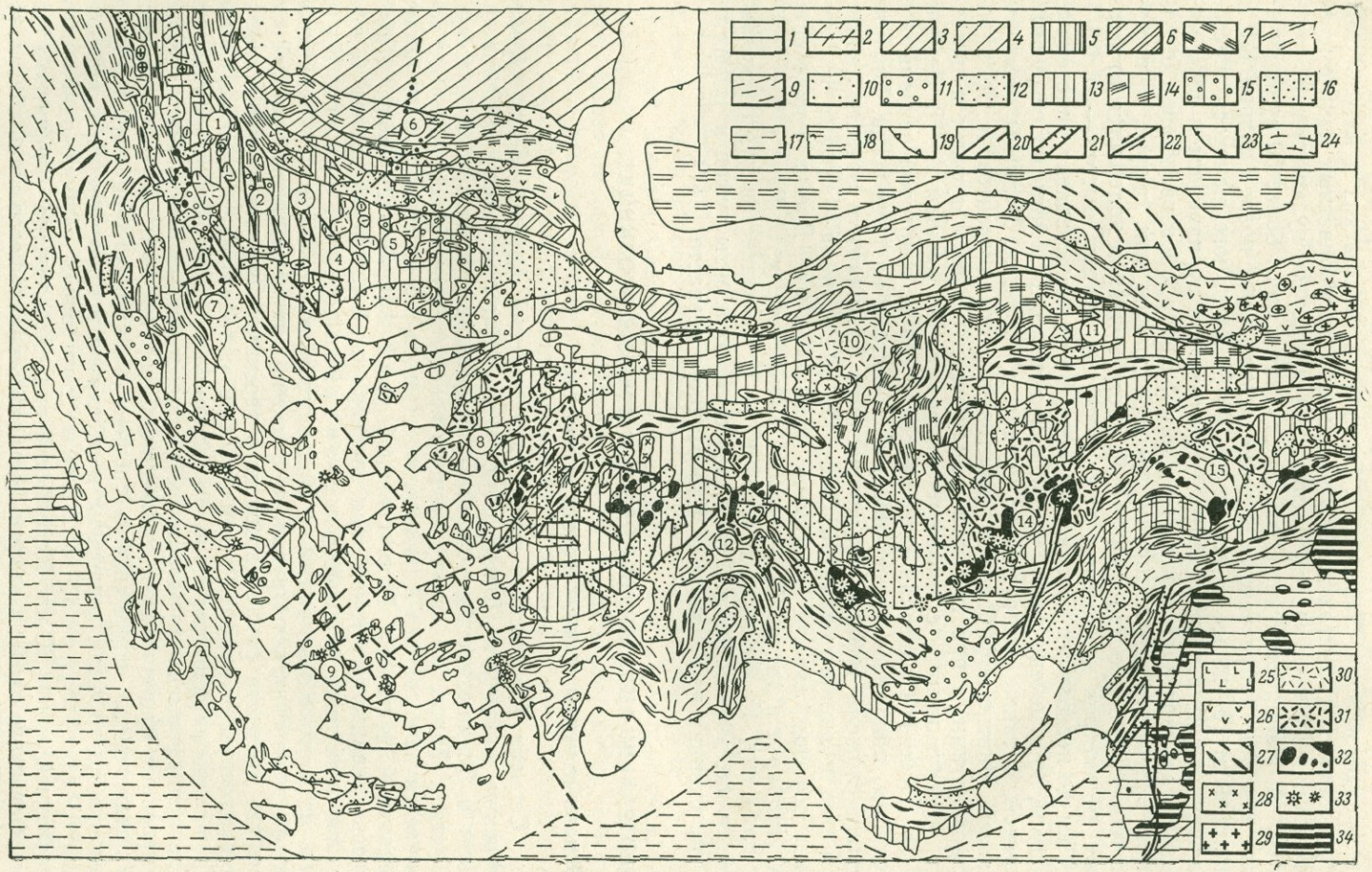

1
2
3
4
5
6
7
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34

Рис. 11. Размещение проявлений орогенного магматизма в Центрально-Анатолийском и Эгейском сегментах Альпийского пояса

Тектонические структуры: *1* — допалеозойские платформы; *2* — их участки, затронутые альпийской складчатостью; *3* — выступы фундамента эпипалеозойских платформ; *4* — плиты эпипалеозойских платформ; *5—9* — альпийские складчатые сооружения (*5* — выступы байкальского основания и палеозойского квазиплатформенного чехла; *6* — выступы герцинского основания; *7* — мезозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны; *8* — раннекайнозойские (средне-позднеэоценовые) эпигеосинклинальные складчатые зоны; *9* — позднекайнозойские (олигоценовые, миоценовые) эпигеосинклинальные складчатые зоны); *10* — альпийские краевые прогибы; *11* — позднепалеогеновые (в Центральном Понте — раннемиоценовые) внутренние впадины (межгорные прогибы); *12* — неоген-четвертичные межгорные прогибы; *13* — эпибайкальские срединные и внутренние массивы; *14* — их участки, переработанные погружением и складчатостью в мезозое; *15* — позднепалеогеновые внутренние (межгорные) впадины, наложенные на срединные и внутренние массивы; *16* — то же, неоген-четвертичные; *17* — глубоководные впадины с неизвестным основанием; *18* — то же, с субокеанической корой; *19* — контуры впадин; *20* — крутые разломы (сбросы, взбросы и трещины); *21* — крупнейшие грабены; *22* — крупные сдвиги; *23* — крупные надвиги и покровы; *24* — вергентность складчатых структур. Магматизм: *25* — юрский раннегеосинклинальный вулканизм; *26* — мезозойские офиолитовые зоны и гипербазиты; *27* — позднемеловой (в Восточном Понте — частично эоценовый) позднегеосинклинальный вулканизм; *28* — позднемеловые — палеоценовые (парамайские) кислые интрузии; *29* — позднепалеогеновые кислые интрузии; *30* — олигоценовый — раннемиоценовый (раннеорогенный) среднекислый вулканизм; *31* — позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный (позднеорогенный) среднекислый вулканизм; *32* — плиоцен-четвертичный среднеосновной вулканизм; *33* — крупные позднеплиоценовые и четвертичные вулканы; *34* — неоген-четвертичный базальтовый вулканизм Аравийской платформы. Вулканические области и районы (номера в кружках). Македоно-Родопская область, районы: 1 — Сербо-Македонский, 2 — Крайштидский, 3 — Западно-Родопский, 4 — Центрально-Родопский, 5 — Восточно-Родопский; области: 6 — Балканская, 7 — Вардар-Пелагонийская, 8 — Западно-Анатолийская, 9 — Южно-Эгейская; Северо-Анатолийская область, районы: 10 — Анкарский, 11 — Токатский, 12 — Афьон-Эскишехирский, 13 — Конья, 14 — Кайсери; 15 — Внутренне-Таврский

краевая зона с расчлененным рельефом дна, по-видимому, отвечает опущенным *доальпийским складчатым сооружениям*.

Тектоническое строение Анатолии охарактеризовано в ряде работ И. Кетина, Р. Бринкманна, М. В. Муратова, В. Е. Хаина и др. С севера на юг здесь выделяются три главные зоны: 1) Понтийская, 2) Внутренне-Анатолийская и 3) Таврская. **Понтийское складчатое сооружение** сложено смятыми в широкие, относительно пологие складки меловыми и палеогеновыми образованиями — в основном осадочными на западе и вулканогенными, прорванными крупными телами гранитоидов на востоке. В Западных Понтидах они лежат на герцинском основании, а в восточных подстилаются терригенно-вулканогенной юрой, несогласно налегающей на байкальский метаморфический фундамент. Основная складчатость в Понтидах падает на олигоцен — начало миоцена. Последующее поднятие достигло максимальной амплитуды в Восточном Понте. Северо-Анатолийский глубинный разлом, ограничивающий Понтиды с юга, проявляет себя как сейсмогенетическая зона крупного правостороннего сдвига; к последней приурочен ряд узких приразломных впадин. В позднем мезозое он служил северной границей распространения офиолитовой формации и гипербазитовых интрузий, а в позднем кайнозое — проявлений орогенного вулканизма.

*Лежащая между сооружениями Понтид и Таврид* **Внутренне-Анатолийская** зона по своему положению, строению и истории развития во многом напоминает Внутренне-Иранскую (см. рис. 11). В средней части Центрально-Анатолийского сегмента эта зона достигает в ширину 400 км, суживаясь на западе до 200 км и выклиниваясь на востоке, где зоны Понта и Тавра приходят в непосредственное соприкосновение. Как и Внутренне-Иранская зона, она состоит из нескольких срединных массивов, различающихся по степени «жесткости» и проницаемости, и разделяющих их мезозойских прогибов. В ее северо-западной части расположен Мизийско-Галатский массив [172] — выступ байкальского метаморфического основания, местами прикрытого относительно маломощным верхним палеозоем (или) мезозоем. На востоке он выклинивается на долготе Анкары. В северо-восточной части зоны кулисно по отношению к Галатскому массиву располагается небольшой Токатский внутренний массив (*или горст-антиклинорий*) — *выступ*

допермского (или досилурийского?) метаморфического фундамента.

Большую южную часть Внутренне-Анатолийской зоны занимают восточная половина Мендересского и Киршехирский срединные массивы. Возраст слагающих их образований и главной фазы их метаморфизма трактуется различно — от позднего докембрия до позднего мезозоя [54]. Самые древние и измененные породы этих массивов, по-видимому, относятся к байкальскому фундаменту. Однако эти образования и покрывающие их отложения палеозоя и мезозоя, в особенности карбонатные, подвергались в герцинском и раннеальпийском этапах повторному прогреву и метаморфизму и прорывались местами мелкими телами гипербазитов и позднегерцинскими (?) и ларамийскими гранитоидами. В конце мезозоя метаморфизованные породы чехла этих массивов были смяты в пологие складки.

Между срединными массивами северной и южной зон Внутренне-Анатолийской области в юре был заложен узкий Измиро-Анкарский геосинклинальный прогиб; на востоке он сливался с геосинклинальным прогибом Восточного Понта, а его ответвления разобщили отдельные массивы как в северной, так и в южной зонах. В этом прогибе и его ответвлениях широко распространены меловой офиолитовый комплекс и позднемеловой флиш. Складчатые деформации в Измиро-Анкарском прогибе (как и в прилегающих к нему с юга массивах) являются ларамийскими. Таким образом, окончательная консолидация (реконсолидация) Внутренне-Анатолийской области, как и внутренних областей Иранского и Афганского сегментов, произошла к концу мезозоя. Выше с угловым несогласием, нередко относительно полого залегают флишоидные отложения эоцена и также несогласно — почти недеформированные лагунно-континентальные отложения олигоцена — миоцена и местами плиоцена. Они выполняют, в частности, обширную грабенообразную впадину оз. Туз между Мендересским и Киршехирским массивами, ограниченную с северо-востока крупным разломом, и впадину Конья, к юго-западу от нее.

Во Внутренне-Анатолийской зоне широко распространены проявления орогенного вулканизма. Они приурочены к восточному окончанию Галатского, Токатскому и южной части Киршехирского массивов.

С юга Мендересский и Киршехирский массивы огибает дугообразный средний участок **складчатой системы Тавра.** В основании ее местами выступает метаморфический комплекс протерозоя — низов палеозоя. Он перекрывается серией карбонатных отложений, накапливавшейся с перерывами от девона до позднего мела. Ее верхняя часть в отдельных зонах замещается офиолитовым комплексом. Выше, местами со слабым несогласием следует терригенный флиш верхов сенона (?) — эоцена. Главная эпоха складчатости и начало поднятия падает на конец эоцена — олигоцен. Складчатая структура Тавра, за исключением его северной краевой зоны, характеризуется южной вергентностью, чешуйчатыми надвигово-покровными перемещениями к югу и осложняется несколькими зонами диагональных левосторонних сдвигов северо-восточного — юго-западного простирания (Эджемишчайская и др.). Узкая антиклинальная зона Кирения в северной части о-ва Кипр, по-видимому, представляет фрагмент складчатой дуги Центрального Тавра. Менее ясна тектоническая природа хр. Трудос в южной части Кипра, в основном сложенного мощной мезозойской офиолитовой формацией. Некоторые исследователи рассматривают его как выступ океанической коры и мантии в надвинутой к югу чешуе глубинного тектонического покрова.

На складчато-надвиговую структуру Тавра в неогене наложился ряд межгорных впадин, выполненных морскими и континентальными молассами, в частности, миоценовая Гекчайская впадина в Центральном Тавре, в плиоцен-четвертичное время вновь вовлеченная в уме-

ренное поднятие, узкий глубокий прогиб Мессаория на Кипре, а также впадины Анталья и Адана (Сейханская), погружение которых продолжалось до четвертичного времени. Эти две впадины, вероятно, представляют центриклинальные окончания обширного межгорного прогиба, наиболее глубокая часть которого занята проливом, отделяющим Кипр от Малой Азии. В северной зоне Тавра, прилегающей к Мендересскому и Киршехирскому массивам, присутствует ряд «пятен» неоген-четвертичных вулканитов. Роль южной рамы описываемого сегмента Альпийского пояса играет восточная, наименее глубокая (1—2,5 км) часть моря Леванта, скорее всего, представляющая зону перикратонного опускания на северо-западном краю Аравийской платформы.

**Орогенный вулканизм**

К проявлениям раннеорогенного магматизма относятся внедрения позднепалеогеновых гранитоидов в восточной части Понтийской складчатой системы. Менее ясен вопрос о синхроничных им вулканических образованиях. К олигоцену — среднему миоцену, видимо, принадлежат нижние горизонты вулканических комплексов Северной Анатолии. Но основная масса позднекайнозойских наземных вулканитов связана с позднеорогенной стадией и датируется поздним миоценом — ранним плиоценом и поздним плиоценом — антропогеном. Проявления орогенного вулканизма приурочены к Северо-Анатолийской и Южно-Анатолийской областям.

**Северо-Анатолийская вулканическая область** расположена непосредственно южнее Северо-Анатолийского глубинного разлома, в северной части зоны срединных массивов. В ней выделяются два вулканических района: 1) Токатский на востоке и 2) Галатский (Анкарский) на западе.

Токатский район приурочен к одноименному массиву древних метаморфических пород, на которых лежат несколько сравнительно небольших (по несколько сотен квадратных километров) вулканических покровов.

Более мощные и широко распространенные вулканиты Галатского района налегают с резким несогласием на метаморфический цоколь восточной части Мизийско-Галатского массива, либо на палеозойские и мезозойские (вплоть до позднего мела) образования Измир-Анкарской складчатой зоны и узкого приразломного прогиба (Северо-Анатолийский линеамент Р. Бринкманна), разделяющего Понтиды и Мизийско-Галатский массив. Вулканогенные образования слагают обширный (около 7500 км²) покров к северу от Анкары, состоящий из ряда горизонтов андезитовых, реже базальтовых, трахитовых, липаритовых лав, туфобрекчий, туфов и пеплов, причем пирокластические продукты в основном тяготеют к низам разреза. Возраст этих образований пока недостаточно ясен. Так, И. Кетин (1961) относит их к миоплиоцену, Э. Шапю (1936) указывает, что они переслаиваются с олигоценовыми отложениями, а Леонард (1903) и Дж. Вестервельд (1957) допускают неогеновый возраст лишь для верхних членов вулканогенного комплекса, сохранивших морфологические черты вулканических построек. Согласно новейшим данным [184], нижняя часть разреза Галатского вулканогенного комплекса (базальная туфогенно-осадочная толща с потоками базальтов в верхней части и вышележащая толща пирокластолитов и пеплов с прослоями диатомитов), видимо, относится к олигоцену — раннему миоцену. Средняя часть — мощная толща вулканических брекчий и туфов, перекрытая туфогенно-осадочными образованиями, переслаивающимися с горизонтами липаритов и трахитов, судя по пыльцевым остаткам, отвечает среднему миоцену (гельвет—

тортон). Несогласно залегающая верхняя толща андезитовых и базальтовых лав с остатками вулканических аппаратов не может быть древнее позднего миоцена и, возможно, относится к плиоцену.

**Южно-Анатолийская область** состоит из нескольких вулканических районов, расположенных в пределах южных участков Киршехирского и отчасти Мендересского срединных массивов и некоторых прилегающих к ним участков складчатого сооружения Тавра. В целом они образуют выпуклую к югу цепочку, в смягченной форме повторяющую крутой дугообразный изгиб Таврид. Строение вулканических образований отдельных районов Южной Анатолии описано в работах Г. Вестервельда (1957), впервые установившего широкое развитие здесь игнимбритовых покровов, П. Беекмана (1966) и Дж. Паскуаре (1966, 1968), который наметил также общую картину развития орогенного вулканизма Анатолии. Характерной чертой позднеорогенного вулканизма Южно-Анатолийской области является сопряженность на площади и отчасти во времени мощных и многократных ареальных туфо-игнимбритовых извержений преимущественно кислой магмы и деятельности полигенных и моногенных вулканов, извергавших лавы и пирокластику более основного состава (от базальтов до андезитов). Образования первого типа располагаются в основном в пределах срединных массивов и целиком относятся к миоплиоцену (мэотис — понт), а второго — тяготеют к полосе сочленения срединных массивов с сооружением Таврид и к его внутренней зоне и формировались от миоплиоцена до конца антропогена. В результате денудации туфо-игнимбритовых покровов в ряде районов Анатолии возник своеобразный рельеф типа бедленд с причудливыми башнями и крутыми обрывами. В этом субстрате в античную эпоху и средние века были созданы многочисленные пещерные поселения, храмы, мавзолеи, монастыри и другие памятники древней культуры.

Самый западный вулканический район Афьон-Эскишехир приурочен к выпуклому к северу изгибу Таврской системы, ось которого проходит от залива Анталья к Афьону. Южный участок этого района находится в северной краевой зоне Тавра, а основная северная часть его — в пределах Мендересского массива. Вулканические образования приурочены к долготно вытянутой полосе длиной до 180 км и шириной в несколько десятков километров. Ее положение, вероятно, контролируется зоной поперечных разломов или трещин растяжения, пересекающих массив и прилегающую часть складчатого сооружения. Согласно Дж. Паскуаре и Г. Вестервельду, в основании разреза залегают верхнемиоценовые осадки, содержащие первые прослои туффитов и пеплов. На них или непосредственно на разновозрастных породах субстрата (от палеогена до метаморфического фундамента) лежат пемзовые туфы, вулканические брекчии и отложения агломератных потоков, свидетельствующие об усилении эксплозивной деятельности и, наконец, обширные покровы андезитовых игнимбритов, по простиранию переходящие в литокластические туфы и агломераты. Мощность этой толщи доходит до 400 м. Она несет следы заметных гидротермальных изменений. Близ г. Афьона известны многочисленные некки андезитов и трахиандезитов, образующие меридиональную цепочку длиной до 60 км. В северной части района, близ г. Эскишехира, миоплиоценовая пирокластическая толща перекрыта «шапками» более молодых (поздний плиоцен — плейстоцен) лав, представленных авгит-оливиновыми лимбургитовыми базальтами. Породы обеих фаз извержений района Афьон—Эскишехир отличаются от вулканических пород других районов Анатолии слабовыраженной щелочной тенденцией.

Вулканический район близ г. Конья в основном расположен в самой северной зоне Тавра, прилегающей к Мендересскому массиву. На самом же массиве, у с. Силле, известен лишь небольшой центр

извержения миоплиоценовых дацитовых игнимбритов и туфов [249]. Основной вулканический массив — между г. Конья и озерами Бейшехир и Сугла — приурочен, видимо, к обширной вулкано-тектонической впадине, ограниченной разломами «Таврского» (северо-западного — юго-восточного) и поперечного к нему юго-западного — северо-восточного) простирания. На карбонатных озерных миоценовых осадках залегают конгломераты, а выше — толща туффитов и липаритовых и дацитовых пемзовых туфов, венчаемая мощным покровом липаритовых игнимбритов. На этот пьедестал насажена цепь андезитовых вулканов (хр. Эгрибурун), по-видимому, контролируемая зоной разломов северо-западного направления. Лавы вулканов Эренлердаг, Алакдаг и другие почти целиком погребли под собой туфо-игнимбритовую толщу.

Наибольшим масштабом, длительностью и разнообразием типов позднеорогенного вулканизма отличается район Кайсери. Новейшие вулканиты покрывают здесь около 20 000 км², а их суммарный объем — порядка 5000 км³. В плане этот вулканический район имеет вид полосы восток-северо-восточного («Таврского») простирания длиной более 250 км, очень широкой (до 150 км) на северо-востоке и постепенно сужающейся к ее юго-западному концу — вулкану Карадаг, расположенному на перегибе выпуклой к югу дуги Центрального Тавра. Большая часть вулканитов лежит в пределах южной периферии Киршехирского массива и южного участка грабенообразной впадины Тузгель, отделяющей его от Мендересского массива, а меньшая, самая восточная часть наложена на край складчатой системы Таврид. Территория, покрытая вулканитами, в целом несколько опущена относительно соседних районов, а периферические зоны некоторых крупных вулканов представляют локальные вулкано-тектонические впадины. В ограничении района в целом, расположении центров извержения и частных вулкано-тектонических структур важная роль принадлежит зонам разломов, дробящих фундамент Киршехирского массива, отделяющих его от Таврского складчатого сооружения и частично рассекающих последнее. Крупные конические вулканы «сидят» обычно в узлах пересечения разломов. Разломы северо-восточного простирания, проходящие параллельно краевому шву Таврид, контролируют положение основной цепи крупных вулканов от Карадага на юго-западе до Эрджиясдага на северо-востоке. Последний приурочен к узлу пересечения краевого шва Таврид с крупнейшей Эджемишчайской сдвиговой зоной, имеющей север-северо-восточное простирание. Не менее важную роль играют рассекающие срединный массив разломы, флексуры и трещины северо-западного направления, поперечного к простиранию Тавра. Так, крупный сброс, обрамляющий с северо-востока Тузгельский грабен, контролирует положение цепи вулканов Хасандаг — Мелендиздаг, а на продолжении Кизил-Ирмакского разлома (или флексуры) запад-северо-западного простирания находится вулкан Эрджиясдаг и пр. Важную роль в развитии магматических очагов и временном приоткрывании подводящих каналов играли возобновлявшиеся подвижки в зоне левостороннего Эджемишчайского сдвига.

В районе Кайсери мы видим тесное сочетание и переплетение нескольких типов вулканической активности. Наибольшим распространением на всей его огромной площади пользуются продукты ареального кислого туфо-игнимбритового вулканизма. Они входят в состав довольно мощной (от 200—300 м до 400—600 м) вулканогенно-осадочной свиты Ургюп [218] и аналогичной ей свиты Мелендиз [162], очень полого, почти горизонтально залегающих на различных породах от метаморфического фундамента до лагунного олигоцена — миоцена. В основании свиты Ургюп часто присутствует толща конгломератов и песчаников, с которой стратиграфически связаны небольшие купола липаритов. Она накапливалась в условиях аллювиально-озерной рав-

нины и состоит из известняков, мергелей, глин, алевролитов, песчаников, конгломератов и горизонтов латеритных почв, чередующихся с туффитами, пепловыми и пемзовыми туфами, игнимбритами и связанными с ними лахаровыми брекчиями. Соотношения осадочных и вулканогенных компонентов в разрезах свиты варьируют; в среднем они близки к 1 : 1; но в юго-западной части района, в свите Мелендиз, вулканиты резко преобладают. Игнимбриты образуют до 10 линзовидных горизонтов мощностью от первых метров до 20—30 м и даже 50 м. Ареалы их распространения не вполне совпадают, и в конкретных разрезах обычно присутствуют не более 3—4 горизонтов. Зоны игнимбритовых извержений «блуждали» по территории района. Частота, интенсивность эксплозий и площади, покрытые отдельными игнибритовыми покровами, постепенно возрастали, а затем извержения прекратились и последовало вулкано-тектоническое (?) проседание центральной части вулканического района. Игнимбриты и туфы имеют липаритовый или липарито-дацитовый состав, и, по-видимому, являются производными анатектической внутрикоровой магмы. Судя по многочисленным находкам в разных горизонтах свиты Ургюп остатков позвоночных (гиппарионы и др.), принадлежащих пикермийскому и эпипикермийскому фаунистическим комплексам, время извержений отвечает средней части западноевропейского «понта» или мэотису понто-каспийской схемы [218].

Одновременно с ареальными эксплозиями кислой магмы, чередуясь с отдельными их пароксизмами, на той же площади происходили извержения лав, гиалокластитов и шлаков, образовавших сравнительно небольшие моногенные конусы, лавовые купола и маломощные потоки. Состав их со временем становился все более основным: от дацитов и андезитов (и даже липаритов, подстилающих свиту Ургюп) к оливиновым базальтам, обширные покровы которых чередуются с верхними, также наиболее обширными и мощными покровами игнимбритов. Ранние — андезитовые и дацитовые извержения Дж. Паскуаре рассматривает как проявления гибридного магматического расплава, возникшего при ассимиляции глубинной базальтовой магмой вещества коры, а более поздние — базальтовые, как излияния почти не контаминированной глубинной основной магмы.

В северо-западной части вулканического плато, близ г. Невшехир, известны также мелкие проявления гораздо более молодого, вероятно, четвертичного вулканизма. Они выражены выбросами шлаково-пеплового материала с образованием пирокластических конусов и кальдер взрыва или мааров, излияниями небольших порций базальтовых лав и выдавливанием внутри этих кальдер гиалоандезитовых куполов.

В юго-восточной периферической зоне района образовалась и сохраняла активность цепь крупных полигенных преимущественно андезито-базальтовых вулканов. Зарождение некоторых из них, например массива Девелидаг, представляющего меридиональную цепь слившихся существенно пирокластических андезитовых конусов, частично перекрытых базальтами, относится к тому же времени, что и извержения игнимбритов и деятельность моногенных лавовых вулканов, т. е. к миоплиоцену. Самые ранние извержения андезитов и базальтов вулкана Карадаг на юго-западном конце Кайсерийского района, судя по соотношениям с морскими миоценовыми осадками (заполняющими наложенную впадину Мут в Центральном Тавре), относятся даже к миоцену (217). Но в основном формирование этих крупных вулканов происходило в плиоцене (главным образом, позднем плиоцене?) и четвертичном периоде.

Развитие гигантского массива Эрджиясдаг (3916 м), согласно Дж. Паскуаре, началось с возникновения обширного щитового вулкана, сложенного андезито-базальтовыми лавами. Затем его центральная

часть испытала проседание и послужила фундаментом для высокого позднеплиоценового (?) андезитового стратовулкана. В четвертичное время (?) произошло выдавливание нескольких экзогенных куполов вязкой липарито-дацитовой лавы на его западном склоне, а также излияния коротких потоков оливиновых базальтов, выбросы пемзово-пеплового материала и небольшие экструзии, образовавшие купола гиалодацитов. Последние извержения Эрджиясдага относятся к античному времени: они описаны греческим географом Страбоном и запечатлены на римских монетах.

Формирование крупных вулканов Мелендиздаг, Кечибойдорандаг и Хасандаг началось (по П. Беекману после завершения игнимбритового вулканизма, а по Дж. Паскуаре — одновременно с ним) с мощных эксплозивных извержений, создавших обширные пирокластические конусы. Затем последовали излияния андезитов, андезито-базальтов, авгит-гиперстеновых и амфибол-гиперстеновых базальтов, почти целиком забронировавших их склоны. Наиболее поздние базальтовые излияния происходили на вулкане Хасандаг, морфологически наиболее «свежем». Еще более юными являются небольшие потоки липарито-дацитов, а также излияния оливиновых базальтов на равнине у северного подножия описываемых вулканов.

В юго-западной части Кайсерийского района между вулканическими массивами Карачадаг и Карадаг начавшиеся в неогене извержения андезитовых и базальтовых лав и пирокластов также с перерывами продолжались до конца четвертичного времени. Здесь имеются очень молодые шлаковые конусы и воронки взрыва — маары, пирокластические продукты выбросов которых покрывают слои с остатками древних культур.

Андезито-базальтовый и андезитовый, с небольшими порциями кислых образований состав продуктов крупных плиоцен-четвертичных вулканов позволяет предполагать под ними самостоятельные очаги — «отстойники», в которых происходила дифференциация глубинной основной магмы. В отдельные моменты имели место трещинные излияния недифференцированных оливин-базальтовых лав, по-видимому, поднимавшихся непосредственно из мантийных очагов. Наконец, в миоплиоцене, очевидно, существовали анатектические внутрикоровые очаги кислой магмы, расположенные в низах «гранито-метаморфического слоя». Таким образом, сложный, разнотипный и контрастный позднеорогенный вулканизм Кайсерийского района, скорее всего, можно объяснить сосуществованием питавших его магматических очагов разной глубинности и происхождения.

Самый восточный — Внутренне-Таврский вулканический район, в отличие от других районов Южно-Анатолийской области, целиком приурочен к восточной части складчатого сооружения Центрального Тавра и по своему структурному положению приближается к расположенной восточнее Северо-Ванской области. Поля развития молодых вулканитов тяготеют к небольшому поднятию (внутреннему массиву), в основном образованному породами верхнего палеозоя, который обрамляется с севера и с юга продольными, а с запада поперечной складчатыми зонами, сложенными меловыми офиолитами и палеогеновым флишем. В южной и северной складчатых зонах наблюдается противоположная вергентность структур с движением масс в стороны от внутреннего палеозойского ядра. На последнем располагается покров андезитовых лав и пирокластолитов, слагающий обширное Джамадагское нагорье (до 2693 м) к северу от Малатьи и ряд более мелких останцов. Этот мощный (до 1 км) вулканический комплекс, налегающий местами на морские и континентальные отложения миоцена и очень глубоко расчлененный последующей эрозией, можно, по-видимому, сопоставить с миоплиоценовой бингель-аладагской вулканиче-

ской серией Северо-Ванской области. Однако часть вулканитов прослаивает морские отложения раннего — среднего миоцена (в районе Хозат). К западу от Джамадагского нагорья внутреннюю часть Центрального Тавра пересекает прерывистая цепочка из небольших базальтовых покровов, вытянутая в северо-западном направлении; она приурочена к зоне поперечных складок в меловых и палеогеновых отложениях; и как и последние, вероятно, контролируется зоной поперечных разломов в фундаменте Таврского сооружения. По аналогии с другими районами Анатолии можно допустить более молодой (позднеплиоценовый?) возраст базальтов. Проявления базальтового вулканизма известны также в юго-восточной части района, пограничной с Северо-Ванской областью у г. Элазиг. Здесь сохранились кратеры и шлаково-туфовые конусы (Altinli, 1963), что может свидетельствовать о позднеплиоценовом или скорее плейстоценовом возрасте извержений.

## ЭГЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Основные черты тектонического строения

Эгейский (Эллинидо-Балканский) сегмент Альпийского пояса отделяется от Центрально-Анатолийского Эскишехирским пережимом, а от Карпато-Динарского — пережимом, проходящим по линии Скудар — Печ — Ниш — Видин. Хотя многие тектонические зоны переходят из Центрально-Анатолийского сегмента в Эгейский, строение его отличается рядом особенностей (см. рис. 11). В западном направлении полностью вырождается и исчезает северная Крымско-Кавказская ветвь Альпийского пояса, в связи с чем структура Эгейского сегмента приобретает квазисимметричное строение: две системы эпигеосинклинальных складчатых сооружений, разделенные промежуточной зоной срединных массивов. На западном продолжении глубоководной Черноморской впадины с субокеанической корой располагается молодая Мезийская платформа, принимающая на себя роль северной «рамы» Альпийского пояса, а роль его южной рамы играет в Эгейском сегменте огромная глубоководная котловина Ионического моря и моря Леванта. Внутренняя зона массивов в Эгейском сегменте сильно раздроблена и представляет в позднеорогенной стадии контрастное сочетание в разной степени погруженных и приподнятых блоков. Как и в Центрально-Анатолийском сегменте, орогенный вулканизм очень широко проявился на срединных массивах, но мощные извержения происходили здесь не только в поздней, но и в ранней стадии орогенного этапа.

**Мезийская плита** представляет выдающийся на запад выступ Скифской платформы, огибаемый дугообразными сооружениями Балкан и Южных Карпат. Плита имеет разновозрастный фундамент: в юго-западной части — герцинский, а в северо-восточной — байкальский; еще северо-восточнее через Северную Добруджу проходит другая зона герцинид с наложенным узким позднетриасовым Бабадагским прогибом, очевидно, представляющим западное окончание Крымско-Кавказской складчатой системы. На юго-востоке структуры Мезийской плиты сочленяются с Черноморской впадиной.

**Альпийская складчатая система Балканид,** обрамляющая с юга Мезийскую плиту, образовалась на месте нескольких недоразвитых флишевых и флишево-вулканогенных прогибов, наложенных на герцинский фундамент и разновременно развивавшихся в течение титона — раннего мела (Старопланинский прогиб) и позднего мела — среднего эоцена (Среднегорский и Елинский прогибы). Развитие южного — Среднегорского прогиба сопровождалось позднемеловым подводным андезитовым вулканизмом и завершилось внедрением ларамийских гранодиоритовых и монцонитовых интрузий. В конце мела и средине

эоцена Балканская система подверглась складчатости с общей северной вергентностью, наиболее интенсивной в Старопланинской зоне, где образовались покровы с перемещением до нескольких десятков километров, и постепенно затухавшей к северу в пределах полуплатформенной Предбалканской зоны. Краевые прогибы, возникшие кое-где к северу от Балканской складчатой системы, были неглубокими и недолговечными, но внутри ее формировались две генерации внутренних впадин — позднеэоценово-олигоценовая и неоген-четвертичная. В Старопланинской зоне образовались узкие продольные грабены, а в Среднегорской — широкие почти изометричные котловины (Софийская, Пловдивская и др.). В позднеорогенной стадии (с конца миоцена) Балканское сооружение испытывает дифференцированное поднятие до 1,5—2 км. Восточное продолжение южной — Среднегорской зоны Балкан — зона Странджи — связывает ее через район Стамбула с сооружением Западного Понта. Этот промежуточный участок характеризуется наименьшей амплитудой позднеальпийского воздымания и частично скрыт под шельфовой зоной Черного моря. Менее ясен вопрос о восточном продолжении Старопланинской зоны.

Внутренняя, промежуточная между системами Балканид и Эллинид область в средней части Эгейского сегмента расширяется до 600 км, а у его концов сужается до 100—200 км. Как и в Центральной Анатолии, она состоит из нескольких срединных массивов, группирующихся в две зоны, разделенные узкой зоной недоразвитых альпийских геосинклинальных прогибов (Вардарский, Измирский). На этом разнородном основании в альпийском орогенном этапе образовалась сложная система грабенов и впадин, в этом числе огромная наложенная депрессия Эгейского моря.

**Северная зона срединных массивов** включает наиболее широкую западную часть Мизийско-Галатского, Родопский и Сербо-Македонский массивы — крупные выступы байкальского и частично добайкальского метаморфического фундамента (Родопский массив). Два последних массива представляют две части единого Родопского массива (s. l.), полуразделенные в его северной половине зоной Крайштид — затухающим к югу ответвлением Балканской системы. Однако разломы, ограничивающие зону Крайштид, по представлениям Е. С. Бончева (1966), продолжаются далеко на юго-восток, в пределы Эгейского моря. Вплоть до среднего эоцена массивы были относительно приподняты, но в раннеорогенную стадию альпийского цикла испытали тектоно-магматическую активизацию, распались на ряд более мелких выступов, разделенных наложенными впадинами, заполнявшимися морскими, а иногда и континентальными нижними молассами. Наиболее обширная и глубокая (до 5 км) Фракийская впадина разобщила Мизийский и Родопский массивы. Северо-западнее возникла система менее глубоких (до 2—3 км) и менее обширных впадин, наложенных на восточную часть Родопского массива и заполненных не только осадочными (с мощными конгломератами в основании), но и вулканогенными образованиями среднего и кислого состава (поздний эоцен — олигоцен). Аналогичные впадины, также в значительной мере заполненные вулканитами, образовались в Крайштидской зоне и на Сербо-Македонском массиве, а в центральной части Родопского массива происходили извержения липаритовой магмы. В миоцене впадины отмирают, кроме Фракийской, которая в среднем и позднем миоцене продолжает испытывать погружение и приобретает временную связь с Черноморской.

Переход к позднеорогенной стадии в миоплиоцене был ознаменован возникновением нового структурного плана и новых зон вулканической активности. Фракийская впадина распалась на три впадины: 1) Северо-Фракийскую, 2) Северо-Эгейскую и 3) впадину Мраморного моря. Внутренние части двух последних впадин представляют неком-

пенсированные осадками плиоцен-четвертичные грабены с глубинами дна до 1 км и более, лежащие на западном продолжении зоны Северо-Анатолийского разлома. Родопский массив был сильно приподнят, особенно в западной части (Рила-Пирин), а на его южном склоне, в зоне Крайштид и на Сербо-Македонском массиве образовались новые наложенные впадины и грабены, не совпадающие по расположению и ориентировке с более древними. Западная часть Мизийско-Галатского массива стала ареной мощного миоплиоценового вулканизма и превратилась в мозаику поднятых и опущенных блоков с общим погружением к западу, в сторону Эгейской депрессии.

Между северной и южной зонами срединных массивов протягиваются узкие **Вардарская и Измирская складчатые зоны,** сформированные на месте одноименных мезозойских шовных геосинклинальных прогибов. Как считает М. В. Муратов (1960), они соединились в центральной части нынешнего Эгейского моря, а предполагаемое поперечное северное ответвление Вардар-Измирского прогиба — зона Эзина (172) — отделяла Мизийский массив от Македонского, а может быть и Родопского. Вардарская зона разбита продольными разломами на несколько подзон. В мезозое она испытала прерывистые погружения, сопровождавшиеся магматической деятельностью и чередовавшиеся с фазами поднятия и складчатости (с юго-западной вергентностью). Как и Измирская зона, она вмещает офиолитовую формацию, возраст которой на западе становится более древним — юрским. Геосинклинальное развитие и формирование складчато-надвиговой структуры закончилось в ней в конце мела, приведя к слиянию северной и южной зон срединных массивов в единый огромный массив. В позднем эоцене на складчатом фундаменте Вардарской зоны возникла обширная наложенная впадина, распавшаяся в неогене на несколько более мелких впадин (Скопская, Тиквешская и др.). В позднеорогенной стадии северо-западная часть зоны испытала дифференцированные поднятия и стала ареной наземного вулканизма, а юго-восточная превратилась в обширный и глубокий Салоникский грабен. Аналогичный грабен, отделенный от Салоникского Северо-Спорадским поперечным выступом, формируется юго-восточнее, в центре Эгейского моря на месте гипотетического связующего звена между Вардарской и Измирской складчатыми зонами.

**Южная зона срединных массивов** выражена цепочкой сравнительно узких поднятий, подвергшихся в палеозое и мезозое более значительной тектоно-магматической переработке, чем массивы Северной зоны. Это Пелагонийский, Фессалийский и Кикладский массивы и более широкий Мендересский срединный массив. Между массивами имеются поперечные «проломы», в заполнении которых участвует мезозойский офиолитовый комплекс. В альпийском орогенном этапе Пелагонийский и Фессалийский массивы представляли зоны поднятия, осложненные небольшими наложенными плиоцен-четвертичными впадинами. Западная часть Мендересского массива превратилась в позднеорогенной стадии в мозаику различно ориентированных узких линейных грабенов и остаточных горстов. Однако они лишь осложняют общую картину преобладающего новейшего воздымания. Напротив, в Кикладском массиве дифференцированные блоковые подвижки происходили на фоне общего опускания, и в конце плиоцена — в плейстоцене он превратился в архипелаг мелких островов — остаточных горстов. Раздробление и опускание Кикладского массива сыграло решающую роль в оформлении Эгейской депрессии и установления связи между бассейнами Черного и Средиземного морей в антропогене. Южная периферия Кикладского массива явилась в позднеорогенной стадии зоной вулканической деятельности.

Область срединных массивов окаймляет с юга огромная выпуклая к югу дуга **альпийских складчатых сооружений Албании и Греции**

**(Эллиниды), Крита и Западного Тавра.** Эллиниды, тектонически изученные Ж. Обужом, Ж. Брюном, Г. Мерсье, Ж. Борновасом, а в албанской части — И. И. Белостоцким, представляют резко асимметричное складчато-покровное сооружение с общей юго-западной вергентностью. В нем выделяются две мегазоны — внутренняя и внешняя, в свою очередь состоящие из нескольких зон. К юго-западному краю Пелагонийского и Фессалийского массивов примыкает Субпелагонийская (Мирдитская в Албании) зона, характеризующаяся мощным развитием юрской офиолитовой формации; за ней следует Пиндская зона, представлявшая в мезозое некомпенсированный прогиб, заполнявшийся маломощными глубоководными осадками (радиоляриты и др.), а в эоцене — мощным флишем. На рубеже эоцена и олигоцена внутренние зоны испытали интенсивное смятие, а затем в виде пологих чешуй были надвинуты на внешнюю автохтонную мегазону. В мезозое и палеогене она представляла миогеосинклинальный прогиб, заполнявшийся карбонатными, а с эоцена — отчасти флишевыми осадками. Складчатость здесь происходила в олигоцене и миоцене, причем волна тангенциальных деформаций постепенно распространялась к юго-западу, затухая в самой внешней — Предапулийской зоне, где весь разрез мела — миоцена выражен неритовыми известняками. Эта зона служит юго-восточным продолжением Апулийской плиты Италии.

На складчато-покровную структуру Эллинид в орогенном этапе были наложены разновозрастные внутренние впадины. Самая древняя из них — Мезоэллинская, или Фессалийская впадина, наложенная на Субпелагонийскую зону и край Фессалийского массива, заполнена олигоценовыми и неогеновыми молассами. В позднеорогенную стадию (с конца миоцена) возник ряд внутригорных и межгорных впадин как во внутренних, так и внешних зонах Эллинид. Они имеют либо изометричную, неправильную форму, либо представляют линейные грабены, продольные, поперечные или диагональные (Коринфский грабен) относительно складчато-покровной структуры основания. Смежные участки Эллинид одновременно испытали сводово-глыбовые поднятия амплитудой до 2—2,5 км.

Если на западном участке дуги Эллинид в орогенном этапе в целом господствовали поднятия, то в более восточном Эгейском участке в неоген-четвертичное время преобладали погружения. Особенно сильными они были во внутренней (офиолитовой) зоне, целиком скрытой под дном глубоководной (до 1—2 км) Южно-Эгейской впадины. Она характеризуется огромными (свыше +100 мгл) положительными гравианомалиями Буге. На островах Крит, Родос и др. обнажаются фрагменты внешних зон Эллинид, частично перекрытые шарьяжами из более северной, ныне погруженной зоны. На складчато-покровную структуру в неогене был наложен ряд небольших впадин; затем они вошли в состав Критского блокового поднятия, оформившегося в конце позднеорогенной стадии. Значительные некомпенсированные блоковые опускания (до 4 км к юго-востоку от Родоса) испытала самая южная зона складчатой дуги, расположенная к югу от Пелопонеса, Крита и Родоса. Некоторые авторы уподобляют ее глубоководным желобам («Геллен-ский желоб»).

Восточное звено рассматриваемой складчатой системы выражено западным отрезком Тавра, возможно представляющим самостоятельную небольшую дугу. Для Западного Тавра характерно мощное развитие гипербазитов. После главной складчатости, происходившей в конце палеогена, сооружение Западного Тавра было раздроблено серией узких продольных и поперечных грабенов, выраженных в рельефе и частично занятых озерами. Но в целом здесь преобладали поднятия, достигающие 3 км.

Как видно из сказанного, «симметрия» структуры Эгейского сег-

мента весьма относительна. В северном, Балканском складчатом сооружении, возникшем на герцинском складчатом основании, геосинклинальное погружение было кратковременным, прерывистым, и уже с позднего эоцена [а по И. К. Начеву (1969) даже с раннего эоцена] Балканиды вступили в орогенный этап развития. В южном — Эллинско-Таврском поясе, развившемся на квазиплатформенном (?) палеозойском основании, геосинклинальное погружение было более длительным, устойчивым, глубоким и завершилось во внутренних зонах перед олигоценом, а во внешних — в течение олигоцена или миоцена. В орогенном этапе северная часть Эгейского сегмента испытывала более устойчивые поднятия, а в более южных частях во всех зонах все большую роль приобретали наложенные неоген-четвертичные депрессии. Поперечная зональность выразилась в постепенном формировании, в особенности в позднеорогенной стадии, Эгейской меридиональной зоны погружений, приуроченной к участку наибольшего расширения одноименного сегмента (и его поперечной оси). Все эти явления отражаются в особенностях распространения и тенденциях развития орогенного вулканизма на территории Эгейского сегмента.

## Орогенный вулканизм

Проявления орогенного вулканизма в Эгейской провинции сосредоточены в пяти областях, занимающих определенное тектоническое положение: 1) Македоно-Родопской, 2) Вардар-Пелагонийской, 3) Западно-Анатолийской, 4) Южно-Эгейской и 5) Балканской. Первые четыре из них связаны с внутренней областью срединных массивов и разделяющих их узких складчатых зон; при этом более 95% приурочено к срединным массивам (главным образом, Македоно-Родопскому и Мизийскому) и лишь несколько процентов — к Вардарской и Измирской складчатым зонам. В Эллинско-Крито-Таврской складчатой системе (кроме ее тылового шва) орогенный вулканизм не имел места, а в Балканской системе известны ничтожные проявления позднеорогенных базальтов. В отличие от Центральной Анатолии и Армянского нагорья, в Эгейской провинции огромные извержения происходили в течение раннеорогенной стадии (в конце эоцена и в олигоцене). Они приурочены к северной части провинции (Македоно-Родопский массив) и во времени следовали за главной фазой тангенциальных деформаций в соседней Балканской складчатой системе. В позднеорогенной стадии вулканическая активность перемещается к юго-западу (Вардар-Пелагонийская область), юго-востоку (Западно-Анатолийская область) и к югу (Южно-Эгейская область), т. е. в сторону Эллинско-Таврской складчатой системы, испытавшей складчато-покровные деформации позднее Балканской.

**Македоно-Родопская область** отличается тем, что магматическая активность в ней проявлялась почти исключительно в ранне-орогенной стадии, а на позднеорогенную приходятся лишь ничтожные извержения. В тектоническом отношении область приурочена к Родопскому и Сербо-Македонскому массивам (Родопскому массиву s. l.) и вклинивающейся между ними Крайштидской складчато-разломной зоне. Орогенному вулканизму этой области посвящен ряд работ болгарских исследователей Р. Иванова, И. Боянова, Б. Маврудчиева, А. Горанова и др., и югославских геологов — И. Томича, А. Марича, Ст. Караматы и др. По их мнению, фундаментом кайнозойских вулканических образований служат либо древние метаморфические породы и палеозойские граниты основания срединных массивов, либо трансгрессивно перекрывающие их в наложенных впадинах верхнеэоценовые отложения моласcового типа. Начало магматической деятельности, сопровождаемое раздроблением Родопского массива на ряд поднимающихся и опускаю-

щихся блоков, непосредственно следует за образованием складчато-надвиговой структуры в Балканской складчатой области и отвечает завершающей стадии геосинклинального процесса в Эллинидах.

В Македоно-Родопской области выделяется пять районов: 1) Восточно-Родопский, 2) Центрально-Родопский, 3) Западно-Родопский, 4) Крайштидский и 5) Сербо-Македонский. Наиболее мощно раннеорогенный вулканизм проявился в Восточно-Родопском районе, фундамент которого в позднем эоцене подвергся наиболее сильному раздроблению и контрастным глыбовым подвижкам. В образовавшихся межгорных впадинах и грабенах накопилось до 0,5—1 км молассовых осадков. Их разрез начинается с мощного (до 300 м) горизонта конгломератов и брекчий, выше следует «флишеподобный горизонт» из различных терригенных пород (до 800 м), и, наконец, маломощный горизонт известняков. К верхам эоцена относится вулканогенно-осадочная толща, состоящая из переслаивания конгломератов, песчаников, мергелей и известняков с туффитами, туфобрекчиями, туфами и отдельными потоками андезитов и латитов, свидетельствующими о первых вспышках вулканизма. Однако главные извержения отвечают в Родопах раннему и среднему олигоцену. Развитие вулканизма протекало циклически. Каждый из трех циклов начинается с выбросов пирокластики и излияний андезитовых, латит-андезитовых и латитовых лав (в третьем цикле локально развиты андезито-базальтовые лавы и туфы). В конце циклов происходят эксплозивные извержения риолито-дацитовых туфов и, отчасти, игнимбритов, а также излияния лав того же состава. Между извержениями на отдельных участках впадин накапливались туфогенно-терригенные осадки. Мощность вулканогенной серии достигает 2—2,5 км, а первоначальная площадь ее распространения — более 5 тыс. км². К востоку, во Фракийской впадине она замещается мощными (до 3—5 км) терригенно-карбонатными осадками с рядом горизонтов туфов и туффитов. Олигоценовый этап вулканизма завершился экструзиями фельзитовых риолитов и внедрением субширотных даек риолитов и риолито-дацитов, приуроченных к региональным зонам растяжения. В целом позднепалеогеновые магматические образования Восточных Родоп представляют, по Р. Иванову, латит-андезит-риолитовую формацию. С нею генетически связаны комагматичные мелкие гипабиссальные интрузии габбро-монцонитов, граносиенитов и гранитов.

К незначительным проявлениям неогенового (?) вулканизма в Восточных Родопах относятся некки и дайки основных субвулканических пород — меланократовых латитов, оливиносодержащих латито-базальтов [44] и оливин-пироксеновых базальтов [68]. Неогеновый возраст предполагается и для пород вулканической зоны, разделяющей Родопский массив и Фракийскую впадину и идущей вдоль низовий р. Марица и далее на юго-запад к о-ву Самофраки. Состав их разнообразен — от кварцевых базальтов, кварцевых андезитов и латито-андезитов до риолитов и кварц-трахитов [45]. В Восточной Фракии в районе Муратли известны миоплиоценовые базальты.

Вулканизм Центрально-Родопского района существенно отличается от Восточно-Родопского. Здесь распространены исключительно риолиты, занимающие ныне около 1500 км² (первоначально около 4—5 тыс. км²) и слагающие ряд покровов мощностью до 500 м. Преобладают лавы, туфы имеют подчиненное значение, а игнимбриты пока неизвестны. «Плато-риолиты» лежат либо на древнем фундаменте, либо на пресноводных молассоидных палеоген-неогеновых осадках и условно относятся к олигоцену.

Далее к западу продукты позднепалеогенового вулканизма сохранились в ряде мелких впадин: в западной части Родопского массива (Местенский грабен), Крайштидской зоне и на Сер-

*бо-Македонском массиве. Развитие вулканизма здесь* напоминает Восточно-Родопский район. Вулканическая серия налегает, как правило, на верхнеэоценовые отложения и представлена чередованием пирокластов и лав андезитов, кварц-латитов, дацитов и риолитов. Местами в разрезе отмечаются элементы ритмичности. Наиболее обширные поля вулканитов — Кратово-Злетовское (1500 км$^2$) и Радан-Планина (700 км$^2$) находятся в западной части Сербо-Македонского массива. Их положение контролируют крупный глубинный разлом, ограничивающий с запада этот массив, и несколько параллельных и перпендикулярных к нему разломов. Вулканиты Кратово-Злетовского поля, согласно лежащие на приабонских осадках, очевидно, относятся к олигоцену, а для Радан-*Планины, по аналогии с соседней Восточно-Динарской областью, не* исключен и миоценовый возраст. В этих массивах преобладают биотит-амфиболовые андезиты, дациты, кварц-латиты и их пирокластолиты; риолитов, по-видимому, нет. В пределах Сербо-Македонского массива имеется также несколько гранитоидных интрузий, вероятно, олигоценового возраста — массивы Ястребац, Сурдулица и др. (однако для некоторых сходных интрузивов этой зоны, например Штипского, радиометрически доказан более древний, ларамийский возраст). Подковообразный массив Сурдулица окружен каймой тесно связанных с гранодиоритами дацитовых субвулканических пород и лав.

В западной части Македоно-Родопской области известны ограниченные проявления позднеорогенного вулканизма. В юго-западном углу *Болгарии, близ г. Петрич, на пересечении Струмского и Струмешниц*кого грабенов, расположен плиоценовый вулкан Кожух, сложенный дацитами или делленитами (П. С. Петров, 1960 г.). В Кратово-Залетовском и Радан-Планинском массивах плиоценовые (?) дайки и экструзивные купола андезито-базальтов и базальтов прорывают более древние вулканические покровы.

В распространении раннеорогенных вулканитов в Македоно-Родопской области намечается зональность: в центральной её части присутствуют наиболее кислые породы — риолиты, западнее и восточнее они сочетаются с андезитами, латитами и дацитами, а еще дальше от центра области риолиты исчезают. Незначительные проявления позднеорогенного вулканизма имеются лишь на западе и востоке об*ласти; по мере удаления от ее центральной части они приобретают* более основной характер. Общая первоначальная площадь распространения продуктов раннеорогенного вулканизма в этой области превышала 15—20 тыс. км$^2$, а их суммарный объем можно оценить цифрами порядка 5—10 тыс. км$^3$.

**Балканская область.** В Балканской складчатой системе известны ничтожные проявления позднеорогенного вулканизма, выраженные мелкими выходами базальтов — остатками подводящих каналов разрушенных вулканов — это некки, дайки, а также связанные с ними силлы [142]. Длина некоторых даек достигает 3—4 км, а мощность 50—60 м. Выходы базальтов приурочены к двум зонам. Одна из них тянется в северо-восточном направлении от района северо-восточнее Пловдива к району восточнее Тырнова, пересекая Среднегорскую, Старопланинскую и Предбалканскую зоны, вторая — простирается почти долготно через южную часть Мезийской плиты к югу от г. Свищов (на Дунае). Среди базальтов различаются оливин-пироксеновые, амфиболовые с анальцимом и анальцимовые лимбургитоидные разновидности. Они принадлежат к известково-щелочной магме с более или менее выраженной щелочной — натриевой (атлантической) тенденцией. По возрасту тела базальтов предположительно относят к неогену, так как они секут складчатые структуры Балканид, но вместе с тем подверглись значительной последующей денудации. Д. Радулеску (1969 г.)

обратил внимание на то, что на северном продолжении долготной (Свищовской) базальтовой зоны, на том же меридиане (25°30′ в. д.) в Кэлиман-Харгитской вулканической гряде Румынских Карпат имеются выходы базальтов, сходных по составу, да и сама эта гряда контролируется глубоким швом, приуроченным к той же меридиональной полосе. Зона базальтовых вулканов северо-восточного простирания проходит близ выделенного Е. Бончевым линеамента Твардица параллельно ему. Очевидно, обе полосы базальтовых извержений контролируются зонами глубоких разломов или трещин в фундаменте Балканид и Мезийской плиты.

**Вардар-Пелагонийская область** протягивается узкой полосой с северо-запада на юго-восток к юго-западу от Македоно-Родопской. В тектоническом отношении она приурочена к Пелагонийскому и Фессалийскому массивам и Вардарскому грабен-синклинорию, отделяющему их от Родопского массива (s. l.). Вардарская зона, закончившая геосинклинальное развитие и испытавшая последние интенсивные тангенциальные деформации в ларамийскую фазу, в последующее время может считаться частью области срединных массивов. Если развитие северной, Македоно-Родопской части области срединных массивов в орогенном этапе было тесно связано с историей соседнего Балканского сооружения, то развитие ее юго-западной части было сопряжено в первую очередь с развитием прилегающей к ней геосинклинальной системы Эллинид, несколько запаздывавшим по сравнению с Балканидами. Соответственно смещаются во времени и тектоно-магматические процессы, протекающие в тылу соседних складчатых сооружений. Если в Македоно-Родопской области орогенный вулканизм начался в конце эоцена, мощно проявился в олигоцене и совершенно незначительно в неогене, то в Вардаро-Пелагонийской он полностью (или в основном) связан с позднеорогенной стадией и относится к плиоцену. Количественно вулканизм Вардар-Пелагонийской зоны резко уступает Македоно-Родопской. Здесь присутствуют небольшие экструзивные купола и вулканы центрального и трещинного типов, вместе с потоками и пирокластическими шлейфами покрывающие около 1000 км². Расположение центров извержений контролируется поперечными и диагональными (долготными) разломами и трещинами, пересекающими Вардарскую и Пелагонийскую зоны, и разделяющим их продольным тектоническим швом. Петрохимически вулканизм Вардар-Пелагонийской области отличается от Македоно-Родопской более основным составом продуктов и заметной щелочной (калиевой) тенденцией.

В Вардар-Пелагонийской области выделяются три вулканических района: 1) северный (в Югославии), 2) южный (в Греции) и 3) средний район Кожуф-Алмопия (на территории обеих стран). Район Кожуф-Алмопия, петрографически изученный М. Тайдером (1940), приурочен к западной части Вардарской зоны и смежному участку Пелагонийского массива. Здесь имеется несколько коротких вулканических хребтов (Кожуф, Козьяк и др.), вершины которых представляют частью размытые стратовулканы, частью экструзивные купола. От них расходятся короткие потоки, а к северу распространяется обширный пирокластический шлейф (плато Витачево). Он покрывает и фациально замещает молассовую толщу Тиквешской межгорной впадины, относящуюся к среднему или позднему плиоцену. На юге вулканические образования погружаются под четвертичные осадки Салоникской впадины. Расположение куполов и вулканов Кожуфского района подчинено двум разломам (трещинам) продольного и одному поперечного (восток-северо-восточного) простирания. Вулканиты представлены главным образом субщелочными кварцевыми трахитами, трахитами, кварц-латитами и латито-андезитами [45]. Восточнее хр. Кожуф в долине р. Вардар имеются мелкие выходы лейцитсодержащих эффузивов.

Наиболее широко щелочные породы серии распространены в северном районе, близ городов Скопье и Куманово. Здесь имеются две меридиональные цепочки небольших вулканических аппаратов и более крупный вулкан Венац, сложенные верхнеплиоценовыми лейцит-трахитами, каянитами, трахибазальтами.

В южном районе известен ряд мелких вулканических центров, приуроченных к Фессалийскому массиву, его южной периферии и предполагаемому продолжению Вардарской зоны (о-ва Скирос, Скопелос и др.). Согласно Г. Параскевопулосу (1956 г.) породы этих выходов — андезиты и дациты — в основном относятся к нормальному известково-щелочному ряду, но для некоторых отмечается слабая щелочная тенденция.

**Западно-Анатолийская область** расположена в пределах северо-западной части Малой Азии между южным побережьем Мраморного моря и широтой Измира и прилегающих островов (Имроз, Лемнос, Агиос-Эвстратиос, Лесбос и др.). Она находится в восточной части области срединных массивов Эгейского сегмента, в относительной близости к складчатым сооружениям Западного Тавра и Западного Понта, вступившим в орогенный этап позднее, чем Балканиды. Соответственно, орогенный вулканизм в Западно-Анатолийской области всецело связан с позднеорогенной стадией, охватывая время от миоплиоцена до позднего антропогена. Новейшие вулканиты в основном приурочены к западным частям Мизийско-Галатского массива и Измир-Анкарской складчатой зоны, и отчасти — к северо-западному участку Мендересского массива. Площадь, покрытая ими, составляет около 40 тыс. км$^2$. Согласно Дж. Паскуаре (1966), для этой области характерно отсутствие крупных длительно живущих вулканов и протяженных магмоконтролирующих разломов и обилие небольших и средних моногенных эруптивных центров, связанных с густой сетью временно приоткрывавшихся трещин главным образом северо-восточного простирания. В развитии вулканизма выделяются миоплиоценовая и позднеплиоценово-четвертичная фазы.

Миоплиоценовый комплекс лежит на донеогеновом складчатом основании и неогеновых континентальных осадках, а в районе Дарданелл — на морском сармате. Первые проявления вулканизма выражены тонкими прослоями туфов и потоками гиалодацитов. Затем произошли эксплозии кислой магмы, создавшие покровы липаритовых и липарито-дацитовых пемзовых, пепловых туфов и агломератов, переслаивающихся с туффитами мощностью 50—100 м. На побережье Эгейского моря между Эдремитом и Измиром туфовая толща перекрыта потоками андезитов, излившихся из многочисленных центров, и мощным, выдержанным на широкой площади покровом игнимбритов с горизонтом пемз в основании. Восточнее, в районе Синдирги андезитовые излияния уступают место экструзиям гиалодацитов, образующих обширные купола и купола-потоки. В кровле миоплиоценового вулканогенного комплекса часто залегают континентальные осадки. Впоследствии он был разбит сбросами и частично погрузился под воды моря.

В плиочетвертичную фазу ареал вулканизма смещается к югу, в сторону Западного Тавра. Эта фаза в основном характеризуется излияниями роговообманковых базальтов из множества мелких эруптивных центров, рассеянных в северо-западной части Мендересского массива (главным образом, в бассейне р. Гедиз) и Измирской складчатой зоны. В районе Кула (восточнее Измира) насчитывается, например, более 60 моногенных базальтовых вулканов, приуроченных к линии северо-восточного простирания. По степени сохранности первичного вулканического рельефа среди них различаются: позднеплиоценовая, раннечетвертичная (большинство вулканов) и позднечетвертичная генерации, представленные «свежими» шлаковыми кону-

сами и потоками глыбовых лав. Севернее, в районе Синдирги, в эту фазу возобновились извержения кислых — гиалодацитовых лав. По мнению Дж. Паскуаре, формирование миоплиоценового комплекса, представленного преимущественно кислыми пирокластолитами (туфами, игнимбритами) и отчасти лавами нормального известково-щелочного ряда, было в основном связано с извержениями коровой, анатектической магмы, а плиоцетвертичные извержения — с выходом на поверхность глубинной, «первичной» оливин-базальтовой магмы, или продуктов ее смешения с коровой анатектической магмой.

**Южно-Эгейская область** — единственная в Эгейской провинции область современного вулканизма. Вулканы располагаются в виде выпуклой к югу широтной дуги от района Коринфского перешейка в Греции, через южную часть Кикладского и Южно-Спорадский архипелаг до Галикарнасского полуострова Малой Азии. Область приурочена к Кикладскому срединному массиву (переходящему на востоке в Мендересский) и к зоне ее сочленения с критским отрезком Эллинско-Таврской складчатой системы, представляющей глубокий, длительно живущий продольный шов. Кикладский массив пересекает ряд поперечных разломов, имеющих в его западной части северо-восточное (Афинский разлом, разломы Милос—Антипарос, Санторин—Аморгос и др.), а в восточной — северо-западное простирание (разлом Тилос—Патмос—Хиос). Северным продолжением последней зоны разломов служат, по-видимому, разломы Вардарской и Крайштидской зон. Сетка пересекающихся разломов северо-западного и северо-восточного направления играет определяющую роль в мозаичной структуре Эгейской впадины и контролирует локализацию вулканов Южно-Эгейской области. В ее пределах выделяется три вулканических района, включающих ряд центров извержений: 1) в западном районе — Кроммония (около Коринфа), Метана, о-в Эгина, о-в Порос, 2) в центральном — группы островов Милос, Антипарос и Санторин и о-в Христиана, 3) в восточном — на островах Тилос, Нисирос, Яли, Кос (несколько вулканов), Псеримос, Калимнос, Патмос, Хиос, Антипсара и несколько восточнее — на п-ове Галикарнас и о-ве Самос. Для Южно-Эгейской области характерны моногенные и полигенные вулканы центрального типа. Они покоются на протерозойских или палеозойских метаморфических породах, либо на мезо-кайнозойских отложениях.

Лавы и пирокластолиты Южно-Эгейской области, согласно Г. Параскевопулосу (1956 г.), в основном принадлежат известково-щелочной серии и представлены главным образом андезитами, дацитами и в меньшей мере риолитами, являющимися обычно продуктами позднейших извержений. Анализ петрохимических данных привел Г. Пихлера и Р. Штенгелина (1968) к пересмотру номенклатуры Южно-Эгейских вулканитов. Большинство пород, относившихся ранее к андезитам, по их данным, принадлежит латит-андезитам и дацитам. Значительную роль играют также риодациты, риолиты и щелочные риолиты. Типичных андезитов немного, а андезито-базальты и базальты отсутствуют. Кислые породы Южно-Эгейской области рассматриваются как производные анатектической магмы, возникшей в гранитно-метаморфическом слое, а латит-андезиты и андезиты — как продукты плавления более глубоких, «дегазированных» зон земной коры. Лишь некоторые вулканиты с о-ва Кос обнаруживают повышенное содержание натрия.

Вулканическая деятельность в восточной части Южно-Эгейской области началась в середине или конце миоцена [177] и продолжалась в плиоцене и антропогене. Для вулканов Нисирос и Яли установлены два цикла извержений с гомодромной последовательностью в каждом из них. Первый цикл начался с извержений андезитов и закончился выбросами пемз, которые на о-ве Яли перекрыты морскими тирренскими (среднеплейстоценовыми) осадками. Во втором цикле отмечена

последовательность от оливин-пироксеновых андезитов через трахиандезиты, трахиты, дациты до риолитовых лав и вулканических стекол [177]. На о-ве Милос также имели место несколько периодов извержений. На фундаменте из кристаллических пород и меловых отложений залегают плиоценовые пемзовые накопления риолитового и дацитового состава, перекрываемые андезитами и дацитами. Хорошо сохранившиеся четвертичные вулканы, действовавшие еще в историческое время, извергали риолиты и дациты, а ныне находятся в фумарольной стадии (гора Каламо), также как и некоторые вулканы о-ва Кос и вулкан Нисирос. Последний, обладающий хорошо выраженным кратером, действовал еще в XV и XIX (?) веке.

Самым активным и наиболее интересным вулканом является Санторин, расположенный в 120 км севернее Крита [22, 105 и др.]. Вулканическая постройка Санторина состоит из пяти островов (рис. 12). На самом крупном из них — о-ве Тира местами выступает древний метаморфический фундамент, перекрытый миоценовыми и плиоценовыми осадками. На этом цоколе возникли несколько небольших стратовулканов, извергавших лавы и пирокластику андезитового и андезито-дацитового состава (по Г. Пихлеру и Р. Штенгелину — преимущественно кварцсодержащие латит-андезиты) и постепенно слившихся в единый крупный массив. Около 25 тыс. лет назад произошло первое катастрофическое эксплозивное извержение; выброшенный пепел покрыл огромную площадь в восточной части Средиземного моря, а внутри вулкана, по-видимому, образовалась кальдера. В дальнейшем возобновились более спокойные извержения, создавшие вулканический о-в Strongili. В 3-м тысячелетии до н. э. он, подобно Криту и некоторым другим островам, стал одним из центров древнейшей в бассейне Эгейского моря минойской цивилизации. Около 1400 лет до н. э. новое грандиозное эксплозивное извержение («минойское») привело к разрушению вулканической постройки. На ее месте возникла овальная кальдера площадью 83 км² с глубинами моря до 400 м, окруженная кольцом островов, представляющих фрагменты склонов древнего вулкана. Во время извержения были выброшены огромные массы дацитовой пирокластики. Пепел минойского извержения покрыл дно на значительной площади Эгейского и восточной части Средиземного моря; на островах Тира и Тирасия мощность минойского пепло-пемзового покрова колеблется от 2—3 до 30—60 м. В его разрезе выделяются два-три горизонта, из которых верхний — самый мощный и однородный. Под этим покровом были погребены минойские поселения, в том числе большой портовый город, обнаруженный археологическими раскопками последних лет. В отличие от Помпеи, жители, по-видимому, успели покинуть его в начале извержения. Извержение сопровождалось мощными цунами, опустошившими города северного побережья Крита, и представляло, очевидно, одну из самых грандиозных природных катастроф исторического времени. По оценке афинского сейсмолога А. Г. Галанопулоса, его энергия в 350 раз превышает энергию, освобождаемую при взрыве водородной бомбы. П. Хедервари (1968) ориентировочно определяет энергию минойского извержения минимальной цифрой порядка $10^{27}$ эрг. По предположению Галанопулоса события, связанные с минойским извержением Санторина, могли послужить исторической основой легенды о гибели Атлантиды [85, 105, 186].

В 197 г. до н. э. в результате возобновления деятельности Санторина в центре кальдеры появился новый остров. С этого времени здесь отмечались многократные извержения, последние из которых происходили в 1950—1951 гг. Ныне внутри кальдеры выступают небольшие вулканические острова — Палеокамени и Неокамени, сложенные темными глыбовыми лавами, несколько более кислыми, чем доминойские, с содержанием $SiO_2$ около 65% (андезитоидные дациты, по Г. Ю. Буту-

зовой, 1969 г.). На вулкане Неокамени продолжается деятельность наземных и подводных фумарол (газовые струи с $H_2S$ и $CO_2$ и низкотемпературные гидротермы, выносящие Fe, Mn, $SiO_2$), а на дне кальдеры формируются железорудные осадки, связанные с подводной вулканической деятельностью [22]. Первоначальный объем доминойской постройки Санторина составлял не менее 100—150 км³, а общий объем материала, выброшенного вулканами Южно-Эгейской области, по-видимому, превышал 1000 км².

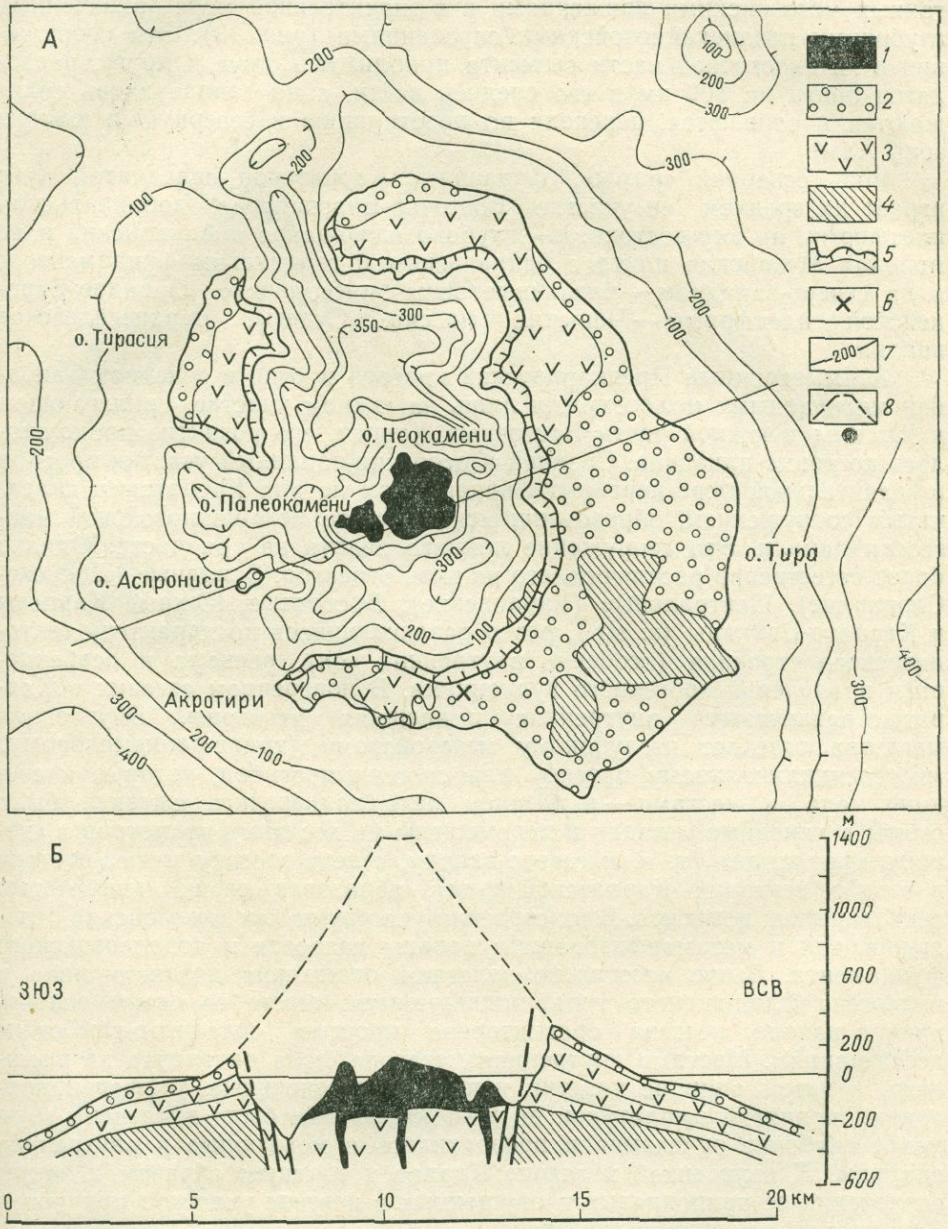



Рис. 12. Строение вулканического архипелага Санторин. Геологическая карта (А) и гипсометрический профиль (Б) — по Нинковичу и Б. Хейзену (1969), рельеф дна — по О. М. Михайлову (1966), геологический профиль в интерпретации Е. Е. Милановского (1969)

*1* — лавы послеминойских извержений; *2* — пеплы и пемзы минойского извержения (1400 л. до н. э.); *3* — лавы и туфы доминойских извержений; *4* — породы древнего фундамента вулкана (филлиты, неогеновые известняки и пр.); *5* — крутые обрывы стенок кальдеры; *6* — место раскопок древнего города; *7* — изобата в м; *8* — предполагаемая форма вулкана Санторин до минойского извержения и образования кальдеры

## КАРПАТО-ДИНАРСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Основные черты тектонического строения

По характеру структуры и истории развития в альпийском цикле Карпато-Динарский сегмент напоминает Эгейский; мы видим здесь два эпигеосинклинальных складчато-покровных сооружения, разделенных зоной срединных массивов, частично раздробленных и переработанных мезозойскими движениями и в значительной мере захваченных глубокими позднекайнозойскими опусканиями (рис. 13). Эти сооружения в юго-восточной части сегмента приближены друг к другу, расходятся почти на 500 км в его средней части, а на западе вновь сближаются и сливаются, переходя по простиранию в северную и южную зоны Альп.

Роль северной «рамы» (форланда) Карпатской складчатой дуги играет на среднем ее участке Восточно-Европейская добайкальская платформа, на юго-восточном — глубоко вдающаяся в Альпийский пояс молодая Мезийская плита с байкальским и герцинским фундаментом, а на северо-западном — различные зоны эпигерцинской Западно-Европейской платформы — Чешский массив, Судеты, Верхнесилезская впадина.

Асимметричный Предкарпатский краевой прогиб в основном заполнен миоценовыми молассами, и лишь на южном участке, прилегающем к Южным и южной части Восточных Карпат, его развитие продолжалось до конца плиоцена. Средний и особенно западный участки прогиба в значительной мере перекрыты надвинутым на них Карпатским складчатым сооружением, образовавшемся на месте мезо-кайнозойской миогеосинклинали. Это сооружение принято делить на три части. Однако более естественно расчленять его на пять отрезков: Западные (Польско-Словацкие), Центральные (Украинские), Восточные, Южные Карпаты и Карпато-Балканы (s. str.), резко различающиеся по характеру тектонического строения (особенно внутренних зон), рельефа и особенностям проявлений орогенного вулканизма. В поперечном сечении в Карпатах различаются внутренняя и внешняя мегазоны. Внутренняя мегазона отвечает неглубокому мезозойскому (триас-раннемеловому) миогеосинклинальному прогибу или системе прогибов, которые в средине мела, а местами — в позднем мелу подверглись сжатию, были смяты в линейные складки и перемещены на десятки километров в сторону «форланда» (т. е. к северо-западу, северо-востоку и юго-востоку в разных секторах Карпатской дуги), образовав серию чешуйчатых тектонических покровов. В их строении участвуют как мезозойские отложения, так и метаморфизованные породы палеозоя и допалеозойского фундамента. Выше несогласно залегают отложения позднего мела и палеогена флишоидного типа, подвергшиеся вместе со своим основанием в начале неогена сравнительно простым складчато-глыбовым деформациям. Местами внутренняя мегазона была надвинута на внешнюю, а затем одни ее участки испытали интенсивные дифференцированные поднятия амплитудой до 2—3 км, другие были вовлечены в не менее глубокие опускания и превратились в межгорные и внутренние впадины. К внутренней мегазоне Карпат и главным образом к зонам сочленения ее приподнятых и опущенных в неогене участков приурочен Закарпатский вулканический пояс.

Внешняя мегазона возникла на месте глубокого мел-палеогенового флишевого прогиба. На западе он продолжался в северную зону Альп, а на юго-востоке затухал у южного окончания Восточных Карпат, не продолжаясь (или вырождаясь) в Южных Карпатах. Этот прогиб замкнулся в конце олигоцена и в течение миоцена подвергался сильному сжатию, приведшему к формированию напряженной складчато-

надвиговой структуры, приобретающей по мере приближения к краю платформы отчетливую северную или восточную вергентность, осложненной серией чешуйчатых покровов и надвинутой на миоцен Предкарпатского прогиба. Горизонтальная амплитуда покровов достигает в Польше и Словакии нескольких десятков километров; здесь краевой прогиб оказался почти целиком погребенным под надвинутым соору-

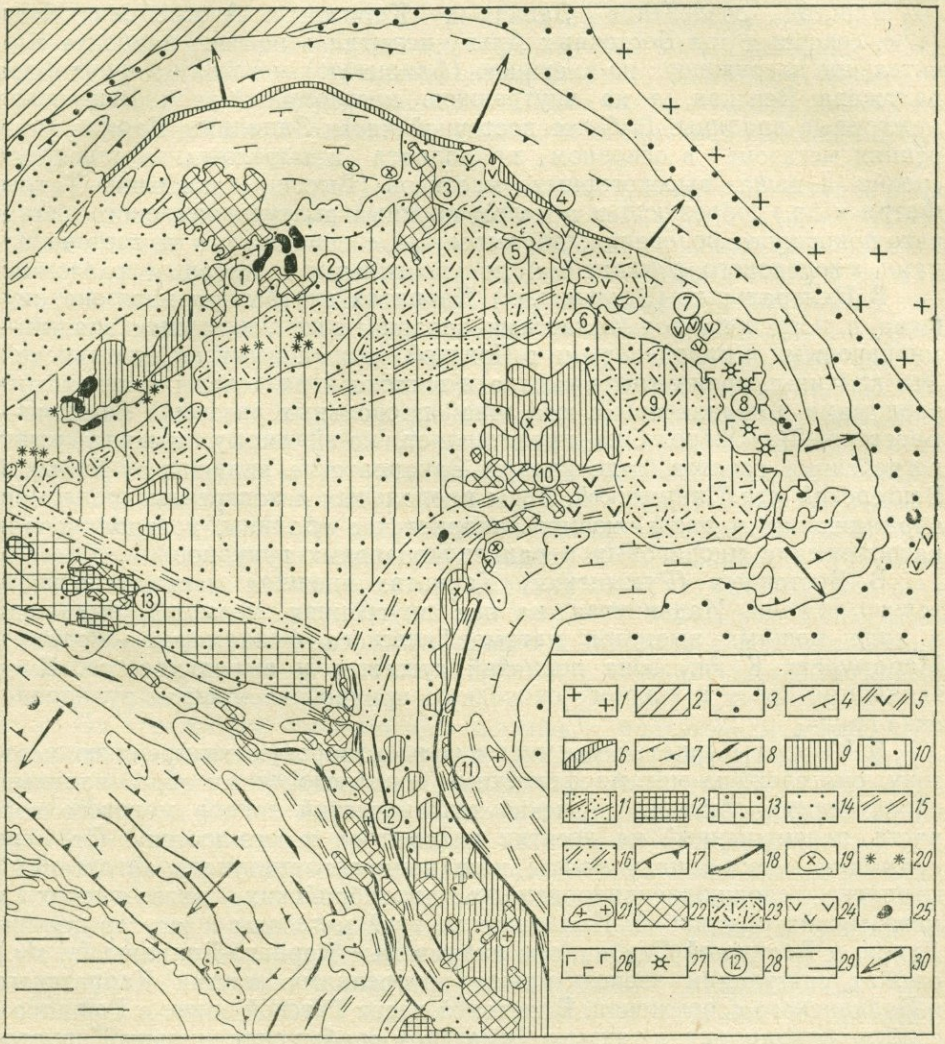


Рис. 13. Размещение проявлений кайнозойского магматизма в Карпато-Динарской провинции

*1* — дорифейская Восточно-Европейская платформа; *2* — эпипалеозойская платформа; *3* — альпийские краевые прогибы; *4* — внутренние мезозойские зоны Карпат; *5* — мезозойская эпигеосинклинальная (Мурешская) складчатая зона; *6* — зона «утесов»; *7* — внешняя предолигоценовая складчатая зона Карпат и Динарид; *8* — офиолитовая зона внутренних Динарид; *9* — Сербо-Македонский и Паннонский срединные массивы (выступы домезозойского основания); *10* — мезозойский и палеогеновый чехол и межгорные впадины на срединных массивах; *11* — погребенные мезозойские складчатые зоны на срединных массивах; *12* — внутренние массивы Динарид (выступы фундамента); *13* — межгорные впадины на внутренних массивах; *14* — внутренние и межгорные впадины на эпигеосинклинальном складчатом основании; *15* — внутренние эпигеосинклинальные складчатые зоны; *16* — то же, погребенные под отложениями межгорных впадин; *17* — надвиги и покровы; *18* — крупные разломы; *19* — ларамийские гранитоиды; *20* — эоценовые туфы; *21* — олигоцен-миоценовые гранитоиды; *22* — олигоцен-миоценовые (в Динаридах) и миоценовые (в Карпатах) андезито-дацитовые эффузивы; *23* — миоценовые липаритовые игнимбриты и туфы; *24* — плиоценовые андезиты и андезито-базальты; *25* — позднеплиоцен-четвертичные базальты; *26* — четвертичные андезиты; *27* — четвертичные вулканы; *28* — вулканические районы и области (районы: *1* — Словацко-Берженский, 2 — Матра-Бюккский, 3 — Прешов-Токайский, 4 — Выгорлат-Хустский, 5 — Береговский, 6 — Бая-Марский, 7 — Родненский, 8 — Кэлиман-Харгитский, 9 — Трансильванский; области: 10 — Апусеньская, 11 — Восточно-Сербская, 12 — Восточно-Динарская, 13 — Западно-Динарская); *29* — впадина Адриатического моря; *30* — направление перемещения масс при складчато-покровных дислокациях

жением Флишевых Карпат. Плиоцен-четвертичное воздымание во внешней зоне Карпат, как правило, не превышает 1—2 км. На некоторые ее участки были наложены межгорные или внутренние впадины. Роль границы между внешней и внутренней мегазонами в Западных и Центральных Карпатах принадлежит узкой, сложно построенной зоне карпатских утесов, представляющей выражение на поверхности крупнейшего глубинного тектонического шва.

Участок сочленения Западных Карпат и Австрийских Альп (т. е. северных зон Восточных Альп) испытал в неогене наиболее значительное погружение: на внешнюю (флишевую) мегазону Карпат была наложена Венская, а на внутреннюю мегазону — Малая Венгерская межгорные впадины. В более восточной части Западных Карпат внутренняя мегазона в основном приподнята и выражена в виде ряда средне- и даже высокогорных массивов (Высокие и Низкие Татры, Фатра и пр.), образующих в целом крупный выступ домелового складчато-покровного основания, обрамленный с запада, юга и востока зонами миоценового вулканизма, приуроченными к крупным разломам.

В Центральных (Украинских) Карпатах внутренняя мегазона опущена и погребена под молассами закарпатских межгорных впадин — миоценовыми и плиоценовыми в Чопской, миоценовыми в Солотвинской. Эти впадины ограничены с запада и востока и разделены поперечными разломами и ограничены с юга зоной продольных разломов Земплин—Берегово—Бая-Маре. Она представляет, по-видимому, цепочку узких погребенных горстов, отделяющую Закарпатские впадины от Большой Венгерской или Паннонской. Зоны продольных и поперечных разломов, обрамляющих и разделяющих Закарпатские впадины, контролировали расположение миоценовых и раннеплиоценовых вулканов.

В Восточных (Румынских) Карпатах внешняя мегазона относительно сужена. Надвинутая на нее внутренняя мегазона выражена в виде мощных выступов метаморфического фундамента — Родна и Марамуреш. К югу зона поднятий сужается и выклинивается. К ее западному борту и южному окончанию приурочена мощная вулканическая гряда.

В Южных Карпатах мы видим только широкую внутреннюю мегазону; она сложена метаморфическими допалеозойскими образованиями, образующими обширный Гетский тектонический покров мелового возраста, перемещенный на десятки километров к юго-востоку. По мере движения к юго-западу из-под него начинает выступать автохтонный комплекс, сложнодислоцированных докембрийских, палеозойских и мезозойских отложений. Продолжение этой мегазоны к югу от долины Дуная, в Восточной Сербии, так называемые Карпато-Балканы (s. str.) служат связующим звеном между внутренними зонами Карпатского и Балканского сооружения. В тыльной части Гетской зоны, в Решицком грабен-синклинории, а также в Тимокском грабен-синклинории Карпато-Балканид присутствуют позднемеловые вулканогенные толщи, сопутствуемые ларамийскими интрузиями банатитов.

В отличие от Карпатской геосинклинали, заложенной на герцинском складчатом основании, внутренняя часть Карпато-Динарского сегмента в основном обладает байкальским фундаментом. Эта область представляет, по-видимому, обширный срединный массив (Паннонский). В течение триаса и юры на значительных площадях этой области отлагались субплатформенные осадки, а в конце юры или в течение мела внутри нее были заложены несколько внутренних, полузамкнутых, кратковременно развивавшихся геосинклинальных и субгеосинклинальных прогибов восток-северо-восточного простирания. Наиболее крупный из них Мурешский прогиб возник в конце юры к северу от Гетской зоны Южных Карпат. Он вмещает офиолитовую формацию и вышележащие карбонатные и флишевые отложения, подвергшиеся в сеноне складча-

тости, сопровождаемой образованием надвигов и небольших покровов. Затем Мурешская складчатая зона и прилегающий к ней с севера участок Срединного массива (горы Апусени) были прорваны ларамийскими интрузиями банатитов, которые сопровождались комагматичными извержениями андезитов, дацитов и риолитов. Северо-западнее был заложен и к концу мела замкнулся Сольнок-Дебреценский флишевой прогиб, впоследствии погребенный под неогеном Большой Венгерской впадины. Не исключено, что Мурешский прогиб был связан с северной, Шумадийской ветвью внутренней, офиолитовой зоны Динарид, а Сольнок-Дебреценский — с флишевой зоной Карпат. Возможно, однако, что эти прогибы были изолированными. После отмирания внутренних прогибов разделенные ими жесткие глыбы вновь спаялись в единый срединный Паннонский массив.

В завершающую стадию собственно геосинклинального этапа развития Карпатской и Динарской систем, в палеогене, на отдельных участках Паннонского массива закладываются небольшие впадины и возникает несколько центров вулканической активности. Тектонические и вулканические процессы резко активизируются в миоцене. В результате мощных эксплозивных кислых извержений и интенсивных (до 1—1,5 км) вулкано-тектонических (?) опусканий, распространяющихся на все более обширные площади, к концу миоцена формируются обширные Большая Венгерская или Паннонская и Трансильванская межгорные молассовые впадины. Особенно глубокие опускания имели место в зоне простирающейся от среднего течения Тисы к району южнее оз. Балатон. В плиоцене (паннонском и левантинском веках) зоны наибольших погружений (до 2—3,5 км) перемещаются в юго-восточную часть Паннонской и Трансильванскую впадину, т. е. в области, приближенные к наиболее тектонически и вулканически активной в это время части Карпатской дуги. Вдоль юго-западной периферии Паннонского массива, вдоль границы с Динаридами и Альпами в плиоцене существовали изолированные впадины, частично наложившиеся на краевые части этих сооружений.

На территории Паннонского массива в палеогене и миоцене обособляется также ряд внутренних поднятий, воздымание которых усиливается в плиоцене. Это — поднятия Венгерского Среднегорья, гор Мечек и Западных гор Румынии, разделяющих Большую Венгерскую и Трансильванскую впадины. Наиболее интенсивное (до 1,5—1,8 км) дифференцированное воздымание, сопровождавшееся мощными вспышками вулканизма в миоцене и плиоцене, испытала южная часть Западных гор — горы Апусени, в состав которых вошел и мезозойский Мурешский синклинорий. Южные отрезки Карпатской и Динарской складчатых систем разделяет относительно раздробленная узкая (50 км) северная часть Сербо-Македонского массива. Недостаточно ясно, связан ли этот массив с Паннонским или их разделяют складчатые структуры гипотетического соединительного звена между Мурешским синклинорием и Шумадийской зоной Динарид. Паннонский массив характеризуется значительными положительными гравианомалиями (Буге и изостатическими). Тепловой поток здесь в 2—2,5 раза превышает нормальный.

Юго-западнее Паннонского массива простирается складчатое сооружение Динарид, сформированное на месте широкой альпийской геосинклинали. Последняя наследовала зону палеозойских погружений, по-видимому, не испытавшую интенсивность герцинского складкообразования. В Динаридах выделяются две основные мегазоны, из которых северо-восточная, внутренняя обычно несколько условно рассматривается как эвгеосинклинальная, а юго-западная, внешняя — как миогеосинклинальная. В разрезе Динарид (триас—палеоген) преобладают карбонатные и отчасти флишевые отложения, которым

в обеих мегазонах подчинена вулканогенная (диабаз-порфиритовая) формация триаса, а во внутренней также офиолитовая формация юрского возраста, вмещающая многочисленные тела гипербазитов. Они приурочены к двум зонам, служащим северным продолжением офиолитовых зон Мирдита и Вардарской. На границе Эгейского и Карпато-Динарского сегментов (на линии Скудар — Печь) зона Мирдита (как и более западные зоны Эллинид) испытывает резкий коленообразный изгиб, и в восточной части Внутренних Динарид обе офиолитовые зоны почти сливаются, а затем вновь расходятся, направляясь на запад-северо-запад (Боснийская офиолитовая зона) и на север-северо-запад (Шумадийская зона). В северо-западной части Динарид, в Словении, где юрский магматизм не проявился, разделение Внутренних и Внешних Динарид становится условным. Во Внутренних Динаридах первые поднятия и проявления складкообразования имели место в ранне- и позднемеловое время, но главные складчато-надвиговые деформации и поднятия относятся к предпозднеэоценовому времени. Во Внешних Динаридах погружения продолжались до конца эоцена, а основные складкообразовательные движения, сопровождавшиеся надвиганием масс к юго-западу по многочисленным пологим чешуйчатым надвигам и покровам с амплитудой горизонтального перемещения до нескольких десятков километров, до раннего олигоцена.

Начиная с позднего олигоцена на территории Динарид господствуют вертикальные движения — преимущественно поднятия умеренной амплитуды, сопровождаемые формированием гранитоидных интрузий и извержениями вулканитов андезито-дацитового состава в самых внутренних (северо-восточных) зонах (олигоцен—миоцен). На фоне преобладающих поднятий в течение орогенного этапа на теле Динарского складчатого сооружения возникает ряд небольших внутренних молассовых впадин. Во внутренних Динаридах они начали формироваться с позднего эоцена, во внешних — с олигоцена. Новая генерация внутригорных впадин возникает в обеих мегазонах в неогене. Одновременно в течение неогена подверглась раздроблению северная часть Сербо-Македонского массива и самая северная зона Западных Динарид, превратившиеся в Южную периферическую зону Паннонской впадины. Судя по строению ряда горстообразных «островных» выступов древних метаморфических пород в междуречье Савы и Дравы, в самой северной части Западных Динарид можно предполагать существование узкого внутреннего массива, отделенного от Паннонского массива шовной зоной, совпадающей с долиной р. Драва. В своей северо-западной части, в Словении Динарская система сильно суживается и переходит в южную миогеосинклинальную зону Восточных Альп. Граница этих сооружений является условной. К юго-западу от Динарид, отделяя их от сооружения Апеннин, простирается впадина Адриатического моря, продолжающаяся на север в Венецианскую низменность. Вместе с восточной частью Апеннинского полуострова —так называемой Апулийской плитой Адриатическая впадина представляет, по-видимому, область древней (байкальской?) консолидации с мощным почти горизонтально залегающим чехлом палеозойских (?) и мезо-кайнозойских отложений. Некоторые исследователи рассматривают Апулийско-Адриатическую плиту как узкий, но длинный выступ («шпору») Африканской платформы или, скорее, ее северной эпибайкальской периферической зоны, почти не переработанной альпийскими деформациями. По своему положению и конфигурации эта плита аналогична Мезийской. В рассматриваемом сегменте можно выделить вулканические субпровинции двух типов. К первому типу относится субпровинция Паннонского массива, характеризующаяся кислым игнимбритовым вулканизмом. Ко второму типу принадлежат субпровинции, приуроченные к внутренним зонам Карпатской и Динарской складчатых систем. Орогенный вулканизм этих суб-

провинций, преимущественно андезитовый, в основном контролировался глубинными швами, разделявшими поднимавшиеся складчатые сооружения внутренних впадин, наложенных на срединный массив.

**Паннонская субпровинция**

Эта субпровинция приурочена к Паннонскому срединному массиву, в основном к его северной части, прилегающей с юга к внутренним зонам Словацких (Западных) и Украинских Карпат (см. рис. 13). Первые проявления кайнозойского вулканизма в Паннонской субпровинции приходятся на поздний эоцен и следуют за складчато-покровными дислокациями во внутренних зонах Карпат, происходившими в средине мела и за замыканием Дебреценского субгеосинклинального прогиба внутри самого Паннонского массива в конце мела. Возобновившееся растяжение массива вызвало образование глубоких расколов, служивших подводящими каналами для магмы. Эоценовый вулканизм проявился в виде подводных эксплозивных извержений андезитовых туфов, образовавших прослои (до нескольких метров) среди верхнеэоценовых отложений. Туфы известны в юго-западной части гор Баконь, в Южной Венгрии и на севере Задунайской области, а также в горах Матра. Главные центры извержений находились где-то в Веленцейских горах, откуда пирокластический материал разносился во все стороны. Лавовых потоков не обнаружено, но известны небольшие андезитовые некки (Веленце). В западных и южных районах Задунайской области развиты преимущественно амфиболовые андезитовые туфы, а на севере и северо-востоке — биотитовые. Следы вулканической активности, выраженные в виде прослоев андезитовых и липаритовых туфов (Средне-Венгерские горы) и туфогенно-осадочных пород, известны и в олигоценовых, особенно в среднеолигоценовых отложениях. Центры их извержения неизвестны.

Гораздо более мощные извержения охватили Паннонский массив в миоцене. Особенностью миоценового вулканизма является преобладание среди вулканических пород липаритовых игнимбритов и туфов. В последние годы бурением выявлено очень широкое распространение миоценовых вулканогенных пород в пределах Тисенской и Задунайской равнин. Главная зона их развития тянется через Паннонский массив с северо-востока на юго-запад несколько южнее участков палеогеновых извержений от среднего течения Тисы, где она отличается наибольшей шириной, южнее Будапешта и оз. Балатон в сторону Загреба, постепенно сужаясь и распадаясь на отдельные изолированные ареалы. Небольшой вулканический район имеется в Малой Венгерской впадине южнее Братиславы. В разрезе миоцена выделяются три липаритовые толщи: 1) нижняя (гельветская), 2) средняя (тортонская) и 3) верхняя (раннесарматская) [215]. Наиболее древняя из них распространена в северной краевой зоне Паннонского массива (включая горы Матра и Бюкк) на площади около 6000 км$^2$ при мощности от 50 до 100 м (объем 600 км$^3$). Не исключено, что она начала образовываться еще в бурдигале [240].

Липаритовые игнимбриты раннего гельвета были обнаружены и в Юго-Западной Венгрии, южнее г. Шиофок, где они представлены биотит-плагиоклазовыми разностями, в отличие от плагиоклазовых липаритов северных районов. Наивысшей интенсивности игнимбритовый вулканизм достиг в тортонский век. Общая площадь распространения тортонских игнимбритов и туфов более 40 000 км$^2$, а объем — около 11 000 км$^3$. Наибольшие мощности (до 700 м) отмечены вдоль долины р. Тисы. Состав колеблется от кислых липаритов до дацитов при преобладании липарито-дацитов. Несколько менее мощные извержения липарито-дацитовых игнимбритов происходили в начале сарматского

века. Объем их более 9000 км³ [240]. Главный район извержений находился в Северо-Восточной Венгрии, где формировался крупный вулкано-тектонический грабен запад-юго-западного — восток-северо-восточного простирания. В центральной его части мощность раннесарматских игнимбритов достигает 600 м, а к ее краям быстро падает до первых сотен и даже нескольких десятков метров. Суммарная мощность миоценовых вулканитов в северо-восточной части Паннонского массива в среднем течении Тисы превышает 1,5 км, а на отдельных участках в центре, на юго-западе и северо-западе массива доходит до 0,5—1 км [205]. Общий объем миоценовых вулканитов в Паннонской субпровинции превышает 20 000 км³. Среди них шире всего распространены игнимбриты, приуроченные к центральным участкам районов извержений, но встречаются также игниспумиты (туфолавы) и рыхлые туфы, иногда пепловые, явно перенесенные по воздуху [215]. Местами в туфах хорошо заметна слоистость водного происхождения. Пачки рыхлых липаритовых туфов среди игнимбритов указывают на пульсационный характер извержений. Центры их, по-видимому, локализовались вдоль зон разломов в северо-восточной части Венгерской равнины, что доказывается увеличением размеров обломков в туфах и туфобрекчиях в пределах узких, но протяженных зон. По этим же разломам одновременно происходили блоковые опускания субстрата, вызванные разгрузкой близповерхностных очагов кислой анатектической магмы. Мощные миоценовые вулканогенные толщи залегают в ступенчатых грабенах, ограниченных сравнительно пологими (40—50°) сбросами, что свидетельствует о значительном общем растяжении вулканической области (рис. 14).

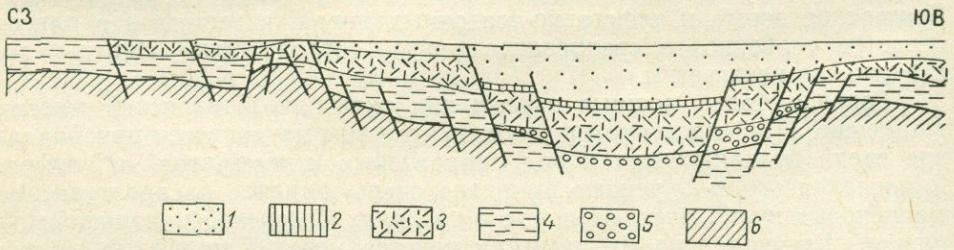



Рис. 14. Геологический профиль через южное подножие гор Бюкк до Мезёкерестиша. По Г. Чике (1961)

*1* — плиоцен; *2* — сармат; *3* — липаритовые игнимбриты и туфы верхнего и среднего миоцена; *4* — континентальные отложения нижнего миоцена; *5* — олигоцен; *6* — триас

В послесарматское время почти весь Паннонский срединный массив, за исключением отдельных островных поднятий, быстро погружается и вулканическая деятельность затухает. Ныне миоценовые вулканогенно-осадочные толщи почти повсеместно погребены под мощным чехлом верхнемиоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений.

С позднеорогенной стадией в Паннонской субпровинции связаны ничтожные (порядка 1 км³) проявления базальтового вулканизма в районе оз. Балатон. Вулканы приурочены к широкому и плоскому грабену между опущенными Кестхейскими и поднятыми Баконьскими горами. Их можно сгруппировать в три или четыре полуконцентрические зоны, располагающиеся вокруг наиболее древнего вулкана и постепенно омолаживающиеся к периферии [240]. Наиболее северная зона (горы Кабхедь и Агартете) представлена базальтовыми плато с подчиненными прослоями туфов. К югу и к западу от этого полукольца находятся мелкие базальтовые конусы высотой 340—370 м и отходящие от них небольшие потоки (Бадачонь, Сентдьёрдьхедь, Шомло и др.). Перед

их излиянием происходили довольно сильные эксплозивные извержения, в результате которых накопились агломератовые базальтовые туфы. Западнее находятся более молодые базальтовые вулканы группы Лашхедь, а южнее и северо-восточнее — самые юные конусы базальтов и жерловины, выполненные туфом (Тихань, Фоньед, Боллар, Сциглигет, Ситтке). Базальтовые извержения Балатона произошли не раньше плиоцена. Большинству базальтов свойственна обратная ориентировка вектора остаточного намагничивания, что исключает возможность четвертичного возраста и позволяет отнести их к позднему плиоцену (палеомагнитная эпоха Матуяма) или к более низким горизонтам плиоцена [240]. Наиболее молодые базальты намагничены нормально и, возможно, изливались уже в плейстоцене. Базальты представлены оливиновыми разностями. В породах самых поздних извержений увеличивается содержание щелочей. Наличие многочисленных ксенолитов и присутствие, наряду с базальтами, андезито-базальтов указывает на возможную ассимиляцию базальтовой магмой пород субстрата.

Таким образом, в Паннонской области в кайнозое намечается три эпохи вулканической активности, состоящие из нескольких фаз. Первая — позднепалеогеновая эпоха (позднеэоценовая и олигоценовая фазы) представлена относительно слабыми и локальными извержениями андезитовой и отчасти более кислой пирокластики. Эта эпоха в развитии Паннонского массива отвечает времени реконсолидации, наступившей после замыкания субгеосинклинальных прогибов, заложившихся на его теле в позднемезозойское время, а также времени складчато-покровных деформаций во внутренних зонах Динарид и Восточных Альп, но предшествует аналогичным деформациям во внешних зонах Западных и Восточных Карпат, Динарид и Альп. По своему положению в структуре и истории тектонического развития вулканизм этой эпохи напоминает эоценовый вулканизм Центрально-Иранского и Лутского массивов и может быть назван предорогенным. Вторая — миоценовая эпоха, выраженная грандиозными извержениями липаритовых и дацитовых туфов и игнимбритов (гельветская, тортонская, раннесарматская фазы) соответствует времени интенсивных складчато-покровных деформаций со смещением масс к северу, завершивших развитие флишевой геосинклинали Западных и Восточных Карпат. Это типичные проявления раннеорогенного вулканизма. Наконец, третья плиоценовая эпоха, отмеченная ничтожными извержениями базальтовых лав со слабой щелочной тенденцией, отвечает позднеорогенной стадии, т. е. стадии горообразования в Карпатах, Динаридах и Восточных Альпах (на восточной периферии которых происходили аналогичные извержения) и глубоких опусканий, захвативших большую часть Паннонского массива и ряд впадин, наложенных на обрамляющие ее складчатые сооружения.

### Карпатская субпровинция

Карпатская субпровинция пространственно связана с наиболее внутренними зонами складчато-покровных сооружений Карпатской дуги и представляет прерывистую полосу молодых вулканических образований, полукольцом огибающих Паннонский массив с севера, востока и юга. В Карпатской субпровинции можно выделить пять самостоятельных областей молодого вулканизма: 1) Западно-Закарпатскую, 2) Центрально-Закарпатскую, 3) Восточно-Закарпатскую, 4) Южно-Закарпатскую, 5) Восточно-Сербскую. Все эти области расположены почти исключительно в пределах внутренней мегазоны мезозойской складчатости и приближенно соответствуют сегментам, на которые подразделяется сооружение Карпат.

**Западно-Закарпатская (Словацко-Северовенгерская) область** занимает западную, южную и восточную периферию мезозойского складчато-покровного сооружения Словацких Карпат.

Словацко-Берженский район. В южной части Словакии располагается огромный (70×90 км) массив молодых вулканических пород, представленный Кремницкими, Штявницкими и Крупинскими горами. Непосредственным продолжением Словацкого нагорья к югу на территории Венгрии является меридиональная гряда Бержень—Дуназуг, отделенная от него долиной р. Ипель. Положение Словацкого вулканического массива и его эруптивных центров контролируется меридиональными и широтными разрывными нарушениями [208], хорошо выраженными в структуре основания вулканического массива. Подвижки по ним неоднократно возобновлялись в течение неогена. С меридиональными разрывами связаны также вулканы Бержень—Дуназугской гряды. Словацко-Берженьский район в целом представляет ряд крупных, слившихся полигенных стратовулканов. Центры извержений перемещались во времени с запада на восток. Вулканическая деятельность тесно связана с фазами усиления тектонических движений в Западных Карпатах, которым соответствуют хорошо выраженные, обособленные горизонты эффузивных пород.

В Словакии вулканическая деятельность началась, по-видимому, в раннем бурдигале, а в Бержене и Дуназуге — в гельветском веке. Продукты первых извержений повсеместно обладали наиболее кислым составом — липаритовым, липарито-дацитовым и дацитовым. В дальнейшем эволюция расплава шла в антидромной последовательности. Наиболее мощные извержения происходили в тортоне и сармате. Устанавливается три или четыре фазы извержений, в каждой из которых кислые вулканиты (липаритовые), как правило, предшествуют более основным (андезитовым). Нижне- и среднетортонские вулканические образования сильно размыты. Крупных вулканов в это время, по-видимому, не существовало, а формировались субвулканические массивы (лакколиты) пироксен-амфиболовых андезитов, приуроченные к разломам северо-западного — юго-восточного простирания. В конце среднего и в позднем тортоне функционировали крупные стратовулканы, достигавшие 3 км в высоту и 20—30 км в диаметре, сливавшиеся своими основаниями. На некоторых стратовулканах, сложенных преимущественно туфобрекчиями и туфами пироксеновых андезитов, образовывались кальдеры, вокруг которых располагались небольшие экструзивные массивы роговообманковых и биотитовых андезитов и липаритов. Формировались также гипабиссальные интрузии диоритов и гранодиоритов. Новая вспышка вулканической активности произошла в сарматском веке. Во внутренней части Словацкого нагорья вокруг более древних кальдер возникли стратовулканы, сложенные пирокластами и лавами пироксеновых андезитов. Возможно, что потоки стекловатых андезитов у г. Банска-Штявницы также относятся к позднему миоцену. В конце сармата произошло общее поднятие фундамента вулканического нагорья, сопровождавшееся небольшими экструзиями липаритов севернее г. Банска-Штявницы, в районе Нова-Бани, связанными с меридиональными разломами. В целом вулканическая деятельность в миоцене носила преимущественно эксплозивный характер (индекс эксплозивности 90) [208]. Кислые продукты, в противоположность Паннонской субпровинции, резко подчинены андезитам, не превышая 15—20% общего объема вулканитов.

В Бержень-Дуназугской гряде максимум извержений приходится на тортонский век, но последние эксплозии пемзы имели место в раннем сармате. Как и в Словакии, здесь преобладают эксплозивные извержения. Липариты отсутствуют, а дациты и андезито-дациты встречаются в небольших количествах. Бержень-Дуназугская гряда состоит из ряда

моногенных вулканов центрального типа, но в ее северной половине встречаются и стратовулканы [216]. Характерной особенностью вулканитов Дуназуга и Берженя является обилие ксенолитов кристаллических пород, свидетельствующие о неглубоком залегании фундамента. Петрохимически миоценовые вулканические породы Словацко-Берженьского района относятся к известково-щелочной серии. После длительного перерыва слабая вулканическая активность возобновилась в конце плиоцена и в начале плейстоцена. Извержения исходили близ Нова-Бани, Банска-Штявницы и Эволена в Центрально-Словацком нагорье. Среди продуктов извержений преобладают базальтовые лавы, а пирокласты развиты—в ничтожном количестве.

Матра-Бюккский район. Восточнее гряды Бержень-Дуназуг протягивается субширотная цепь возвышенностей высотой до 1 км — Черхат, Матра и Бюкк, сложенных вулканическими породами. В миоцене на их месте располагалась цепь крупных вулканических массивов, по-видимому, сливавшихся в единый вулканический хребет. Последовательность извержений и характер эволюции вулканического материала в горах Черхат и Матра сходны и несколько отличаются в горах Бюкк. Наиболее древние нижнебурдигальские вулканиты представлены толщей плагиолипаритовых туфов и игнимбритов мощностью до 100 м. После периода покоя в среднем и позднем бурдигале, во время которого накапливались бурые угли, в раннем гельвете возобновилась эксплозивная деятельность (Западная Матра). Происходили выбросы андезитовых туфов, а вблизи центров извержений накапливались лапиллиевые туфы и туфобрекчии. В позднегельветское время сформировались стратовулканы андезитового состава, с большим количеством лавовых потоков. В конце гельветского или начале тортонского века произошли эксплозивные извержения, давшие горизонт липаритовых туфов (45—50 м), обнажающийся в Северной Матре и в горах Бюкк.

Основная масса эффузивных пород в горах Матра и Черхат относится к тортону и образует сложно построенную толщу до 600—700 м мощностью. Подавляющая часть пород представлена андезитовыми лавами. Туфы, туфобрекчии, агломераты находятся в явно подчиненном количестве, что отличает эту область от районов Дуназуг и Бержень. Горы Матра и Черхат образованы несколькими крупными «спаявшимися» в единое целое стратовулканами, на склонах которых возникли мелкие моногенные лавовые вулканчики, дававшие потоки андезитов. Одновременно с извержениями формировались субвулканические тела типа лакколитов, силлов и даек, ныне обнаженные на высотах от 350 до 700 м. По-видимому, в заключительную фазу тортонского вулканизма образовались небольшие вулканчики, сложенные калиевыми трахитами (Кекеш). В пределах этих же районов известны так называемые «верхние липаритовые туфы» раннесарматского возраста, вероятно связанные с последней фазой миоценовых извержений в Паннонской субпровинции. Однако, возможно, что в Южной Матре существовали и самостоятельные эксплозивные центры.

Вулканизм гор Бюкк, в общем, близок к описанному выше, однако тортонские андезитовые эффузивы обладают здесь значительно меньшим объемом. Несомненно также, что большая часть андезитов была размыта и ныне обнаруживается лишь в переотложенном виде в толще сарматских отложений в долине Шайо в западной части гор Бюкк. Широко развиты здесь сарматские липаритовые туфы, реже игнимбриты, являющиеся краевыми фациями мощных липаритовых толщ Паннонской области.

После длительного перерыва в позднем плиоцене происходит новая вспышка вулканизма по своему характеру резко отличного от предшествующего. Районы его проявления значительно сместились к северу, в сторону флишевых Западных Карпат. Он проявился на крайнем

севере Венгрии в окрестностях г. Шалготарьян, в Ноградском районе, а также в соседних южных районах Словакии — вблизи с. Филяково и в пределах Церовской возвышенности [212]. Наиболее мощные извержения базальтов имели место в районе Филяково, где образовались потоки, покровы, купола и субвулканические тела. Основные пирокласты резко подчинены лавам, а более кислые породы составляют не более 1% [216]. Среди базальтов преобладают щелочные оливиновые разности с суммой щелочей до 7—8%. По-видимому, исходной для них являлась магма такого же состава, незначительно ассимилировавшая гранитно-метаморфические породы верхних горизонтов коры.

Прешов-Токайский район. Меридиональная вулканическая гряда Токайских и Прешовских гор протягивается северо-восточнее вулканических массивов Черхат, Матра и Бюкк поперек простирания Карпатской субпровинции. Миоценовые вулканиты «насажены» на разновозрастный фундамент, относительно приподнятый на севере и погруженный до 2 км на юге.

Наиболее древние вулканические образования Прешов-Токайского района, представленные липарито-дацитовыми игнимбритами и туфами раннего тортона, являются «отголоском» мощных эксплозивных извержений в Средне-Тисенском субширотном грабене. Вулкано-тектонические (?) опускания, охватившие южный Токай в средине тортонского века, вызвали трансгрессию моря. В начале позднего тортона вулканическая деятельность происходила либо на островах, либо в условиях мелкого моря. В это время накапливались липаритовые и липарито-дацитовые туфы (до 100 м), кое-где сменяющиеся игнимбритами. Нередко они переслаиваются с осадочными породами, например в районе гор Шаторляухей. Предполагается, что часть липаритовых туфов, вероятно, принесена с севера, из района Земплинского выступа. Однако другие туфы и липаритовые игнимбриты имеют местное происхождение. В ходе более поздней фазы извержений в конце позднего тортона формировались дацитовые и андезитовые субвулканы и стратовулканы и возник вулканический хребет, возвышавшийся над уровнем моря.

В раннем сармате начались новые, самые мощные извержения, в результате которых была создана меридиональная вулканическая гряда, сложенная лаво-пирокластическими образованиями мощностью более 0,8 км. В начале этой фазы накопилась толща лав и пирокластолитов гиперстен-авгитовых андезитов, причем раньше всего из аппаратов центрального типа изливались лавы. Затем местами последовали извержения калиевых трахитов. В дальнейшем преобладали эксплозивные извержения липаритовых и дацитовых туфов, местами игнимбритов. В раннем сармате формировались также липаритовые экструзивные купола с небольшими лавовыми потоками, а также субвулканические массивы. 2/3 объема вулканических пород сарматского яруса составляют пироксеновые андезиты.

В позднем сармате вулканическая деятельность резко сократилась. Ее следами являются переотложенные липаритовые туфы и липаритовые брекчии, по-видимому, представляющие отложения раскаленных лавин, обрушивавшихся со склонов растущих экструзивных куполов. Прослои вулканического материала, вероятно извергавшегося в Прешов-Токайской гряде, известны и в нижнепаннонских терригенных молассовых отложениях с пропластками лигнитов. К северу от Прешов-Токайской гряды на территории Польши в пределах шовной зоны утесов, разделявшей внутреннюю и внешнюю мегазоны Карпат, известны многочисленные дайки и некки андезитов. Скорее всего, это корни вулканов, ныне уничтоженных эрозией.

Таким образом, для всей Западно-Закарпатской области характерна мощная вулканическая деятельность миоценового времени. Эта эпоха отвечает раннеорогенной стадии развития Карпат, т. е. складчато-

покровных деформаций Флишевых Карпат и сводово-глыбовых движений в мезозойском Словацком массиве. Выделяются три главные фазы раннеорогенных извержений: первая относится к позднебурдигальскому и гельветскому времени и характеризуется преимущественно кислым вулканизмом, вторая, наиболее мощная, отвечает тортонскому веку, третья приходится на сарматский век. В целом вулканизм мигрирует к востоку и в панноне проявляется лишь в Прешов-Токайском районе. Для Западно-Закарпатской области характерно широкое развитие андезитов при подчиненной роли других пород. Особенно заметно преобладание андезитов в Словацко-Берженьском районе, в Матра-Бюккском и южной части Прешов-Токайского района чувствуется влияние липаритового игнимбритового вулканизма соседней Паннонской субпровинции. Среди вулканических аппаратов преобладают стратовулканы, сложенные преимущественно туфами и туфобрекчиями. Характерно присутствие крупных стратовулканов, осложненных множеством мелких побочных вулканов. Стратовулканы сливаются основаниями, образуя обширные вулканические массивы, с чрезвычайно сложным разрезом. Как правило, вулканы контролируются узлами пересечения разломов широтного общекарпатского меридионального и поперечного простирания. Широким развитием пользуются разнообразные субвулканические тела. Эксплозивный индекс высок (более 75), но уменьшается в более молодых вулканических комплексах. Основная масса вулканитов обладает типично известково-щелочным характером. Позднеорогенный вулканизм проявился в северной части Западно-Закарпатской области в виде незначительных излияний базальтовых лав.

**Центрально-Закарпатская вулканическая область** находится в тыловой части центрального отрезка дуги складчатого сооружения Карпат. Особенности положения этой области заключаются в том, что в пределах центрального сегмента Карпат внутренняя зона, по-видимому, погребена под миоценовыми отложениями Закарпатских впадин. Вулканические образования этой области вплотную примыкают к внешней флишевой зоне и контролируются в основном двумя продольными (общекарпатского простирания) разломами. Северный разлом связан с зоной утесов, разделяющей складчатые сооружения Флишевых Карпат и Закарпатские наложенные впадины. Вторая, более южная Чоп—Берегово—Бая-Марская зона разломов отделяет Закарпатские впадины от Паннонской впадины, наложенной на одноименный массив. Важную роль в локализации вулканизма играют и поперечные разломы, например Хустский; параллельный разломам Прешов-Токайского района. Вулканизм в Центрально-Закарпатской области проявлялся в течение раннеорогенной и позднеорогенной стадий. В пределах этой области можно выделить несколько вулканических районов, которые хотя и смыкаются друг с другом, но отличаются временем извержений и их характером и составом вулканитов. На юге выделяется Береговский район — вулканическая гряда, сформированная в миоцене и ныне в значительной мере погребенная под плиоценовыми молассами. Она протягивается от Земплинского выступа палеозойских пород в Чехословакии через Чоп, Бегань и Берегово в Румынию. На ее юго-восточном продолжении располагается Бая-Марский район молодого вулканизма, извержения в котором приходятся как на миоцен, так и на ранний плиоцен. На севере он ограничен бортом Солотвинской впадины, на западе хр. Оаш, а на востоке включает вулканические хребты Гутэй и Лепуш. Севернее располагается Выгорлат-Хустский район — плиоценовая вулканическая гряда, протягивающаяся от горы Выгорлат (в Словакии) до долины Тисы. На востоке она резко изгибается к югу, образуя поперечное «колено» (хр. Великий Шоллес), напоминающее в миниатюре Прешов-Токайскую гряду, в которую упираются на западе продольные Береговская и Выгорлат-Хустская гряды.

История вулканической деятельности, состав вулканитов и характер извержений Центрально-Закарпатской области хорошо изучены советскими, чехословацкими, венгерскими и румынскими геологами. За последние 10 лет равнинные участки Чопской и Солотвинской впадин и прилегающих вулканических гряд были детально разбурены, исследованы геофизическими методами и покрыты крупномасштабной съемкой. Некоторые детали истории вулканизма остаются однако еще недостаточно ясными. Большой вклад в изучение неогенового вулканизма Центрально-Закарпатской области внесли советские исследователи (И. Ф. Трусова, В. Е. Соболев, В. М. Мерлич, С. И. Спитковская, В. П. Костюк, М. Ю. Фишкин, Л. Г. Данилович, Е. Ф. Малеев и др.).

Береговский и Бая-Марский районы. В южных районах области вулканическая деятельность широко проявилась в миоцене. Она фиксируется пачками и толщами липаритовых, липарито-дацитовых и дацитовых туфов, залегающих среди морских и лагунных молассовых отложений. В Солотвинской впадине мощность горизонтов кислых туфов достигает 0,6—0,7 км (новоселицкая, тереблинская и солотвинская свиты). Возраст упомянутых свит определялся как бурдигальский и гельветский, но в последнее время появилось мнение об их принадлежности к раннему и позднему тортону. Центры эксплозивных извержений, поставлявшие кислый пирокластический материал, скорее всего располагались вдоль зон разломов, протягивавшихся от Земплина к Берегову и далее к юго-востоку, в пределы южной части хр. Гутэй. Благодаря сильным эксплозиям, тонкий пирокластический материал распространялся на значительную площадь, частично переотлагаясь.

В позднетортонское время в зоне Береговской гряды происходили выбросы андезитовых туфов и формировались экструзивные купола липаритов (М. Ю. Фишкин, 1954 г.). Юго-восточнее, на территории Румынии, около г. Орашул-Ноу обнажаются липаритовые туфы и такие же экструзивные массивы липаритов и перлитов. По данным бурения, тортонские кислые туфы обнаружены также в Восточной Словакии — в районе Земплина и Чопа [233]. Мощность кислых пирокластических пород, предположительно связанных с вулканическими центрами, приуроченными к зоне разломов Земплин — Берегово — Бая-Маре, составляет около 0,2—0,3 км на северо-западе и 0,6—0,8 км на юго-востоке [123]. Извержения в этой зоне возобновились в раннем сармате. Функционировали стратовулканы, в строении которых участвуют лавовые потоки, агломераты и туфы. В составе их преобладали андезиты; кислые породы известны лишь западнее Чопа и в районе Берегово.

К сарматскому ярусу относится сложный и довольно мощный комплекс вулканических образований, обнажающийся по южной окраине хр. Гутэй, в окрестностях г. Бая-Маре и восточнее, в районе хр. Циблеш. Вулканогенные толщи залегают на довольно расчлененном рельефе (с амплитудой в несколько сотен метров), выработанном во флишевых отложениях палеоцена и эоцена. Извержения начались с излияний пироксеновых андезитов, сменившихся более основными андезитами Сеинь, распространенными на большой площади. Их раннесарматский возраст точно датируется прослоями осадочных пород с фауной. Андезиты Сеинь прорываются в долинах Бэицы, Ильбы и в районе Бая-Сприе дайками и некками липаритов. После некоторого перерыва произошли довольно сильные извержения дацитовой магмы, создавшие экструзивные массивы, небольшие лавовые потоки и агломератовые толщи (комплексы дацитов, Лимпедеа, Шинделеу, Улмоаса и др.). Возможно, они образовались почти одновременно в раннесарматское время. В результате интенсивной поствулканической деятельности в сарматском веке толщи вулканических пород подверглись значительным изменениям (окварцеванию, пропилитизации, адуляризации и т. д.). В связи с гидротермальными процессами сформировались месторожде-

ния золота и полиметаллов, приуроченные к южной части хребтов Гутэй и Циблеш. По новейшим данным, под вулканогенными толщами последних прослеживается хорошо выраженная во флишевом субстрате зона поднятий, с разломами которой связаны центры извержений и рудные месторождения. Она является юго-восточным продолжением горстовой зоны Земплин—Берегово и характеризуется сходной металлогенией.

Последняя вспышка вулканической активности, отвечающая паннонскому времени, проявилась лишь в юго-восточной части южной зоны в хребтах Оаш, Гутэй и Циблеш. Вулканические породы этой фазы характеризуются преимущественно андезитовым составом. Возникли крупные стратовулканы, спаявшиеся в районе хр. Гутэй в сложно построенную толщу туфобрекчий, туфов, агломератов, лав и т. д. мощностью до 0,8—1 км с еще недостаточно выясненной стратиграфической последовательностью. По-видимому, сперва произошли извержения кварцевых андезитов, сменившиеся роговообманково-пироксеновыми андезитами. Наибольшим распространением пользуются андезито-базальты, мощной броней перекрывшие все более древние породы. Местами выявляются разрушенные вулканические постройки. Несколько позднее, в очень незначительных количествах извергались роговообманковые андезиты, биотитовые андезиты. В районе хр. Оаш формировались близповерхностные интрузии гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров. В районе Черцы андезиты прорываются более молодыми дацитами, которые в свою очередь перекрываются андезитами. На границе Выгорлат-Хустского и Бая-Марского районов, на левобережье Тисы близ. с. Вышково в пределах хр. Оаш, широко распространены мелкие гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, габбро-порфиритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, микрогранодиоритов и т. д. Одни геологи относят их к субвулканическим образованиям, тесно связанным с эффузивным комплексом [63], и считают позднеплиоценовыми [69]. Другие выделяют гипабиссальные интрузии в самостоятельный, более древний комплекс, чем эффузивы, связывая с последним лишь субвулканические тела [74]. В последней трактовке возраст интрузий определяется как ранний сармат—паннон, что, по-видимому, более правильно. Такие же интрузии есть и в Выгорлат-Хустском районе, в районе Перечина, на границе с Чехословакией. Во всех этих интрузиях наблюдается четкая гомодромная последовательность внедрений от габбро-диабазов до лейкократовых пород. Абсолютный возраст этих интрузий оценивается в интервале от 19 до 6 млн. лет. Таким образом, в результате длительных извержений в тортоне, сармате вдоль южной системы разломов, ограничивающих относительно узкую горстовую зону, сформировалась вулканическая гряда, состоящая из стратовулканов, моногенных лавовых и туфовых конусов экструзивных массивов и т. д. Эволюция магмы в целом имела антидромный характер, так как извержения повсеместно начались с кислых продуктов. В плиоцене в Береговском районе вулканизм прекращается, Солотвинская впадина отмирает и причленяется к сооружению Карпат. Береговская вулканическая гряда и Чоп-Мукачевская впадина испытывают погружение, превращаясь в краевую северо-восточную часть Паннонской впадины.

Однако восточнее, в Бая-Марском районе, извержения возобновились в раннем плиоцене. Сперва формировались многочисленные стратовулканы, а в дальнейшем преимущественно лавовые, извергавшие большие массы андезитов. С паннонскими вулканическими образованиями почти не связано месторождение полезных ископаемых, за исключением слабого золотого оруденения в районе Ильбы.

В позднеорогенную стадию вулканизм в Центрально-Закарпатской области сместился ближе к Карпатам.

Выгорлат-Хустский район. В раннем плиоцене в зоне со-

членения Чопской впадины с воздымающимся сооружением Флишевых Карпат, возникает более молодая Выгорлат-Хустская вулканическая гряда. Коленчатый изгиб этой гряды связан с приуроченностью двух ее звеньев к продольной шовной зоне утесов и к поперечному Хустскому разлому. В Словакии находится Выгорлатский массив; восточнее, в пределах СССР, вулканический хребет протягивается от Ужгорода до горы Бужора. Меридиональный отрезок гряды — хр. Великий Шоллес разделяет Чопскую и Солотвинскую впадины Закарпатского прогиба. Выгорлат-Хустская гряда состоит из ряда сложных полигенных стратовулканов, слившихся между собой и сопровождаемых множеством мелких вулканов — сателлитов, экструзивных куполов и местами трубок взрыва. Развитие отдельных крупных вулканов шло несколько различными путями, и между слагающими их приблизительно одновозрастными толщами нет полного сходства. Цепь вулканов в изобилии поставляла свежий и переотложенный вулканический материал в расположенные к юго-западу от нее мелководные озерные котловины, которые оказались выполненными сложным, полифациальным комплексом вулканогенно-осадочных образований (рис. 15). Их увязка с эффузив-

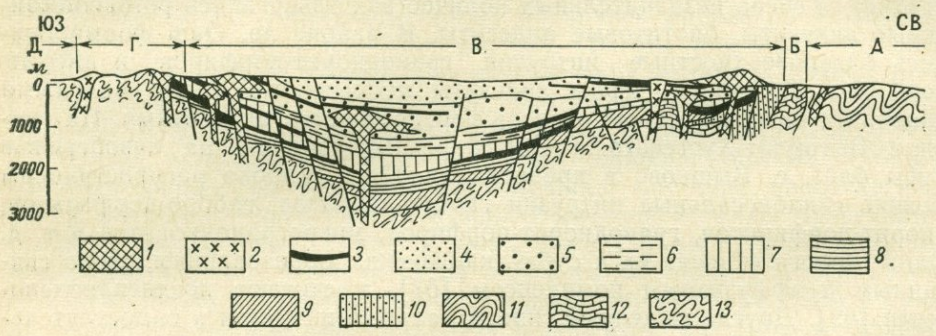



Рис. 15. Поперечный разрез через Закарпатскую впадину и смежные территории (Словакия), По И. Славику и др. (А — флиш, Б — зона утесов, В — Закарпатская впадина, Г — поднятие Земплин—Берегово, Д — Паннонский массив)

*1* — липариты; *2* — андезиты; *3* — липаритовые игнимбриты и туфы; *4* — плиоцен; *5* — сармат; *6* и *7* — верхний тортон; *8* — нижний тортон; *9* — верхний гельвет; *10* — палеоцен и эоцен; *11* — палеогеновый флиш; *12* — триас—мел (известняки); *13* — палеозой, частично нижний триас

ными толщами гряды представляет большие трудности вследствие петрографического однообразия эффузивов, невыдержанности литологического состава и бедности осадочных образований Чопской впадины органическими остатками. Слагающие Выгорлат-Хустскую гряду вулканы сформировались в результате многоактных извержений преимущественно андезито-базальтовых и андезитовых лав, туфов и туфобрекчий.

Пример двух наиболее крупных вулканов Синяк и Борлиов-Дил показывает, что они образовались, по крайней мере, в три основных периода [62]. В первый период происходили извержения андезито-базальтовых и андезитовых лав и мощные выбросы пирокластического материала (матековский комплекс). Эти образования перекрыли довольно расчлененный рельеф, в понижениях которого накапливались озерные осадки с теплолюбивой флорой. Второй период начался с незначительных извержений липаритовых и липарито-дацитовых туфов, сопровождавшихся экструзиями кислой магмы, которые сменились мощным андезитовым вулканизмом (синякский комплекс). Третий период ознаменовался новыми излияниями андезитов, покрывших пологие склоны стратовулканов (обавский комплекс). Каждая крупная фаза извержений сопровождалась экструзиями, внедрением субвулканических тел и формированием трубок взрыва (с. Оленево), с кото-

рыми, как и с жерловинами, связана ртутная минерализация [73]. Крупные стратовулканы окружались большим числом более мелких. Характерной особенностью гряды является множественность и «блуждание» центров извержений. Когда одни каналы закупоривались, рядом возникали новые. Это указывает, по-видимому, на раздробленность и проницаемость фундамента. В районе поперечного хр. Великий Шоллес, так же как и по периферии вулкана Синяк (села Феделешевцы, Ильковицы), андезитовые вулканические массивы прорываются несколькими экструзиями липаритов, хорошо выделяющимися в рельефе [34]. В Выгорлат-Хустской гряде встречаются также купола выжимания и небольшие субвулканические тела базальтов, обладающие, как правило, прекрасной столбчатой отдельностью. В ходе вулканического процесса пирокластические породы почти исчезают из разреза и начинают преобладать покровы и потоки андезито-базальтовых и андезитовых лав. Во время периодов покоя, перемежавшихся с периодами вулканической активности, происходит размыв вулканических построек; более молодые вулканические комплексы залегают на довольно расчлененном рельефе, выработанном в древних вулканогенных образованиях.

Возраст вулканогенных толщ Выгорлат-Гутинской гряды определяли по-разному — от позднего миоцена до раннего плейстоцена [38, 63, 69, 74, 117, 127]. В последнее время господствовал взгляд о принадлежности всех или большей части вулканогенных образований указанного отрезка Выгорлат-Хустской гряды к позднему плиоцену и частично к четвертичному периоду [69]. Однако в действительности они гораздо древнее [61] и относятся к среднему или верхам раннего плиоцена. Большинство исследователей принимает одновозрастность эффузивных пород Выгорлат-Хустской гряды с вулканогенно-осадочными отложениями ильницкой свиты Чопской впадины. Исходя из ее залегания выше паннона, ее относили к «левантину» и обычно датировали как позднеплиоценовую [21]. Однако в Дунайской области «левантин» отвечает не только позднему, но и среднему плиоцену (киммерию), а паннон — верхам миоцена и раннему плиоцену (понту черноморской схемы). Следовательно, нижний предел возраста надпаннонских образований Закарпатья, в том числе ильницкой свиты и одновозрастных ей вулканических толщ Выгорлат-Хустской гряды, должен быть понижен до среднего плиоцена или до верхов понта. Среди остракод ильницкой свиты, представленных пресноводным комплексом, нет форм, сходных с позднеплиоценовыми остракодами Понто-Каспийской области. Остатки флоры, обнаруженные в низах вулканогенной толщи Выгорлат-Хустской гряды, так же как и спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствуют о ее киммерийском возрасте [122]. Палеомагнитные измерения показали нормальную ориентировку вектора остаточного намагничивания почти всего разреза, и только в его верхах появляются неустойчивые в магнитном отношении образцы. Тем самым исключается возможность отнесения подавляющей части вулканитов Выгорлат-Хустской гряды к позднему плиоцену. Результаты определений абсолютного возраста вулканических пород этой гряды [17] указывают на ранний плиоцен. Самые молодые среди них андезиты и андезито-базальты характеризуются цифрами 10—9,5±0,5 млн. лет.

Таким образом, в Береговском районе вулканизм проявился в миоцене, в Бая-Марском как в миоцене, так и в раннем плиоцене, а Выгорлат-Хустский район явился ареной мощного вулканизма в раннем и среднем плиоцене. В двух первых районах состав миоценовых вулканитов более кислый, а в раннеплиоценовых — более основной в районе Бая-Маре. В последнем районе преобладают вулканиты андезитового и андезито-базальтового состава (гиперстеновые разности), а на долю кислых продуктов приходится ничтожный объем (2—4%). Во всех

районах индекс эксплозивности резко уменьшается во времени, но в целом в Береговском районе (в среднем 98) он выше по сравнению с Бая-Марским (в среднем 80) и особенно с Выгорлат-Хустским (в среднем 75) [69]. Среди вулканических построек преобладают сложные стратовулканы с множеством более мелких вулканов-сателлитов. Широко развиты субвулканические тела и местами гипабиссальные интрузии. Формирование вулканических гряд происходило одновременно с погружением соседних районов, примыкавших к ним с севера и юга (в миоцене) или только с юга (в плиоцене), в которых накапливались мощные туфогенно-осадочные толщи. Все вулканогенные образования относятся к нормальному известково-щелочному ряду пород и характеризуются повышенным содержанием глинозема и несколько пониженным — щелочей. Со временем намечается слабое увеличение общей щелочности.

**Восточно-Закарпатская область** располагается в тылу восточного отрезка складчатого сооружения Карпат, от района Родны до Брашова. В ее пределах можно выделить три вулканических района.

Родненский район. Между Бая-Марским и Кэлиман-Харгитским вулканическими районами располагается приподнятая зона кристаллического массива Родна и гор Лэпуш и Быргэу протяженностью 70—80 км. В этом районе распространены многочисленные субвулканические тела, представленные силлами, дайками, штоками, лакколитами, куполами и т. д. Часть их, несомненно, служила подводящими каналами неогеновых вулканов, ныне полностью уничтоженных эрозией. Преобладают штоки и некки, сложенные пироксеновыми и амфиболовыми андезитами. Местами наблюдается переход андезитов в более глубинные разности — диорит-порфириты или микродиориты [107]. В горах Быргэу, в массиве Родна и в горах Марамуреш встречаются дациты, слагающие небольшие дайки и некки, но по объему они резко уступают андезитам. Обилие субвулканических тел позволяет предполагать довольно мощные извержения, происходившие, вероятно, в позднем миоцене, раннем и среднем плиоцене.

Кэлиман-Харгитский район. Вдоль восточного края Трансильванской впадины, отделяя ее от Восточных Карпат, располагается мощный вулканический хребет, протянувшийся в меридиональном направлении более чем на 150 км при максимальной ширине до 40—45 км (см. рис. 13). Его северная часть называется горами Кэлиман, средняя — Гургиу, а южная — Харгита. Размещение центров извержений контролируется разломами меридионального и некоторых других направлений. С их сочленением связаны коленчатые изгибы вулканической гряды. Вулканиты перекрывают различные тектонические зоны субстрата (массив Родна, южное окончание Мармарошского массива) и наискось пересекают внутреннюю флишевую зону Восточных Карпат. Между вулканической грядой и сооружением Карпат возник ряд узких впадин, выполненных плиоценовыми отложениями, например в верховьях Муреша. Одна зона субширотных разрывов намечается в горах Кэлиман, севернее верховий Муреша, вторая — в горах Гургиу и третья, наименее отчетливая, в северной части Харгиты.

Вопрос о начале вулканической деятельности остается неясным. Первые незначительные извержения, возможно, происходили в сарматском веке, о чем свидетельствуют прослои дацитовых туфов у северо-восточного подножия гор Кэлиман около Драгоясы, предположительно отнесенные к сармату [158]. Однако есть мнение и о более молодом плиоценовом возрасте этих туфов. Вместе с тем для некоторых кислых туфов, обнажающихся вблизи гряды, предполагается даже тортонский возраст [226].

В основании гряды располагается вулканогенно-осадочная толща, состоящая из грубого и тонкого пирокластического материала, мало-

мощных и редких лавовых потоков и продуктов разрушения вулканогенных образований, чередующихся с глинистыми прослоями. Мощность ее может достигать нескольких сотен метров. Лучше всего вулканогенно-осадочная толща обнажена по западной периферии гряды, где она вскрывается многочисленными реками. В северной и центральной частях гряды она лежит согласно на паннонских (скорее всего, среднепаннонских) отложениях. Однако на юге в Харгите аналогичная вулканогенно-осадочная толща перекрывает верхнеплиоценовые (виллафранские, судя по комплексу обнаруженных в них остатков млекопитающих) отложения (устное сообщение С. Пельтца). Следовательно, «единая», на первый взгляд, вулканогенно-осадочная толща, образующая «пьедестал» гряды, может в разных местах оказаться разновозрастной. Вулканических аппаратов, функционировавших во время этих извержений, не обнаружено. Все они разрушены, а слагающие их вулканические породы переотложены [226]. Вулканогенно-осадочная толща состоит из многократно чередующихся прослоев агломератов, туфов, туфобрекчий, туффитов, конгломератов, песчаников и глин, а также редких прослоев лав. Все вулканогенные породы представлены андезитами: амфиболовыми, гиперстеновыми, авгитовыми, двупироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, а также андезито-базальтами. По-видимому, извержения чередовались с периодами покоя, во время которых молодая вулканическая гряда прорезалась реками, текущими с востока, с западных склонов растущего горного сооружения Восточных Карпат.

Вторая фаза извержений характеризовалась возникновением и деятельностью многочисленных крупных стратовулканов или полигенных лавовых вулканов центрального типа, возникших на «фундаменте», сложенном вулканогенно-осадочной толщей и определивших морфологию современного хребта. Устанавливается целый ряд вукланических построек, слившихся своими основаниями с сохранившимися остатками неглубоких кальдер и кратеров, достигающих нескольких километров в диаметре. Судя по пространственному расположению вулканов, кратеров, некков и кальдер, они контролировались системами субмеридиональных и субширотных разломов. В строении вулканов участвуют исключительно амфиболовые и пироксеновые андезиты; прослои пирокластического материала играют крайне незначительную роль [228]. В пределах всей гряды андезиты имеют удивительно однообразный внешний вид и различаются с трудом. Довольно широко распространены некки, дайки и неправильной формы субвулканические тела андезитов, прорывающие более древние вулканические породы. К наиболее молодым эффузивам относятся андезито-базальты и базальты района Ракоши и к югу от Тушнада, в долине р. Олт. Мощность их не превышает 20—30 м.

Таким образом, формирование вулканической гряды всецело связано с позднеорогенной стадией и произошло в течение двух фаз. Первая характеризовалась почти исключительно эксплозивными извержениями, а вторая — излияниями лав сначала амфиболовых, а затем пироксеновых андезитов. Завершились извержения слабыми излияниями базальтов. Возраст эффузивов второй фазы не может быть установлен достаточно определенно. Не исключено, что на севере вулканы могут быть несколько древнее, чем на юге. Основная масса вулканов начала действовать в среднем или позднем плиоцене. Хорошая морфологическая сохранность ряда вулканов позволяет допускать их раннеили среднечетвертичный возраст. Об этом же свидетельствует и налегание нижнего комплекса на верхнеплиоценовые отложения на юге гряды. Поствулканические процессы проявились довольно слабо. Однако в последнее время в горах Кэлиман были обнаружены большие скопления фумарольной серы, залегающей в крупных кратерах. Буре-

нием вскрыты зоны с импрогнированной серой во внутренних частях ряда вулканических построек. На территории всей гряды широко развиты разнообразные минеральные источники.

Трансильванский район. Между горами Апусень, Восточными и Южными Карпатами располагается холмистая равнина, в геологическом отношении представляющая глубокую Трансильванскую межгорную впадину, выполненную мощными, полого залегающими неогеновыми молассами. В их разрезе, начиная со среднего миоцена и вплоть до позднего паннона широко развиты прослои туфов различной мощности. Туфы обладают кислым составом и благодаря выдержанности некоторых их горизонтов являются хорошими маркирующими слоями. К наиболее древним пирокластическим горизонтам принадлежит дацитовый туф в гельветских отложениях, встречающийся в западной части Трансильванской впадины, вблизи Апусеньских гор. Шире всего распространен горизонт раннетортонских туфов Дэж, обнажающийся около городов Дэж и Быстрица и вскрытый скважинами во многих местах впадины. Мощность этих характерных зеленых дацитовых или липарито-дацитовых туфов может достигать 150 м. В верхней части тортона известны два горизонта туфов (хэдэреньские и гиришские), развитые в бассейне Муреша. В отложениях сармата встречены три горизонта дацитовых туфов — Урка, Сэрмэшел и Базна; последний располагается в кровле сарматских отложений. В отложениях паннона обнаружены прослои андезитовых туфов. Объем кислых туфов в Трансильванской впадине составляет не менее 2000 км$^3$; центры извержений этого пирокластического материала, по-видимому, могли располагаться в краевых зонах погружающейся впадины, где создавались условия некоторого растяжения и образовались разломы, в частности, на месте более молодой вулканической гряды Кэлиман — Харгита, в горах Родна и Быргэу, а также на востоке гор Апусень. Однако пока эти центры не обнаружены, за исключением района Кичеу, около Дэжа, где известен довольно большой некк, сложенный липарито-дацитами, очень похожими на туфы Дэж.

Таким образом, вулканическая деятельность в Восточно-Закарпатской области на раннеорогенной стадии имела место лишь в краевых частях Трансильванской впадины и характеризовалась выбросами кислых липарито-дацитовых туфов. На позднеорогенной стадии, в плиоцене вулканическая активность, выраженная извержениями андезитов, переместилась в сторону Флишевых Карпат. В четвертичное время она завершилась ничтожными излияниями базальтов. Столь поздние проявления вулканической деятельности в этой области связаны с затянувшимся развитием румынской части Предкарпатского краевого прогиба.

**Южно-Закарпатская (Апусеньская) область.** Апусеньский массив, расположенный в тыловой части Южных Карпат, представляет собой выступ докайнозойского складчатого основания внутренней области Карпато-Динарского сегмента. Здесь обнажаются древние кристаллические породы, метаморфизованные и дислоцированные в байкальском и герцинском циклах, а также геосинклинальные мезозойские отложения Мурешской складчатой зоны, смятые в позднемеловое время. В неогене на массив Апусень был наложен ряд мелких впадин. В неогене же здесь неоднократно происходят довольно мощные вулканические извержения, приуроченные в целом к южной части гор Апусень, к зоне Мурешской мезозойской геосинклинали. Центры их, в общем, простираются параллельно Южным Карпатам. Наиболее крупный район вулканизма находится между Брад-Сэкэрымб и Златна-Стэниш; второй, меньший район приурочен к долине р. Муреш, около г. Дева, и третий, совсем незначительный располагается на севере Южных Апусень, в окрестностях г. Рошия-Монтанэ [191]. Вулканические неогеновые

породы, ныне сильно эродированные, резко несогласно перекрывают все более древние толщи. Вулканические аппараты приурочены к разломам главным образом северо-западного — юго-восточного простирания, секущим складчатые структуры. Линейное расположение эруптивных аппаратов фиксируется во многих местах, например южнее г. Брад, где имеется цепь вулканов длиной 15 км.

Стратиграфия вулканогенных образований Апусеньской области базируется на анализе соотношений изверженных и осадочных пород, выполняющих наложенные неогеновые впадины. Выделяется три или четыре [107] фазы вулканической активности. По мнению Д. Рэдулеску, наиболее ранние извержения липаритовых туфов произошли в начале тортона, хотя не исключен и позднегельветский их возраст. Конгломераты Фаца-Бэий, состоящие из галек и глыб андезитов, также относятся к позднему гельвету. В течение первой тортонской эксплозивной фазы происходили неоднократные извержения, между которыми накапливались песчано-глинистые толщи. Состав вулканических продуктов со временем менялся в следующей последовательности: от липаритов до андезитов, затем липариты и липарито-дациты, снова андезиты и далее дациты. Эффузивы и подводящие каналы древних вулканов первой фазы сохранились от размыва в немногих местах (южнее г. Брад, в окрестностях Златны, Рошия-Монтанэ). Вторая наиболее мощная фаза началась, по-видимому, в раннем сармате [191]. Извержения аппаратов центрального типа, насаженных на субширотные разломы, и образовали толщи андезитовых туфов, туфобрекчий, агломератов и реже лав. Вероятно, в начале плиоцена андезиты сменились дацитами и, после некоторого перерыва, пироксеновыми андезитами. С вулканитами второй фазы связаны многочисленные золото-серебряные и полиметаллические рудопроявления гор Апусень, образовавшиеся на рубеже миоцена и плиоцена. После длительного перерыва слабые извержения возобновились в позднем панноне (третья фаза), когда в горах Рошия-Монтанэ возникли небольшие стратовулканы, сложенные андезитами и андезито-базальтами. К четвертой, вероятно, четвертичной фазе относятся базальты вулкана Детуната и окрестностей гор Лукарец. Таким образом, основной состав продуктов и незначительная роль пирокластического материала характерны для позднеорогенного вулканизма всей Карпатской дуги.

**Предкарпатский прогиб,** как и другие краевые прогибы, почти амагматичен. Правда, в пределах Советского и Румынского Предкарпатья известны многочисленные прослои дацитовых туфов в гельветских, тортонских и нижнесарматских отложениях но, скорее всего, пепел переносился по воздуху из Закарпатья. Однако в отдельных местах Предкарпатского прогиба существовали самостоятельные небольшие центры извержений. В южной части Предкарпатского прогиба, в плиоценовых отложениях района Бакэу около горы Петрос-Кымпурь были обнаружены значительные скопления грубых андезитовых туфов и туфобрекчий с размером обломков до 0,2 м [182]. Исключительное развитие грубого андезитового материала свидетельствует о его местном источнике, скорее всего, о располагающемся вблизи эксплозивного центра извержения. Предполагаемый вулканический центр располагается против резкого изгиба дуги Карпат, где их простирание с субмеридионального меняется на широтное. Именно в таком «углу» в связи с общими процессами глубинного растяжения могли возникать трещины или разломы, пересекающие складчатый пояс и проникающие в глубь его «рамы». С районом Бакэу связаны необычные для Альпийского пояса относительно глубокофокусные землетрясения.

**Восточно-Сербская вулканическая область** приурочена к меридионально вытянутому участку Карпато-Балканской складчатой системы, который служит связующим звеном между сооружениями Южных

Карпат и Балкан и часто именуется Карпато-Балканидами (s. str.). Лишь очень узкая зона северного окончания Сербско-Македонского срединного массива отделяет Карпато-Балканиды от юго-восточной части Динарид. Карпато-Балканиды представляют сравнительное узкое (60—80 км) ларамийское складчатое сооружение, омоложенное позднеальпийскими сводово-глыбовыми движениями. Оно состоит из ряда весьма узких продольных зон, сложенных протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими образованиями со сложной, еще недостаточно выясненной складчато-надвиговой структурой с общей восточной вергентностью. Проявления альпийского орогенного магматизма в Карпато-Балканидах количественно незначительны. Они приурочены к их западной части и выражены меридиональной цепочкой мелких субвулканических тел и связанных с ними вулканических образований, которая протягивается на 100 км от района Сеньский рудник на юге до Дуная на севере и далее уходит в Румынию. Расположение этой цепочки контролируется крупным длительно развивавшимся Риданьско-Крепольинским разломом. В мезозое он являлся границей структурно-фациальных зон, западная из которых в период ларамийской складчатости была затем надвинута на восточную (Кучайско-Сврлигскую) и частично перекрыла ее, а в неогеновое время служила магмовыводящим каналом. Субвулканические тела (дайки, некки и др.), самые крупные из которых достигают нескольких квадратных километров, прорывают породы от перми до нижнего мела. Они сложены дацитами, андезито-дацитами и породами, приближающимися к кварц-латитам [39]. Тела окружены зонами контактово-измененных пород и нередко сами вторично изменены. С ними связан ряд полиметаллических месторождений. Субвулканические тела сопровождаются остатками лавовых потоков, горизонтов вулканических брекчий и туфов, которые местами переслаиваются с нижнемиоценовыми (Сеньский рудник, Кучайка, Креполин) *или миоплиоценовыми озерными осадками. Время извержения датируется* в целом как миоцен (возможно, с олигоцена?). В той же зоне известны небольшие выходы более основных пород, частично с повышенным содержанием натрия — базальтов, андезито-базальтов, базанитов, нефелинитов, нефелинит-тефритов и лимбургитов. Для них предполагается плиоценовый возраст.

По своему вещественному составу, фациальным особенностям, времени проявления, последовательности фаз и связанной с ними минерализацией орогенный вулканизм Карпато-Балканид поразительно *сходен с соседней Восточно-Динарской вулканической областью, отличаясь* от нее только меньшим масштабом магматических проявлений.

**Динарская субпровинция**

По масштабу проявлений орогенного магматизма складчатая система Динарид во много раз уступает Карпатам. Они всецело приурочены к внутренней мегазоне Динарид, отличающейся от внешней мегазоны более ранним (с мела) началом складчатости и поднятий. Главная часть проявлений орогенного магматизма относится к раннеорогенной фазе — к олигоцену и миоцену и представлена не только вулканическими, но и кислыми интрузивными образованиями, тесное сочетание которых (вулкано-плутонические комплексы) представляет характерную черту Динарид. Проявления позднеорогенного вулканизма в Динаридах ничтожны. В Динаридах можно выделить две области орогенного магматизма, расположенные соответственно к юго-востоку и к западу от линии Белград — Титово-Ужице. Восточно-Динарская область приурочена к субмеридиональному восточному участку Внутренних Динарид, где Динарская система сильно сближается и тесно взаимодействует с Карпато-Балканской. Их разделяет лишь узкая (50—

60 км) зона северного окончания Сербо-Македонского массива, фундамент которой разбит серией диагональных и поперечных сбросов на ряд мелких горстов и грабенов и в целом относительно опущен. Западно-Динарская область связана с западным участком Внутренних Динарид, граничащим на севере с Паннонской впадиной и переходящим на западе в зону Южных (Итальянских) Альп.

**Восточно-Динарская область** приурочена к самой восточной Копаоникской зоне Внутренних Динарид, служащей северным продолжением Вардарской. Эта зона сложена палеозоем и мезозоем, в том числе мощно развитой юрской офиолитовой формацией, включающей крупные тела гипербазитов. Ее структура была сформирована раннемеловыми и предпозднеэоценовыми движениями и выражена в виде Копаоникского горст-антиклинория и ряда обрамляющих его синклинальных элементов. На севере Копаоникская зона расщепляется на две ветви, направляющиеся к запад-северо-западу и к северу. Последняя — Шумадийская ветвь погружается у Белграда под неогеновые молассы Паннонской впадины. Проявления раннеорогенного магматизма, в основном относящиеся к миоцену и может быть частично к олигоцену, выражены в виде цепи интрузивных и субвулканических массивов и связанных с ними вулканических полей, протягивающихся от района Приштины на юге до Рудника на севере. Здесь эта вулканическая зона, как и структура ее субстрата, разделяется на постепенно угасающую северную и западную ветви, относимые к Западно-Динарской области. Ареалы проявлений орогенного магматизма в Восточно-Динарской области, как и в Вардарской, в значительной мере совпадают с зонами развития мезозойской офиолитовой формации, в частности, с крупными телами гипербазитов, что, очевидно, объясняется связью тех и других с общими глубокими длительно живущими тектоническими швами (аналогичное совпадение отмечалось выше для зоны Эрзерум-Эрзинджанского шва в Турции). Характеристика орогенного магматизма Восточных Динарид дана главным образом в работах Ст. Карамата (1962 г.) и Б. Чирича (1965 г.).

На среднем, наиболее тектонически приподнятом поперечном участке области расположено несколько крупных кислых интрузивных массивов и ряд мелких массивов — саттелитов по их периферии. Копаоникский массив, согласно Ст. Кармата, сложен в своей северной части кварцевыми диоритами, в средней — гранодиоритами, а в южной, наименее эродированной, — кварцевыми монцонитами, отвечающими трем последовательным фазам становления плутона. Массив окружен ореолом контактово-метаморфизованных пород. В описываемой зоне вплоть до горы Авала в окрестностях Белграда имеется множество субвулканических тел типа небольших штоков, силлов, даек, некков, сложенных андезитами, дацитами и кварц-латитами. Эти породы, как правило, пропилитизированы и нередко, особенно близ разломов, подверглись более значительным гидротермальным изменениям (окремнению, серицитизации, каолинизации, местами турмалинизации). С интрузивными и субвулканическими образованиями генетически связано формирование ряда крупных месторождений свинца и цинка, а также железа, молибдена, сурьмы и мышьяка (Трепча, Копаоник, Кижница и др.). Постепенными переходами с субвулканическими телами связаны покровы и потоки андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых лав, переслаивающихся с их туфами и агломератами, также нередко гидротермальноизмененными. Мощность их достигает нескольких сотен метров, а общая площадь составляет ныне около 2000 км², а первоначально была в несколько раз больше. Эти вулканические образования представляют остатки сильно размытых древних вулканов и их подводящих каналов, а связанные с ними интрузивные массивы — вскрытые эрозией апикальные участки близповерхностного периферического оча-

га кислой магмы, возникшего в теле Копаонинского антиклинория и превратившегося после остывания в огромный слабо денудированный плутон. Расположение эруптивных центров контролируется сетью протяженных разломов продольного (север-северо-западного) и более коротких поперечного (север-северо-восточного, восток-северо-восточного) направлений. Вулканогенные толщи переслаиваются и замещаются молассами (до 1 км), накапливавшимися в небольших пресноводных озерных водоемах. По остаткам позвоночных для некоторых разрезов установлен среднемиоценовый (гельветский) возраст [141]. При извержении в подводных условиях образовалась своеобразная андезито-кремнистая формация, в которой конгломераты, песчаники, глины, мергели чередуются с горизонтами кремнистых пород, туфами и лавами.

К следующей вулканической фазе принадлежат извержения кварц-латитов мощностью до 300—400 м (например, у Рогожны). Обычно они менее подвержены гидротермальным изменениям. Ст. Карамата предположительно относит их к миоплиоцену, однако, возможно, они также имеют миоценовый (позднемиоценовый?) возраст. Становление интрузивных массивов, согласно Ст. Кармате и Б. Чиричу, происходило одновременно с вулканической деятельностью, причем породы ранних интрузивных фаз (кварцевые диориты, гранодиориты) комагматичны и, вероятно, одновозрастны андезито-дацитовым извержениям, а породы последней кварц-монцонитовой фазы — излияниям кварц-латитов. Согласно другому взгляду гранитоиды Восточно-Динарской области (или часть их) могут иметь более древний, ларамийский, т. е. предпалеогеновый (Р. Иванов, 1964 г.) или палеогеновый возраст (А. Циссарц, 1958 г.). Первоначальный объем продуктов миоценового вулканизма в Восточно-Динарской области составлял несколько тысяч квадратных километров. Самые поздние, предположительно плиоценовые проявления вулканизма выражены незначительными извержениями основных лав, нередко отличающихся более или менее заметно повышенной щелочностью (базальты, андезито-базальты, трахибазальты, меланократовые трахиты, лейцитовые трахиты, лейцититы и пр.). Они образуют короткие потоки, сопровождаемые туфами и брекчиями, реже дайками и некками и приурочены к тем же участкам, что и миоценовые вулканиты, но не затронуты вторичными изменениями.

**Западно-Динарская область.** Проявления орогенного магматизма в Западных Динаридах по возрасту, фациальному характеру и составу продуктов аналогичны Восточно-Динарской области, но отличаются значительно меньшим масштабом. Они приурочены к самым внутренним зонам Динарского сооружения, лежащим к северо-востоку от Боснийского серпентинитового пояса и представлены как интрузивными массивами, сложенными кварцевыми диоритами (тоналитами) и гранодиоритами, так и субвулканическими телами и покровами андезитов и дацитов. Возраст их в целом определяется в интервале олигоцен—миоцен. Они приурочены к нескольким кулисно расположенным зонам (районам), вытянутым в запад-северо-западном направлении. Юго-восточный район находится к югу от р. Сава и отвечает самому восточному участку собственно внутренней зоны Западных Динарид. Эта полоса мелких выходов андезито-дацитов, непосредственно связанная с Восточно-Динарской вулканической областью, от которой она ответвляется в районе Рудника, заканчивается на западе, в бассейне р. Дрина крупным факолитообразным гипабиссальным массивом Борганья. Согласно Ст. Кармата (1962 г.), в своей внутренней части он сложен кварцевыми монцонитами, в более периферических — гранодиоритами, а в краевых зонах — кварцевыми диоритами. Почти со всех сторон он окаймлен мелкими субвулканическими телами и останцами лавовых покровов преимущественно дацитового состава. По периферии

массива наблюдаются постепенные переходы от полнокристаллических пород до дацитов с типично порфировой структурой. Самое обширное поле дацитов (до 2000 км²) находится к югу от массива, в районе Сребреница.

Более северный вулканический район приурочен к «островным» горным массивам Фрушка-Гора, Тарук-Планина и др. в междуречье Савы и Дравы. Эти горстообразные массивы, в основном сложенные метаморфическими породами, выступающими среди неогеновых моласс южной части Паннонской депрессии, мы предположительно рассматриваем как выступы основания Хорватского внутреннего массива, отделенного от Паннонского срединного массива шовной зоной, почти полностью погребенной под долиной Дравы. Слагающие ее образования, в том числе мезозойские офиолиты, обнажаются лишь в северной части блока Фрушка-Гора на востоке и в Словении на западе, где она разделяет Северную и Южную зоны Альп. Молодые вулканиты представлены андезито-дацитами, а на массиве Пожега (Бабье горе), где они выходят среди поля верхнеолигоценовых отложений, — липаритами.

В самой северо-западной части Югославии, пограничной с Австрией, находится Словенская вулканическая область. Здесь развиты дацитовые и андезитовые лавы и туфы (олигоцен—миоцен), пространственно и генетически связанные с тоналитовыми интрузиями. Этот район сочленения Альп и Динарид попадает уже в пределы Альпийского сегмента (см. ниже).

---

В истории орогенного кайнозойского магматизма Карпато-Динарской провинции можно наметить три главные эпохи. Первая эпоха (поздний эоцен — средний олигоцен), характеризующаяся сравнительно слабыми и локальными извержениями, отвечает завершающей стадии развития флишевого прогиба, Карпат и концу геосинклинальной — началу раннеорогенной стадии развития Динарид. Вторая эпоха (поздний олигоцен и главным образом миоцен) — характеризуется расширением ареала вулканической деятельности и возрастанием ее интенсивности, достигающей максимума в среднем — начале позднего миоцена. Она отвечает раннеорогенной стадии развития Динарид и Карпат, т. е. времени превращения геосинклинальных прогибов в ходе интенсивных складчато-надвиговых деформаций со смещением поверхностных масс в разные стороны от Паннонского срединного массива, в воздымающиеся асимметричные складчато-покровные сооружения, обрамленные краевыми и внутренними прогибами. Третья эпоха (плиоцен—антропоген) отмечена постепенным угасанием вулканической активности вплоть до полного ее прекращения. Она отвечает позднеорогенной стадии — времени дифференцированных воздыманий Карпатского и Динарского горных сооружений, отмирания Предкарпатского краевого прогиба и глубоких опусканий на подавляющей части площади Паннонского массива, в северной части Сербо-Македонского массива и на некоторых участках внутренних зон Динарид и Карпат. Первая эпоха характеризуется извержением андезитовой магмы, вторая — либо эксплозивными извержениями кислой липарито-дацитовой магмы, либо эффузивно-эксплозивными извержениями среднекислых продуктов (андезиты, дациты, реже липариты), местами сопровождаемыми формированием гранитоидных гипабиссальных интрузий и субвулканических тел, третья — эксплозивно-эффузивными извержениями среднеосновной магмы (андезиты, андезито-базальты, базальты), либо — незначительными эффузивными извержениями базальтов. Подавляющая масса этих пород относится к нормальным известково-щелочным сериям и лишь некоторые ничтожные порции базальтов позднеорогенной стадии обнаруживают субщелочной характер.

Орогенный магматизм почти исключительно приурочен к Паннонскому срединному массиву, к пограничным швам между этим массивом и обрамляющими его складчато-покровными сооружениями и их внутренним зонам, испытавшим главные тангенциальные деформации в меловое (Внутренние Карпаты) или эоценовое время (Внутренние Динариды), т. е. до начала магматической деятельности в этих зонах, и практически не затрагивает их внешних зон, отмерших, как геосинклинальные прогибы и подвергшихся складчатости позднее — в олигоцене (Внешние Динариды) и миоцене (Внешние Карпаты). На Паннонском массиве преобладают эксплозивные ареальные извержения кислой магмы, а в тыловых швах, обрамляющих складчатые сооружения и их внутренние зоны, — местами внедряются субвулканические и гипабиссальные интрузивные тела и главным образом, формируются стратовулканы, сложенные продуктами сперва среднекислого, а позднее — средне-основного состава.

В ходе геологической истории не только изменяются характер магматической деятельности и состав ее продуктов, но и существенно перемещаются ее ареалы. В среднем — позднем эоцене она проявилась лишь в западной части Паннонской впадины. В олигоцене вулканическая деятельность распространяется вдоль этой зоны на восток и, возможно, начинается во внутренней зоне Динарид. С начала миоцена происходят неоднократные мощные эксплозивные извержения липаритодацитовых игнимбритов и туфов на Паннонском массиве. Второй зоной повторных эксплозивных извержений кислых туфов являлась Трансильванская впадина, третьей — южная часть поднятия Апусень. В полосе сочленения Паннонского массива с сооружением Карпат и в пределах их внутренней мегазоны в миоцене происходят мощные лавопирокластические извержения андезитовой, дацитовой и липаритовой магмы, а местами внедряются близповерхностные и гипабиссальные интрузии, по-видимому, еще слабо вскрытые денудацией.

В конце миоцена вулканическая активность на большей части территории Паннонского массива практически прекращается, в плиоцене и отчасти в антропогене он испытывает значительные опускания, «центр тяжести» которых постепенно перемещается на восток. Исключения составляют обширное поднятие Апусень в восточной части массива, где в плиоцене и плейстоцене продолжались довольно значительные извержения, и Баконьское поднятие в его западной части, где имели место ничтожные излияния базальтов как и в западном секторе Внутренних Карпат. В центральном секторе Закарпатья последняя крупная фаза вулканизма относится к раннему плиоцену — началу среднего плиоцена, причем зона наиболее интенсивных извержений перемещается к северо-востоку, в шовную зону Утесов (Выгорлат-Хустская гряда). В восточном секторе Закарпатья мощные и длительные извержения происходят до конца плиоцена и даже в плейстоцене (гряда Кэлиман—Харгита). По мере движения к югу зоны вулканизма постепенно смещаются от тылового шва Карпат к флишевой зоне, в пределах которой на диагональном разломе или трещине юго-восточного простирания «сидят» самые юные вулканы и продолжают действовать термоминеральные источники. Возможно, на продолжении этого или аналогичном глубоком разрыве, пересекающем все Карпатское сооружение, расположены небольшие центры новейших эксплозивных андезитовых извержений в южной части краевого прогиба Восточных Карпат в районе Бакэу. Плиоценовый вулканизм Центрального и Восточного Закарпатья характеризуется деятельностью ряда крупных стратовулканов, извергавших андезитовую и андезито-базальтовую магму. Во внутренней зоне Восточных Динарид известны незначительные проявления плиоценового основного вулканизма.

Паннонский массив характеризуется и сейчас исключительно

высоким тепловым потоком. В миоцене он был еще значительно выше, и, очевидно, мог обусловить возникновение анатектических очагов кислой магмы и формирование близповерхностных периферических камер над ними. По сейсмическим данным [140], в нижней части гранитно-метаморфического слоя коры Закарпатских впадин выявлена зона пониженных скоростей, возможно отвечающая линзе «размягченного» материала, сохранившейся на месте миоценового внутрикорового очага. Обилие миоценовых грабенов и пологих сбросов свидетельствует о значительном растяжении коры в период извержений. Ныне мощность коры на массиве и в Закарпатских впадинах составляет в среднем около 25 км, скачкообразно возрастая при переходе к альпийскому сооружению Флишевых Карпат до 50—55 км. Соответственно в этой же зоне резко снижается к северу геотермический градиент и тепловой поток. Перепад поверхности Мохоровичича и рубеж между зонами сильно повышенного и нормального термического режима совпадают с плиоценовой Выгорлат-Хустской вулканической грядой, ограничивающей ареал внутрикарпатского неогенового вулканизма.

## ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ АЛЬП

### Основные черты тектонического строения

Сооружение Альп с прилегающими к нему молассовыми прогибами представляет самый узкий (200—250 км) и своеобразно построенный сегмент Альпийско-Средиземноморского орогенического пояса. Этот сегмент зажат между эпигерцинской Западно-Европейской платформой, активизированной олигоценовыми и неогеновыми глыбовыми движениями и эпибайкальской (?) Апулийско-Адриатической плитой, по-видимому, представляющей узкий выступ северной периферии Африканской платформы на юге (рис. 16). Альпийский сегмент — единственный в пределах всего Альпийско-Средиземноморского пояса, в центральной части которого отсутствуют срединные массивы, либо глубоководные впадины. Их заменяет здесь крупнейшая зона глубинного шва или «рубца», именуемая на разных своих участках (с запада на восток) зоной Ивреа—Инсубри—Пустерия—Драва, или так называемая Тоналитовая линия Альп. Разделяемые этим швом две главные мегазоны Альпийского сооружения, представляют непосредственно западные продолжения слившихся складчатых систем Карпат и Динарид. Тектоническая структура и развитие Альп отличаются исключительной сложностью и во многом дискуссионны. Тем не менее, основываясь на новейших работах Э. Крауса, Ш. Дебельмаса и М. Лемуана, Р. Трюмпи, Л. де Ситтера, А. Толльмана и др., попытаемся очень кратко и схематично наметить главные черты строения Альпийского сегмента.

Дугообразно изогнутое высокогорное сооружение Альп обладает складчато-покровной структурой, сформированной на месте мезозойско-эоценовой геосинклинали, заложившейся в основном на герцинском складчатом основании. В ней хорошо выражены осевая (эвгеосинклинальная) зона, заполнявшаяся относительно маломощными глубоководными сланцевыми, а также офиолитовыми и флишевыми формациями, и краевые миогеосинклинальные зоны с существенно карбонатным разрезом мезозоя. На северной и западной периферии Альп складчато-покровными деформациями были захвачены также мезозойско-палеогеновые отложения платформенного типа. Характерной чертой тектонических деформаций Альп является исключительно сильное горизонтальное сжатие, приведшее к возникновению многоярусных тектонических покровов с весьма значительной (до многих десятков километров) амплитудой относительного горизонтального перемещения, придавших структуре Альп необычный, «патологический», по выражению С. Н. Бубнова (1960 г.), облик. Альпы представляют дивергентное складчато-покровное сооружение, но явления сжатия, опрокидывания

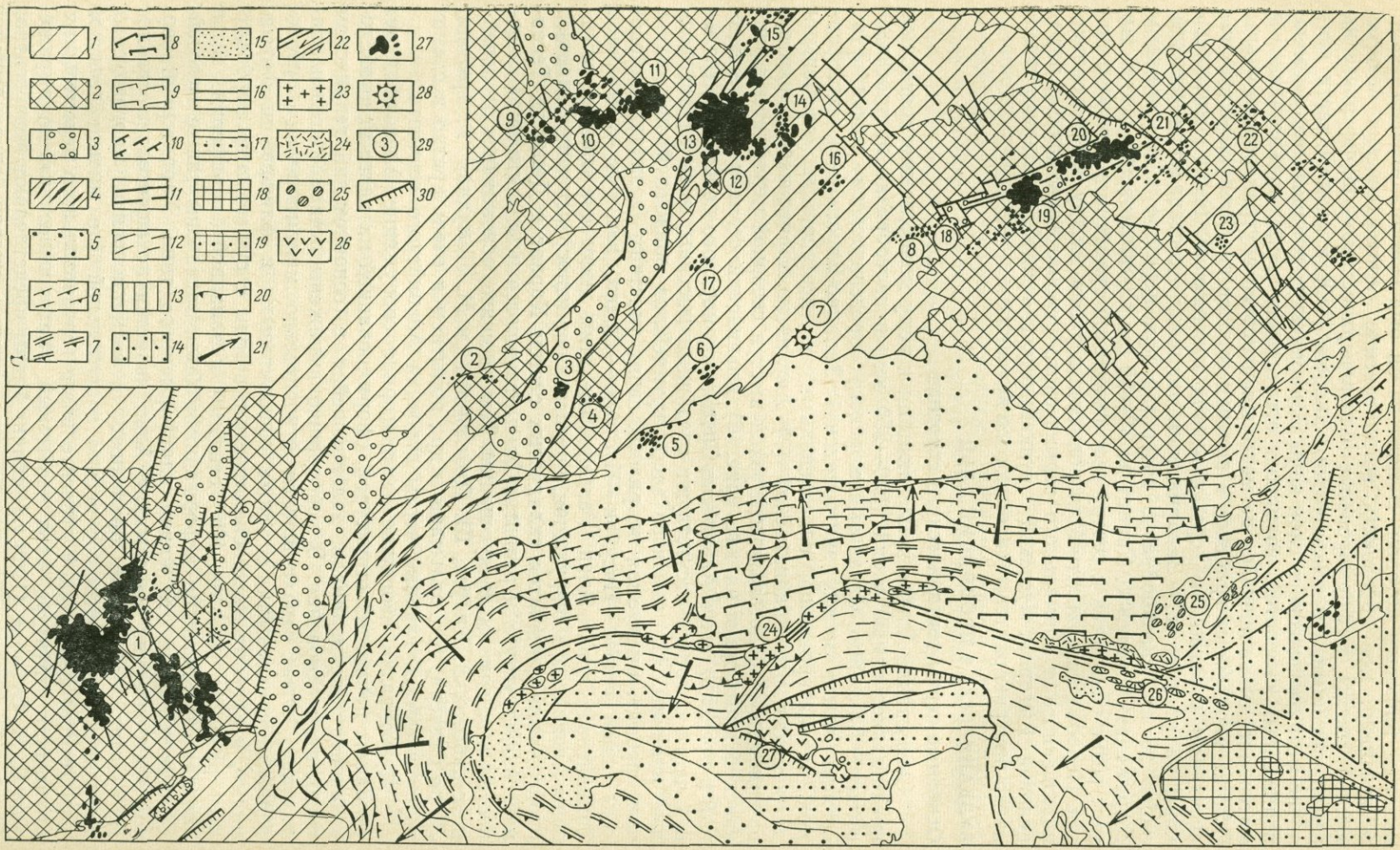

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Рис. 16. Размещение проявлений кайнозойского магматизма в Альпийской провинции и в области эпипалеозойских платформ северного обрамления Альпийского пояса

*1* — эпипалеозойская платформа; *2* — ее участки, испытавшие в позднем кайнозое сводовые или глыбовые поднятия; *3* — наложенные кайнозойские грабены и впадины; *4* — участки эпипалеозойских платформ, испытавшие альпийскую складчатость; *5* — альпийские краевые прогибы; *6* — внешние (северные) зоны Альп и флишевая (мезозойская) зона Карпат; *7* — внутренняя (пеннинская) зона Альп; *8* — нижние и средние Восточно-Альпийские покровы; *9* — верхние Восточно-Альпийские покровы; *10* — внутренняя зона Западных Карпат; *11* — зона Иврея; *12* — кайнозойские эпигеосинклинальные зоны Ломбардских и Юлийских Альп; *13* — Паннонский срединный массив; *14* — внутренние (межгорные) впадины, наложенные на срединные массивы; *15* — межгорные впадины; *16* — допалеозойские платформы; *17* — их участки, испытавшие опускания; *18* — внутренние массивы Динарид; *19* — межгорные впадины на внутренних массивах; *20* — фронтальные зоны надвигов и покровов; *21* — направление перемещения масс; *22* — крупные разломы и сдвиги; *23* — раннеорогенные гранитоидные интрузии; *24* — кислые и средние эффузивы (олигоцен—миоцен); *25* — плиоценовые базальты Восточных Альп; *26* — олигоцен-плиоценовые эффузивы Эвганей; *27* — олигоцен-четвертичные эффузивы эпипалеозойской платформы: *28* — четвертичный вулкан; *29* — вулканические области и районы (*1* — Центрально-Французская область; Южно-Рейнская область: районы — *2* — Вогезы; *3* — Кайзерштуль, *4* — Шварцвальд, *5* — Хегау, *6* — Урах, *7* — Нордлингенский, *8* — Фихтельгебирге; Северо-Рейнская область: районы — *9* — Эйфель, *10* — Лаахер, *11* — Зибенгебирге, *12* — Вестервальд, *13* — Фогельсберг, *14* — Рён, *15* — Гессен, *16* — Оденвальд, *17* — Катценбукель; Чешско-Силезская область: районы — *18* — Чеб, *19* — Дуповские горы, *20* — Чешское среднегорье, *21* — Лаузитц, *22* — Силезия, *23* — Низки Жесеник; Альпийская провинция: области — *24* — Драва-Инсубрийская, *25* — Штрийская, *26* — Словенская; *27* — Эвганейская провинция); *30* — сбросы

складок и относительного перемещения покровных чешуй в сторону от шовной тоналитовой линии выражены в северной мегазоне Альп несравненно более мощно, чем в южной.

С севера к основной широтной части Альп примыкает наложенный на платформенное основание *асимметричный краевой прогиб, заполненный* молассами среднеолигоценового — миоценового возраста. Южное крыло его осложнено *складками и частично «задвинуто» покровами* Альп. Севернее молассы залегают почти ненарушенно. К западной части прогиба с северо-запада примыкает складчатая зона Юры, сложенная платформенным мезозоем и палеогеном, смятым в конце миоцена в линейные складки, нередко сорванные со своего основания и надвинутые на северо-запад на олигоценовые грабенообразные впадины Бресс и Дофинэ, и на север—на южное окончание Верхне-Рейнского грабена. На востоке прогиб сильно суживается, а на западе в районе Женевы замыкается. Далее к югу к западному меридиональному отрезку Альп примыкает так называемая Субальпийская складчатая зона, в структурном и фациальном отношении аналогичная Юре, но с довольно широким развитием гравитационных покровов в ее восточной части.

В северной мегазоне Альп резко различаются по своему строению и предполагаемой структурно-фациальной зональности собственно геосинклинального этапа два сектора: 1) относительно *узкий Западный* и 2) *более широкий* как в настоящее время, так и в доскладчатом этапе (?) Восточный. В Западных Альпах мы *видим в основном надвинутые на краевой прогиб* и Субальпийскую зону складчато-покровные структуры, сложенные мезозойскими и нижнепалеогеновыми отложениями внешних миогеосинклинальных зон, на которые, в свою очередь, надвинуты и частично «переброшены» через них покровы из смятых в опрокинутые и лежачие складки метаморфизованных мезозойских образований внутренней, эвгеосинклинальной пеннинской (пьемонтской) зоны («блестящие сланцы», офиолиты и пр.), а также домезозойских метаморфических сланцев и гнейсов. Весьма узкую полосу, скрывающуюся на юго-западе под молассами Ломбардской впадины, образуют в Западных Альпах глубокометаморфизованные древние породы зоны Восточно-Альпийских покровов, надвинутые на Пеннинскую зону.

В Восточных Альпах, к востоку от 10° в. д., последняя зона резко расширяется до 100—150 км. Три «яруса» восточно-альпийских покровов (нижний, средний и верхний), состоящих из мезозойских известняков, палеозойских *«граувакк» и пород допалеозойского метаморфического* основания, перекрывают не только

всю Пеннинскую зону (породы которой вскрываются в ряде тектонических «окон»), но и значительную часть северных миогеосинклинальных зон (гельветской и флишевой), в свою очередь надвинутых по пологой поверхности на Предальпийский краевой прогиб. В отличие от Западных Альп, где мы встречаемся с явлениями сильнейшего раздавливания и пластического течения вещества «содержимого» геосинклинального трога, а шарьяжи тесно сочетаются с лежачими изоклинальными складками, в Восточных Альпах покровные пластины сложены полого залегающими мезозойскими или палеозойскими образованиями и морфологически напоминают мезозойские покровы Внутренних Словацких Карпат.

Предполагаемой корневой зоной для Пеннинских и восточно-альпийских покровов является «рубцовая» зона Ивреа—Инсубри—Драва. К ней в Западных Альпах приурочена узкая полоса значительного гравитационного максимума и резкого подъема глубинных сейсмических границ, интерпретируемая как узкий пластинообразный выступ мантийного вещества, достигающий глубин порядка 10 км и наклоненный к юго-востоку под углом около 45°. Состав глубокометаморфизованных пород зоны Ивреа, отвечающих нижней части земной коры, согласуется с такой гипотезой (R. Berckhemer, 1969 г.). В западной части Восточных Альп рубцовая зона резко поворачивает к северо-востоку, а затем вновь приобретает широтное простирание. Этот диагональный разлом, продолжение которого пересекает почти всю зону Южных Альп (так называемая Джиудикарийская линия), некоторые исследователи (Л. де Ситтер, 1965 г.) трактуют как крупный левосторонний сдвиг, более поздний, чем рубцовая зона, по которому блоки Западных и Восточных Альп были смещены друг относительно друга. По-видимому, со смещениями по этому сдвигу было тесно связано формирование Австрийских покровов в Восточных Альпах и шарьяжей с южным направлением перемещения масс («ретрошарьяжей») во внутренней части Западных Альп.

Вдоль рубцовой зоны и непосредственно к северу и к югу от нее располагается цепочка позднеолигоценовых тоналитовых интрузий. Эти штокообразные тела прорывают сложные складчато-покровные структуры осевой зоны Альп и не подверглись ни метаморфизму, ни последующей деформации, что указывает на более древний возраст складок и покровов во внутренних частях сооружения. Южная зона Альп (иногда называемая Динарской) построена значительно проще северной. В ее строении принимают участие докембрийские, сильнодислоцированные нижне-среднепалеозойские отложения, резко несогласно перекрываемые молассами и кислыми вулканитами перми и мощная серия карбонатных отложений мезозоя (в основном, триаса), а на южной периферии Альп также палеогена. В западной части Западных Альп эта зона скрыта под чехлом позднекайнозойских моласс, а в их восточной части (Ломбардских Альпах) смята в складки, срезанные многочисленными ступенчатыми взбросами, сбросами и надвигами и осложненные гравитационными (?) покровами с перемещением масс к югу. Эти структуры «съедаются» тоналитовым массивом Адамелло и, следовательно, образовались до позднего олигоцена.

К востоку от Джиудикарийского сдвига, в западной части Восточных Альп в зоне южного склона (так называемых Доломитовых Альпах), верхнепалеозойские и мезозойские отложения залегают очень полого, местами почти горизонтально или смяты в широкие складки и осложнены небольшими сбросами, взбросами и флексурами с общим ступенеобразным понижением к югу. Резкие различия в стиле тектоники Доломитовых и Ломбардских Альп позволяют предполагать, что деформации последних были обусловлены сильным давлением с севера во время движений по Джиудикарийскому сдвигу (Л. де Ситтер,

1965 г.). Район Доломитовых Альп, видимо, можно рассматривать как северное окончание Апулийско-Адриатической плиты, вовлеченное в орогенном этапе в интенсивное воздымание (до 2—3,5 км) и вошедшее в состав сооружения Альп (краевой массив). Непосредственно к югу от края Доломитовых Альп, выраженного системой флексур и резким уступом в рельефе, между Вероной и Падуей расположен относительно приподнятый участок этой плиты, где в позднем эоцене — олигоцене, а также в плиоцене происходили неоднократные вулканические извержения (Эвганейская вулканическая провинция). Этот участок характеризуется значительными положительными изостатическими аномалиями. Самая восточная веерообразно расширяющаяся к востоку часть Южных Альп (складчатая зона Словенских Альп) представляет связующее звено между Альпами и Динаридами.

Между западной частью Южных Альп и Северными Апеннинами расположен глубокий (до 10 км) молассовый прогиб долины р. По (Паданский прогиб), играющий по отношению к Апеннинам роль краевого (предгорного), а по отношению к Альпам — тылового (межгорного). Западное центриклинальное окончание Паданского прогиба наложено на участок сочленения Западных Альп и Апеннин (южнее Турина). На северо-востоке, между оз. Гарда и устьем р. По, прогиб граничит с самым северным приподнятым участком Адриатической плиты. Внутренняя зона Паданского прогиба испытала наибольшее сжатие и подверглась складчатости в конце миоцена. В Северной зоне прогиба продолжалось значительное (до 4—6 км) погружение в течение плиоцена и антропогена.

На восточном краю Австрийских Альп в миоцене закладывается Грацкая впадина, к западу от которой образуется Лавантальская зона ступенчатых сбросов. Вдоль шовной зоны Драва возникает узкая приразломная Клагенфуртская впадина с горстовыми поднятиями внутри ее (Погорье, Караванке). В Словении формируются внутригорные впадины Крань, Целье и др. Раздробление и растяжение в поперечной зоне восточного погружения Альп сопровождалось вулканическими извержениями.

В пределах складчатых сооружений Альп выделяются две вулканические провинции: 1) Альпийская и 2) Эвганейская.

### Альпийская вулканическая провинция

В пределах Альпийской вулканической провинции можно выделить три области (см. рис. 16): 1) Драва-Инсубрийскую, приуроченную к одноименному глубинному шву, а также 2) Штирийскую и 3) Словенскую, расположенные соответственно к северу и к югу от этого шва на восточном окончании Альпийского сооружения.

**Драва-Инсубрийская область.** Вдоль глубинного тектонического шва Иврея—Инсубри—Драва распространены лишь раннеорогенные интрузивные массивы кислого состава. На крайнем западе, непосредственно южнее зоны Иврея, находятся три таких массива. В районе оз. Комо, севернее разлома Инсубри, располагается довольно крупный массив Бергелло и маленький массивчик в долине р. Валтеллина. Юго-западнее смыкания Джиудикарийского сдвига и зоны Инсубри выступает крупный, сложно построенный массив Адамелла. Северо-восточнее, где начинается широтный разлом Пустерия, обнажаются граниты Иффринджер, точно приуроченные к зоне сдвига. Севернее разлома Пустерия находится интрузивное тело Риферфернер. На крайнем востоке, в зоне разломов Дравы (хр. Караванке, Погорье), также имеются удлиненные массивы кислых интрузивных пород. Интрузии имеют форму штоков с вертикальными контактами и, по-видимому, внедрялись в позднем олигоцене, о чем свидетельствуют цифры абсолютного

возраста — 30 млн. лет [199]. Массивы в основном слагаются разнообразными гранитоидными породами — гранитами, гранодиоритами, тоналитами, адамеллитами, реже сиенитами, монцонитами, диоритами. Как правило, они характеризуются свежим обликом, полнокристаллической структурой и отсутствием следов всякого дислокационного метаморфизма, что также свидетельствует об их молодом возрасте. Довольно часто в породах встречаются крупные кристаллы ортоклаза размером до 10 см. Массивы рассекаются серией разнообразных даек, в частности аплитовых. Не исключено, что они представляют лишь апикальные части крупного гранитного плутона, внедрившегося вдоль шовной зоны Иврea — Инсубри — Драва. Вулканические проявления с интрузиями не связаны, за исключением района Погорья—Караванке, где с гранитами пространственно ассоциируются, возможно, комагматичные им кислые и средние эффузивы.

**Штирийская область.** В юго-восточных районах Австрии (Штирия, Каринтия) известны довольно многочисленные проявления неогенового вулканизма. Первая эпоха вулканизма началась в позднем олигоцене и продолжалась до среднего миоцена. С позднего олигоцена восточная периферия Альпийского сооружения начала испытывать некоторое раздробление и погружение. Интенсивным опусканием были захвачены прилегающие к Альпам участки Большой и Малой Венгерской межгорных впадин и наложенная на восточный край Альп Грацкая впадина. В зоне наиболее контрастных тектонических движений, где происходили подвижки по многочисленным сбросам и формировались небольшие грабены, проявлялся молодой вулканизм.

В районе Погорья, на восточном окончании Клагенфуртской впадины известны олигоценовые липаритовые и андезитовые туфы [206]. В аквитанском веке происходит внедрение дацитовых субвулканических тел, выжимание экструзивных массивов, с отходящими от них небольшими потоками. В северо-западной части Погорья в бурдигальском веке функционировали моно- и полигенные эксплозивные вулканы, извергавшие туфы дацитового, андезитового и трахиандезитового состава. Небольшие стратовулканы характеризовались эффузиями трахиандезитов. По-видимому, местами изливались и базальты, о чем свидетельствуют их гальки в раннегельветских конгломератах. В гельвете и тортоне вулканическая деятельность усиливается особенно в районе Гляйхенберг (в долине р. Рааб), о чем свидетельствуют распространенные на значительной площади субвулканические тела — некки, дайки, штоки, трубки взрыва, остатки стратовулканов, шлаковые и туфовые конусы. Вулканические породы отвечают трахиандезитам, трахитам и кварцевым трахитам. Миоценовые эффузивы Погорья генетически связаны с магматическим очагом, продуктом которого являлись тоналитовые интрузии олигоценового возраста.

Вторая эпоха вулканизма относится к позднеорогенной стадии. После длительного перерыва в среднем плиоцене в Погорье, Гляйхенберге и в северных районах Штирии, около с. Пулендорф, а также к юго-западу от Граца происходили излияния лав и эксплозивные извержения, поставлявшие туфы и туфобрекчии базальтового состава. Плиоценовый вулканизм, широко проявившийся в Восточной Штирии, был связан с усилением блоковых тектонических движений, выразившихся в образовании или возобновлении погружений ряда грабенообразных впадин, в частности Грацкой. В районе с. Пулендорф, в горах Паулиберг известны два небольших базальтовых покрова, туфовые конусы и гипабиссальные штоки долеритов и пироксеновых эссекситов. Около Гляйхенберга находятся 42 центра базальтового вулканизма. Кроме некоторых довольно крупных стратовулканов, например Клёха, широко развиты и субвулканические тела — силлы, дайки и жилы базальтов, нефелиновых базальтов и пр. Встречаются также

туфовые некки (Госмендорф, Байрши-Кельдорф и др.), трубки взрыва. Некоторые покровы базальтов, извергавшихся из трещин, достигают мощности в 250 м. В небольшом вулканическом районе около г. Эбельсбаха в нижнем течении р. Рааб имеются туфовые жерловины, некки и базальтовые субвулканические тела. Наиболее западные центры базальтовых извержений располагаются по западному борту Грацкой впадины непосредственно южнее Граца. По сравнению с миоценовым, плиоценовый базальтовый вулканизм сместился в западном направлении, как бы следуя за вовлекающимися в опускание восточными участками Альп.

**Словенская вулканическая область** располагается к северу от г. Любляна в Юлийских Альпах, непосредственно южнее шовной зоны Драва. Здесь в позднем олигоцене и миоцене начинает формироваться ряд наложенных впадин (Крань и др.), и одновременно, по-видимому, в обстановке некоторого растяжения происходят извержения довольно многочисленных вулканов, преимущественно центрального типа, поставлявших продукты липаритового, дацитового, андезитового, реже трахитового состава. На крайнем западе вулканы располагались в районе г. Блед и севернее г. Идрицы. На севере — непосредственно южнее линии разломов Дравы, где они местами, очевидно, ассоциируются с молодыми гранитными массивами. Восточнее многочисленные вулканы сосредоточены в краевых участках впадины Селье. Крайний восточный выход молодых вулканитов находится в районе Калницке Горье. Излияния лав чередовались с эксплозивными извержениями. В плиоцене вулканическая активность не возобновлялась.

### Эвганейская вулканическая провинция

На северном краю Ломбардской низменности между городами Палуя и Верона находятся Эвганейские и Бериканские холмы, достигающие высоты 0,6 км, а далее к северо-западу возвышенности Лессини и Бальдо, непосредственно примыкающие к озерам Лаго и Гарда (см. рис. 16). В этом районе широко развиты проявления кайнозойского вулканизма, объединяемые в качестве Эвгейской вулканической провинции. В структурном отношении Эвганейские вулканы приурочены к северному краю Ломбардско-Адриатической плиты, располагающейся между эпигеосинклинальными складчатыми сооружениями Апеннин, Альп и Динарид, которая в период развития геосинклинали Альп играла по отношению к ней роль «жесткого» массива. В плиоцен-четвертичное время большая его часть испытала интенсивное опускание (до 6 км), а его северная периферия была слабо приподнята.

Первые извержения начались в раннем эоцене, когда в пределах всей области, но особенно широко в Лессини и Бальдо, происходили излияния базальтов и реже выбросы пирокластического материала [222]. При подводных извержениях образовывались потоки базальтовых, авгитовых, лимбургитовых лав и гиалокластиты, а при наземных формировались стратовулканы. В среднем эоцене извержения продолжались на юге Лессини и Бериканских холмов, где накопилась толща базальтовых лав, туфов и туфобрекчий мощностью более 400 м. Вулканическая деятельность в эоцене и олигоцене, по-видимому, проявилась в условиях некоторого растяжения, возникших в связи с происходившими в это время значительными горизонтальными складчато-покровными перемещениями масс к северу в геосинклинали Восточных Альп, обрамляющих Ломбардский массив с севера. После слабых миоценовых складкообразовательных движений в плиоцене восстановились благоприятные для вулканической деятельности условия растяжения, о чем свидетельствуют нормальные сбросы в плиоценовых отложениях Паданской впадины. Извержения начались с излияний

липаритов и выбросов их туфов, затем изливались потоки базальтов и андезитов. В четвертичное время вулканы были сильно разрушены. Здесь имеются многочисленные минеральные источники. Петрохимически породы Эвганейской области характеризуются незначительно повышенным содержанием калия, но в целом отвечают известково-щелочной серии.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

### Основные черты тектонического строения

Западно-Средиземноморский сегмент, образующий западное окончание Альпийского пояса, сравнительно слабо связан с его более восточными звеньями и представляет полузамкнутую тектоническую систему. В отличие от более восточных сегментов центральное положение в Западно-Средиземноморском сегменте принадлежит не срединным массивам, а двум обширным глубоководным впадинам — Альборано-Балеарской и Тирренской (некоторое сходство наблюдается лишь с Эгейским сегментом). Вокруг этих впадин ,огибая их с северо-востока, юга и северо-запада, простирается ряд асимметричных складчато-надвигопокровных альпийских сооружений — Апеннины, сооружения Северной Сицилии и Телльского Атласа, Марокканский Риф, Бетийские Кордильеры, складчатые зоны Балеарских островов и Восточной Корсики. Непосредственная связь между двумя последними складчатыми зонами, возможно, отсутствует. Тем не менее в целом все эти складчатые зоны вместе образуют в плане как бы подобие огромного «мешка», внутри которого заключены Тирренская и Альборано-Балеарская впадины, разделенные вдающимся с севера Сардино-Корсиканским массивом. Этот «мешок» наиболее растянут на юге между Гибралтаром и Калабрией и сильно стянут на севере, где складчатые зоны Восточной Корсики и Северных Апеннин, сливаясь в районе Генуи, переходят в складчатое сооружение Альп.

Почти все складчато-надвиговые сооружения Западного Средиземноморья образовались из миогеосинклинальных мезозойско-палеогеновых прогибов, и лишь в пределах внутренней (западной) зоны Апеннин и Восточной Корсики, являющихся продолжением Пьемонтской (Пеннинской) зоны Западных Альп, фиксируются мезозойские эвгеосинклинальные формации и гипербазиты. Во всех геосинклинальных прогибах Западного Средиземноморья имело место складкообразование с опрокидыванием складок и чешуйчатыми надвиго-покровными перемещениями в направлениях от Тирренской и Альборано-Балеарской впадин в стороны Апулийско-Адриатической плиты, плиты Рагуза—Мальта, Африканской платформы и Иберийского массива. Амплитуда горизонтальных перемещений покровов достигает местами нескольких десятков километров. В строении внутренних зон покровов участвуют метаморфические комплексы, перемещенные из областей, ныне занятых Средиземным и Тирренским морями (Бетиды, Риф, Кабильские массивы в Телльском Атласе, возможно, Калабро-Пелоританский массив в Южных Апеннинах).

Перед фронтом надвинутых на платформы и жесткие глыбы складчато-покровных структур протягивается прерывистая полоса краевых прогибов, особенно четко выраженных в Италии (Предапеннинские прогибы, краевой прогиб Сицилии), Марокко (Предрифский прогиб) и Южной Испании (Гвадалквивирский прогиб). В основном они образовались в миоцене, но местами, например к северо-востоку от Апеннин, продолжали развиваться в плиоцене и частично в антропогене. «Волна сжатия», судя по миграции зон складчато-покровных

деформаций, постепенно перемещалась в олигоцене и миоцене от внутренних зон геосинклиналей к краевым прогибам, а в тылу ее возникла обстановка растяжения, о которой свидетельствует образование в конце миоцена и плиоцене множества продольных и поперечных грабенов, наложенных на складчатые сооружения Апеннин, Атласа, Бетид и Балеар. К внутренним частям сооружений Апеннин, Тельского Атласа, Рифа и Бетид, испытывавшим раздробление, растяжение и дифференцированные опускания, приурочены зоны миоценовых, плиоценовых и частично четвертичных вулканов. Были вовлечены в опускание и погрузились под воды Средиземного и Тирренского морей раздробленные внутренние зоны альпийских сооружений, а также целые их звенья (между Тунисом и Сицилией, Бетидами и Балеарами и к северу от Корсики). Интенсивное блоковое опускание испытывали в плиоцене — антропогене Тирренская и Альборанская впадины. Менее глубокая Альборанская впадина по происхождению, возрасту и характеру структуры напоминает впадину Эгейского моря. По-видимому, это срединный массив, расчлененный молодыми сбросами широтного, северо-восточного простирания на ряд горстов и грабенов. Недавнее дифференцированное погружение дна Альборанского моря сопровождалось вулканической деятельностью [190, 194]. На западном продолжении Альборанской впадины находится узкий широтный Гибралтарский грабен, наложенный в плиоцене на участок наиболее крутого изгиба Рифско-Бетийской складчато-покровной дуги.

К западу от Гибралтара в сторону Азорских островов и Срединно-Атлантического хребта тянется широтная зона сейсмических очагов, связанная с глубоким разломом правосдвигового характера [231]. Дифференцированному блоковому опусканию подверглись краевые зоны впадины Тирренского моря, еще выступавшие в начале неогена над уровнем моря. Центральная ее часть, обладающая корой субокеанического типа, возможно, представляла депрессию еще с донеогенового времени. На дне южной части Тирренского моря обнаружено несколько вулканических гор. Еще более древней является, по-видимому, внутренняя зона Балеарской котловины. Под ее плоским дном сейсмическими исследованиями установлен недеформированный плиоцен-четвертичный комплекс (до 0,5—0,6 км) и подстилающий его доплиоценовый (до 4—5 км), в краевых зонах впадины он дислоцирован, а в центральной части залегает горизонтально и непосредственно подстилается маломощным «базальтовым слоем». Центральная часть этой впадины представляет, вероятно, зону послегерцинского растяжения и преобразования (?) коры, а ее северная и южная зоны, прилегающие к сооружениям Атласа и Балеар, были вовлечены в опускание в неогене.

Остров Сардиния и бóльшая западная часть Корсики образуют эпигерцинский массив, основание которого в Сардинии частично перекрыто не складчатым мезо-кайнозойским чехлом. Широким развитием в Сардинии пользуются продукты олигоценовых, неогеновых и четвертичных извержений. Западную часть острова пересекает позднекайнозойский ступенчатый грабен Кампидано глубиной около 2 км, имеющий в северной части долготное, а в южной — юго-восточное простирание; он выполнен вулканогенными и отчасти осадочными образованиями [244]. Северным продолжением Сардинского грабена является, вероятно, недавно выявленный сейсмоакустическими работами субмеридиональный грабен Лигурийского моря. Несмотря на свое центральное положение в структуре Западно-Средиземноморского сегмента, глыба Сардинии — Западной Корсики не может рассматриваться как типичный срединный массив, так как лежит вне главной системы альпийских складчатых сооружений и служит «рамой» для подобных структур либо надвинутых на нее (Восточно-Корсиканская

зона), либо имеющих тенденцию огибать ее с юго-запада (восточное окончание Балеарской зоны).

На юго-восточном продолжении Сардинского грабена в пределах мелководного Сицилийско-Африканского порога, по-видимому, представляющего вместе с южной частью Сицилии, эпибайкальскую плиту Рагуза — Мальта, расположена система молодых грабенов и горстов, контролируемых продольными (северо-западными — юго-восточными) и отчасти поперечными (северо-восточными — юго-западными) разломами. С этими нарушениями связаны потухшие и современные вулканы Пантеллерии, Линозы и др. Весьма вероятно, что грабены Лигурийского моря, Сардинии, Тунисского пролива представляют лишь фрагмент трансконтинентальной рифтовой зоны [198], пересекающей Западно-Европейскую платформу, Альпийский пояс и северную часть Африканской платформы. Еще одна зона поперечных субмеридиональных разломов пересекает Альпийский пояс и его южное обрамление близ восточного побережья Сицилии. С ней связаны узкий грабен Мессинского пролива, разломы, разделяющие плиту Рагуза — Мальта и глубоководную впадину Ионического моря, а также магматические очаги Восточной Сицилии (Этна и др.). Аналогичная, но широтно ориентированная зона поперечных разломов, возможно, пересекает Южные Апеннины по линии Неаполь — Вультуре. Зоны поперечных разломов растяжения и приуроченные к ним «внеальпийские» вулканические центры тяготеют к тем участкам складчато-покровных сооружений, где они испытывают крутые изгибы простирания.

Прилегающие к складчатым сооружениям Западно-Средиземноморского сегмента с северо-запада и с юга платформенные области с герцинским или байкальским возрастом фундамента подверглись в течение *альпийского «цикла» столь сильной тектонической переработки*, что отдельные их зоны должны быть включены в состав периферических зон Альпийского орогенического пояса. На теле молодых платформ Западной Европы и Северной Африки заложился ряд линейных, подчас достаточно глубоких прогибов, приближающихся по типу к миогеосинклинальным, которые впоследствии в конце палеогена или неогена испытали складчатость и превратились в более или менее симметричные складчатые или складчато-надвиговые сооружения. Последние отделили от основной части Африканской и Западно-Европейской платформы ряд относительно «жестких» (в альпийском цикле) глыб с байкальским или герцинским фундаментом, которые мы рассматриваем как периферические массивы в Альпийском поясе.

К числу периферических альпийских складчатых зон Западного Средиземноморья относится прежде всего высокогорное сооружение Пиренеев — веерообразный мегантиклинорий с унаследованным от герцинского цикла осевым горст-антиклинальным поднятием. Он сформировался в конце палеогена на месте двух сближенных, сливавшихся на западе миогеосинклинальных прогибов, отделивших Ибейриский эпигерцинский массив от Западно-Европейской платформы. Западным продолжением южной зоны Пиренеев является пологоскладчатое альпийское сооружение Восточно-Кантабрийских гор, образовавшееся на месте глубокого (свыше 10 км) мезозойского прогиба. Сооружение Пиренеев обрамлено асимметричными краевыми прогибами, суживающимися и выклинивающимися на востоке. Северный — Аквитанский прогиб переходит к западу в некомпенсированную глубоководную впадину Бискайского залива с корой субокеанического типа. Южный краевой прогиб Эбро отделен небольшим Каталонским массивом (к восточной части которого приурочены центры четвертичных базальтовых извержений) от Кельтиберийского складчатого сооружения, имеющего *северо-западное простирание. Последнее возникло на месте* менее глубокого, чем в Пиренеях, вырождающегося к северо-западу

альпийского прогиба, наложенного на восточную часть Иберийского массива, и состоит из осевого инверсионного антиклинория и двух синклинальных прогибов. Между Восточно-Кантабрийской, Кельтиберийской и Бетийской складчатыми зонами расположен обширный Иберийский периферический массив — мощный выступ герцинского фундамента, частично перекрытого (на востоке и крайнем западе) мезо-кайнозойским платформенным чехлом. На западе он граничит с ложем Атлантического океана, а на севере — с субокеанической впадиной Бискайского залива. В южной части Иберийского массива известны мелкие центры новейшего вулканизма.

К востоку от сооружений Пиренеев, Кельтиберид и наложенных на их погруженные окончания Лионского и Валенсийского заливов лежит глубоководная северная часть Западно-Средиземноморского бассейна с мощностью осадочных образований до 6 км. Центральная и южная части Лигуро-Валенсийской впадины обладают субокеанической корой и, вероятно, испытывали погружение в течение всего альпийского цикла. Меньшая северная часть, видимо, наложена на восточное продолжение Пиренеев, подвергшееся глубокому опусканию в неоген-четвертичное время. Область Прованса с широтными альпийскими структурами эпигерцинского платформенного чехла может рассматриваться как обломок северного крыла этого сооружения [213]. Геологически недавно опустилась и северо-восточная часть рассматриваемого бассейна — Лигурийское море, что привело к разобщению альпийских сооружений Приморских Альп и Восточной Корсики. Опускание этой области сопровождалось образованием (или подновлением?) грабена север-северо-восточного простирания [194]. В нем обнаружены диапировые структуры, обусловленные деформациями триасовых или позднемиоценовых соляных залежей.

Значительной переработке подверглась в альпийском цикле прилегающая к сооружениям Рифа и Телльского Атласа с юга северная часть Африканской платформы с байкальским и частично герцинским (Марокканская Месета) фундаментом. Здесь образовался Южно-атласский пояс периферических складчатых сооружений. Его северную зону образуют малодеформированные периферические массивы Марокканской Месеты и Оранской Месеты — Высоких Плато, разделенные узким складчатым сооружением Среднего Атласа. Южную зону слагают вытянутое широтно высокогорное симметричное складчатое сооружение Высокого Атласа и лежащие на его восточном продолжении менее высокие сооружения Сахарского и Тунисского Атласа. В последнем складки приобретают северо-восточное и даже субмеридиональное простирание, огибая расположенную восточнее в области Африкано-Сицилийского порога плиту Рагуза — Мальта. Сооружение Высокого Атласа обрамляется с юга краевыми прогибами (Агадирский, Варзазатский), к югу от которых лежит сводообразное краевое Антиатласское поднятие Африканской платформы. По направлению к востоку происходит постепенное опускание северной краевой зоны Африканской платформы, достигающее максимума к югу от Тунисского Атласа (во впадинах Мальгир и Джерид). В пределах складчатых зон Южно-Атласского пояса проявления новейшего вулканизма не известны, но они довольно широко распространены на периферических массивах Марокканской Месеты и западной части Оранской Месеты.

В пределах Западно-Средиземноморского сегмента Альпийского пояса широко распространены проявления позднекайнозойского орогенного магматизма и эффузивной и интрузивной форме. Они приурочены к пяти вулканическим провинциям, занимающим различное тектоническое положение и отличающимся по времени проявления магматической активности, ее характеру, масштабу и составу продуктов. Восточную часть сегмента занимает Тирренская вулканическая про-

винция, в основном приуроченная к внутренним зонам Апеннино-Сицилийской складчатой дуги и огибаемой ею глубоководной впадине Тирренского моря. В западной части сегмента аналогичное структурное положение занимает Альборанская провинция, связанная с внутренними зонами Бетийско — Рифско — Северо-Атласской складчатой дуги и лежащей внутри нее впадиной Альборанского моря. Эти структурные комплексы Альпийского пояса с приуроченными к ним вулканическими провинциями пересекает Сардино-Пантеллерийская вулканическая провинция, связанная, по-видимому, с трансконтинентальной зоной разломов рифтового типа. В западной части сегмента, к северу и к югу от складчато-покровных сооружений Бетийских Кордильер и Северного Атласа в пределах периферических массивов Пиренейского полуострова и Южного Атласа лежат провинции, отличающиеся наименьшим масштабом новейшего вулканизма, — Иберийская и Южно-Атласская.

**Тирренская вулканическая провинция**

Эта провинция выделяется большим масштабом новейшего магматизма.

Здесь имеется ряд действующих и множество четвертичных вулканов; плиоценовые же магматические образования распространены на ограниченной площади, а выходы миоценовых — ничтожны (рис. 17).

В тектоническом отношении Тирренская провинция несколько напоминает Карпато-Динарскую, Эгейскую и Центрально-Анатолийскую, однако здесь внутреннюю часть Альпийского пояса в основном занимают не срединные массивы, а глубоководная субокеаническая впадина Тирренского моря; кроме того, здесь хорошо выражена лишь восточная Апеннино-Сицилийская ветвь складчато-покровных сооружений, тогда как западная ветвь прослеживается лишь в Восточной Корсике, а южнее скрывается под водами Тирренского моря и, возможно, затухает к востоку от Сардинии. В этой ветви мы видим лишь формации эвгеосинклинальной зоны (офиолиты, флиш), служащей южным продолжением внутренней зоны Альп. В Апеннинской системе выделяются две зоны (мегазоны): 1) внешняя — миогеосинклинальная, с преимущественно известняковым разрезом мезозоя, палеогена и миоцена, в свою очередь подразделяемая на несколько зон, и 2) внутренняя (западная) — эвгеосинклинальная с участием офиолитовых, сланцевых, флишевых формаций и более ранним началом главного складкообразования. Обе зоны обнаруживают восточную, а в Сицилии — южную вергентность (опрокидывание складок), надвиги и даже тектонические покровы с перемещением масс в сторону от Тирренского моря, но во внутренней зоне эти явления выражены более резко. В разрезе олигоцена и миоцена присутствуют турбидиты, олистостромы и крупные оползневые массы с перемещением вещества к востоку и югу. Область поднятия и денудации первоначально находилась в восточной части современного Тирренского моря, а затем смещалась к востоку, и в том же направлении мигрировали оси геосинклинальных прогибов и позднее зоны складко- и надвигообразования [213]. Отмирание восточной миогеосинклинальной зоны и ее складчатые деформации приходятся на рубеж миоцена и плиоцена, а в западной эвгеосинклинальной зоне эти процессы происходили в течение олигоцена и миоцена. В современной структуре образования эвгеосинклинальной Лигуро-Этрусской зоны, надвинутые на восток и частично залегающие аллохтонно, образуют выпуклую к востоку дугу в западной части Северной Италии, от Генуи до Тосканы, а дальше «уходят» в Тирренское море. Однако М. Манфредини (1964 г.) предполагает,

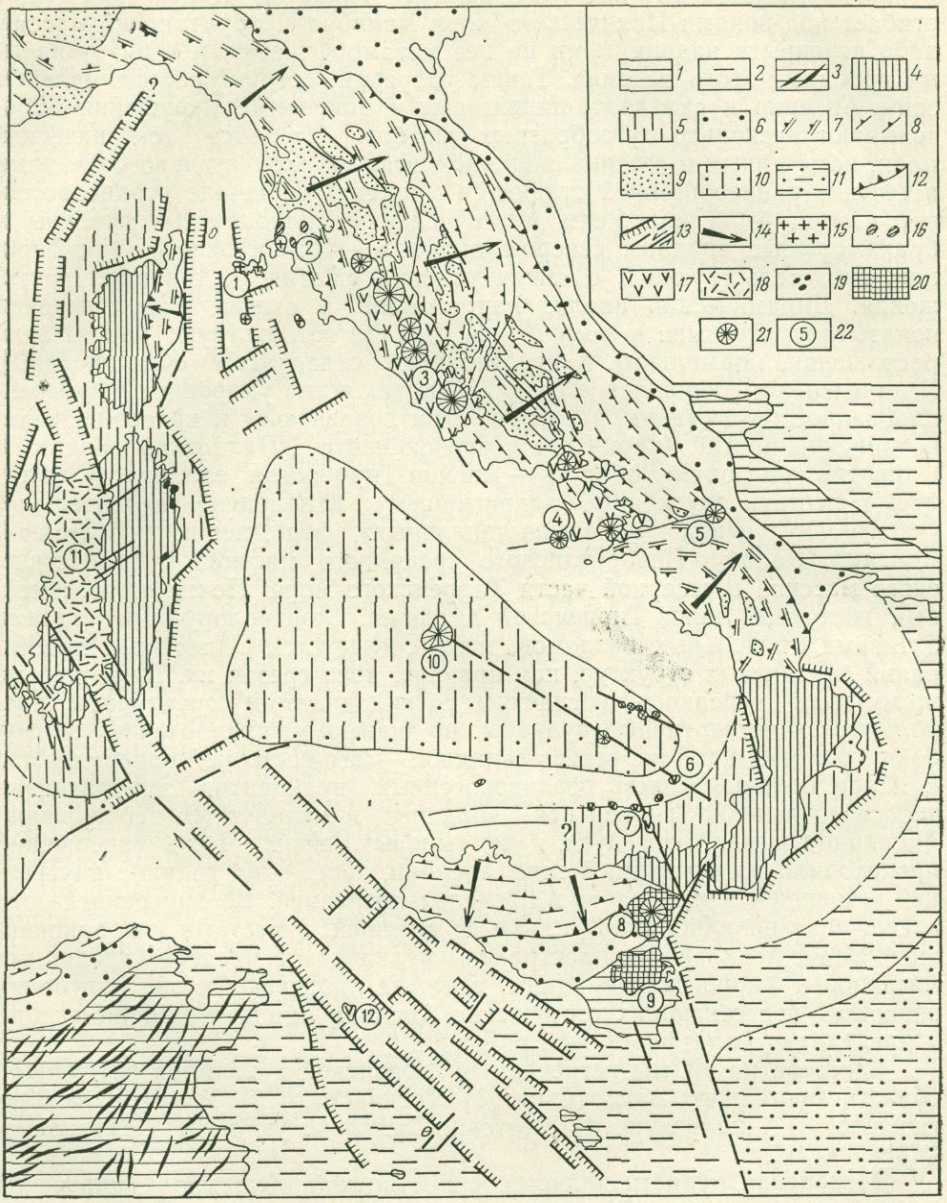



Рис. 17. Размещение проявлений кайнозойского магматизма в Тирренской и Сардино-Пантеллерийской провинциях

Северная периферия Африканской платформы: *1* — плиты Апулии и Рагузы—Мальты; *2* — то же, опущенные под уровень моря; *3* — эпиплатформенная складчатая зона Тунисского Атласа; *4* — приподнятое основание срединных массивов; *5* — опущенные участки срединных массивов; *6* — альпийские краевые прогибы; *7* — внутренние («эвгеосинклинальные») складчато-покровные зоны Апеннин, Корсики и Приморских Альп с офиолитами; *8* — внешние («миогеосинклинальные») зоны Апеннин, Сицилии, Телля и Альп; *9* — межгорные и внутригорные впадины на складчатых сооружениях; *10* — глубоководная Тирренская субокеаническая впадина; *11* — глубоководная впадина Ионического моря; *12* — фронтальные зоны покровов; *13* — крупные крутые разломы — сбросы и сдвиги; *14* — направление перемещения поверхностных масс в раннеорогенную стадию; *15* — плиоценовые гранитоиды; *16* — плиоценовые липаритовые игнимбриты; *17* — четвертичные эффузивы «средиземноморского типа»; *18* — олигоцен-миоценовые липаритовые, дацитовые туфы и игнимбриты; *19* — плиоценовые базальты Сардинии; *20* — меловые—четвертичные базальты Сицилии; *21* — вулканы всех типов; *22* — вулканические области и районы (Тосканская область: 1 — Западный район, 2 — Восточный район; Римско-Неаполитанская область: 3 — Римский район, 4 — Неаполитанский район, 5 — район Вультуре; Липарская область: 6 — Северный район, 7 — Южный район, 8 — район Этны, 9 — район Иблеа; 10 — Центрально-Тирренская область; 11 — Сардинская область, 12 — Пантеллерийская область)

что эта зона вновь появляется южнее Неаполя и, образуя новую небольшую дугу, уходит под воды залива Таранто. Далее она либо огибает под водами Ионического моря Калабро-Пелоританский массив, либо перекрыта надвинутыми на нее метаморфическими и интрузивными породами этого массива. Таким образом, структурно-фациальные зоны Апеннин и складчато-надвиговые и покровные нарушения обрисовывают несколько дугообразных изгибов. На этот тектонический план, намеченный в геосинклинальном этапе и окончательно созданный в течение раннеорогенной стадии (в миоцене), в начале позднеорогенной стадии были наложены многочисленные плиоценовые грабены и брахиморфные впадины северо-западного — юго-восточного простирания, свидетельствующие о смене условий сжатия обстановкой растяжения. Динамический анализ напряжений в очагах землетрясений показывает, что ныне в земной коре Италии господствуют напряжения растяжения, нормальные к простиранию складчатой области [150]. В дальнейшем Апеннинское сооружение испытало умеренное дифференцированное воздымание, в которое стал вовлекаться и краевой Предапеннинский прогиб (кроме его северной части — Паданской впадины). Напротив, «тыловая» область — Апенин-Тирренская впадина подверглась с неогена опусканию, захватившему в плиоцене значительные участки внутренних «эвгеосинклинальных» зон Апенин и Восточной Корсики, Калабро-Пелоританского срединного массива и гипотетического массива в северной части Тирренского моря. Почти прямолинейный восточный край Тирренской впадины, контролируемый зонами активных продольных разломов, мало согласуется с изгибами простираний складчатых структур, как правило, косо срезая их. Параллельно этому краю, нередко не согласуясь со складчатыми структурами, располагаются четвертичные вулканы, по-видимому, приуроченные к глубоким разломам той же северо-западной — юго-восточной ориентировки. В целом большая часть позднеорогенных вулканитов приурочена к полосе сочленения Тирренской впадины и складчатых сооружений Апеннино-Сицилийской дуги к ее тыловым швам. Часть извержений происходила во внутренней зоне Апеннин, часть — на границе внутренней и внешней зон, а часть в пределах последней. Во внутренней зоне извержения начались раньше, чем во внешней, а местами уже закончились. Более локально распространены вулканиты в пределах срединных массивов и Тирренской впадины, а также поперечных зон глубоких разломов, пересекающих сооружение Апеннин или даже проникающих в пределах его платформенной рамы.

С севера на юг мы встречаем в Тирренской провинции следующие области орогенного магматизма: 1) Тосканскую, 2) Римско-Неаполитанскую, 3) Липарскую, 4) Восточно-Сицилийскую и 5) Центрально-Тирренскую.

**Тосканская область** является единственной областью Тирренской провинции приуроченной к внутренним зонам Апеннино-Корсиканской складчатой системы. Она выделяется наиболее ранним временем проявлений магматизма (плиоцен), присутствием интрузивных образований и кислым составом продуктов. Ее тектоническая структура, в значительной мере скрытая плиоцен-четвертичными опусканиями, рисуется как веерообразное и расщепляющееся к югу складчатое сооружение, в западной части которого (Восточная Корсика) складчатые структуры надвинуты на запад, а в более широкой восточной (Северные Апеннины) — на северо-восток. Внутренняя зона Апеннин, испытавшая складчатость и поднятие, в плиоцене стала подвергаться растяжению и раздроблению. Западная часть ее была захвачена глыбовыми опусканиями, не затронувшими лишь некоторые горстовые структуры, выраженные в рельефе в виде подводных гряд и островов Тосканского архипелага. С этими островами связаны выходы магматических пород

в Западном районе. В прибрежной части Тосканы, где после складчато-надвиговых деформаций не произошло значительного опускания, расположен Восточный вулканический район.

Западный район. На островах Тосканского архипелага известны кислые липаритовые игнимбриты (о-в Капрая) и плиоценовые граниты (о-ва Эльба, Монтекристо и др.). По составу они похожи на аналогичные образования Тосканского побережья Северной Италии, но их возраст, по-видимому, несколько древнее (ранний — средний плиоцен?), так как этот район раньше пережил складчатость, и здесь раньше началось раздробление и блоковые опускания. Абсолютный возраст гранодиоритов на о-ве Эльба определен в 7 млн. лет. Истинный объем кислых вулканитов, несомненно, должен намного превышать нынешние размеры их выходов.

Восточный район. В юго-западной части Тосканы с севера на юг выделяется несколько обособленных позднекайнозойских вулканических массивов — Монтекамини, Кампилья, Масса, Маритима, Роккастрада и Монте-Амиата. Вулканические породы перекрывают мезозойские известняки (тосканская серия) и флишевые отложения мелового, палеоценового и эоценового возраста, а иногда и миоценовые отложения, смятые в сложные складки и надвинутые к северо-востоку. Вулканические массивы характеризуются кислым, липаритовым и липарито-дацитовым составом и широким развитием игнимбритов и туфов. В районе Роккастрада наблюдается много изолированных останцов липаритовых игнимбритов, составлявших некогда обширный покров. Липариты содержат более 70% $SiO_2$ и, как везде в Тоскане, богаты $Al_2O_3$ и лишены ксенолитов. Присутствие в липаритах кордиерита и граната может указывать на анатектическую природу кислой магмы. Извержения липаритовых игнимбритов, как правило, происходили из аппаратов трещинного типа.

В районах Кампилья, Масса, Маритима и в окрестностях г. Сан-Винченцо, на побережье находятся разрозненные выходы липаритовых и кварц-латитовых игнимбритов. Наряду с игнимбритами, слагающими довольно мощные псевдостратифицированные толщи, в этих районах присутствуют и так называемые реоигнимбриты, т. е. породы, образовавшиеся в результате вторичного течения игнимбритов на крутых склонах вулкана. Многочисленные дайки, сложенные аналогичными липаритами, являлись подводящими каналами трещинных извержений. Район Кампильи и Сан-Винченцо в тектоническом отношении представляет собой сложный горст, в центре которого кое-где обнажаются плиоценовые граниты, хотя выходы гранитов невелики, вокруг них развиты большие поля измененных пород, в том числе и скарны, с которыми связаны рудопроявления Mn, Cu, Fe, Zn и Pb. Небольшие выходы гранитов располагаются также в районе Прата. С гранитами связана пиритовая минерализация. Граниты относятся к явно гипабиссальным образованиям комагматичных с липаритовыми игнимбритами и их выходы представляют апикальные части остывших очагов кислой магмы, питавших плиоценовые вулканы. Горстовые структуры в этих районах Тосканы, возможно, являются следствием процесса вздутия, связанного с формированием в гранитном слое коры очага анатектической кислой магмы. Абсолютный возраст гранитов Тосканы составляет 3,5—7 млн. лет [211].

В 70 км от побережья Тирренского моря, в Южной Тоскане находится крупный вулканический массив — Монте-Амиата (1851 м) площадью более 80 км². В позднем плиоцене здесь начались сильные извержения липаритовых, липарито-дацитовых и кварц-латитовых игнимбритов и реоигнимбритов. Мощность их в среднем составляет 300 м, но местами достигает 600 м [225]. В основании игнимбритов располагается прослой черных стекловатых пород. Вверх по разрезу игнимбри-

ты сменяются туфами. Извержения происходили из трещинных аппаратов вдоль этих субмеридиональных трещин, уже после остывания покрова внедрились небольшие лакколиты. Затем были выжаты экструзивные купола, из основания которых вытекали короткие потоки латитов, напоминающих реоигнимбриты. Последние фазы вулканизма ознаменовались излияниями коротких потоков основных лав. В отличие от других вулканических массивов Тосканы, в игнимбритах Монте-Амиата много разнообразных ксенолитов пород субстрата. Монте-Амиата известна своими ртутными месторождениями. Вулканический массив Монте-Амиата, как и некоторые другие участки Восточного района, представляет магматотектонический горст. Об амплитуде поднятия свидетельствуют присутствие плиоценовых отложений на абсолютной высоте около 900 м, тогда как в окружающих районах они располагаются не выше 200—300 м.

Наиболее характерной чертой плиоценового времени является широкое развитие кислого игнимбритового вулканизма, продукты которого относятся к нормальной известково-щелочной серии, а также генетически связанных с игнимбритовыми извержениями гипабиссальных интрузий гранитов и гранодиоритов. Возникновение кислой магмы, очевидно, следует связывать с процессами переплавления гранитно-метаморфического слоя земной коры. Игнимбриты, по-видимому, представляют как бы «выплески» апикальных частей периферических очагов, которые, остыв, образовали близповерхностные интрузии, пока еще слабо эродированные.

**Римско-Неаполитанская область.** Вдоль западного побережья Италии от Южной Тосканы до Неаполитанского залива прослеживается цепочка различных по размеру молодых вулканов, местами слившихся между собой. Часто они прекрасно сохраняют первоначальную форму и нередко обладают кратерами и кальдерами, ныне занятыми озерами. Наряду с потухшими имеются отдельные активные вулканы. По возрасту, составу пород и характеру извержений вулканы Римско-Неаполитанской области резко отличаются от вулканов Тосканы, хотя территориально эти области непосредственно смыкаются. Это позволило еще в начале нашего века выделить вулканы Римско-Неаполитанской области в самостоятельную вулканическую провинцию [248]. Отличия вулканизма Римско-Неаполитанской по сравнению с Тосканской областью, несомненно, связаны с особенностями их тектонической позиции. Если плиоценовые вулканиты Тосканской области приурочены к самым внутренним зонам Апенинно-Корсиканской складчатой системы (эвгеосинклинальной зоне и может быть срединному массиву к западу от нее), то четвертичные вулканические центры Римско-Неаполитанской области в основном контролируются разломами и трещинами, косо секущими западную часть внешних, миогеосинклинальных зон Апеннин. Лишь в самой северной части области и, по-видимому, на крайнем юге ее, в Неаполитанском районе, вулканические образования приурочены к границе внешней и внутренней мегазон, и на этих участках вулканическая деятельность отличалась наибольшей длительностью (с плиоцена или даже позднего миоцена до конца антропогена). В Римско-Неаполитанской области можно выделить три вулканических района: 1) Римский и 2) Неаполитанский, приуроченные к внутреннему краю миогеосинклинальной зоны Аппенин, и 3) район Вультуре, расположенный на границе сооружения Южных Апеннин и краевого прогиба.

Римский район представляет цепь стратовулканов, частично слившихся между собой, протягивающуюся вдоль западного побережья Италии. Северо-западнее Рима располагаются огромные вулканические постройки Вульсино, Чимино и Сабатинио, а к юго-востоку от Рима — Лациум (Колли-Альбано) и группа мелких вулканических конусов Герникан. Положение этой цепи контролируется глубоким раз-

ломом юг-юго-восточного простирания, параллельным краю Тирренской впадины, но срезающим складчато-надвиговые структуры Апеннин. Вулканическая деятельность началась в раннем плейстоцене. Несмотря на близкое соседство, каждый вулкан развивался несколько отличным путем. Обширный плоский вулкан Вульсино занимает площадь 2300 км². В центре его располагается оз. Больсена (11—13 км в поперечнике). Зеркало озера находится в 305 м выше уровня моря, а глубина достигает 150 м. Озеро заполняет кальдеру, окруженную остатками четырех эруптивных аппаратов. Вблизи Валентано, западнее кальдеры, находятся несколько шлаковых конусов.

Вулканический массив Чимино площадью около 900 км² состоит из двух главных вулканов: собственно Чимино и Вико. Разрушенный вулкан Чимино выражен эрозионными останцами (Монте-Палланцана, Виторчиано, Киелиано и Сориано), окружающими главный массив горы Чимино (1035 м). Расположенный непосредственно южнее — Вико хорошо сохранился и представляет классический стратовулкан с правильными склонами. Кратерную чашу занимает мелкое оз. Вико. Над его уровнем возвышается на 325 м наиболее молодой паразитический конус Монте-Венере, сложенный лапиллями и туфами. Южнее расположен вулкан Сабатинио площадью 140 км², морфологически напоминающий Вульсино. В его центре находится большое кратерное или кальдерное оз. Брациано (58 км²). Все эти вулканические массивы слагаются преимущественно пирокластическими образованиями, переслаивающимися с высокощелочными калиевыми лавами. Однако в этом же районе к северо-западу от Рима известны проявления позднеплиоценового кислого игнимбритового вулканизма, сходного с таковым Восточного района Тосканской области.

Извержения Чимино начались раньше, чем на соседних вулканах. Наиболее древние образования представлены своеобразными экструзивными лавовыми куполами, образующими кольцо холмов, внутри которого располагается более поздняя вулканическая постройка. Лавы куполов, перекрывающие неогеновые отложения, сильно изменены автометаморфическими и фумарольными процессами. Для щелочных пород, слагающих купола, характерно присутствие больших (до 5 см) кристаллов санидина и своеобразный парагенез минералов (санидин, андезин, шпинель, гранат и мелилит). Последние извержения Чимино ознаменовались излиянием больших потоков трахиандезитовой лавы. Чимино отличается от соседних вулканов меньшей щелочностью вулканитов. Предполагается, что он является магматектоническим горстом, подобным Монте-Амиата. Плиоценовый субстрат здесь поднят на высоту 650 м по сравнению со 150—250 м по периферии горста.

Породы вулканов Вульсино, Сабатинио и в меньшей степени Чимино характеризуются высоким содержанием калия (4—7%). Среди них широко развиты трахиты, лейцитовые трахиты, лейцитовые фонолиты с нефелином и особенно широко разнообразные тефриты, витербиты, орвиетиты и т. д. Встречаются трахибазальты, богатые калиевым полевым шпатом (чимининты) или лейцитом (викоиты). В целом преобладают кислые и средние калиевые щелочные породы. Породы более молодой фазы извержений представлены типичными дацитовыми игнимбритами, покрывшими площадь около 20 км², на них налегают лейцитовые эффузивы вулкана Вико. Игнимбриты сходны по составу с породами экструзивных куполов массива Чимино.

В 50 км к юго-востоку от Рима располагается вулканическое сооружение Лациума, выраженное в виде нескольких изолированных групп холмов, которые часто называют Колли Альбани и Колли Лациали. Вулканический массив Лациум с трех сторон окружен равниной, а с юго-востока примыкает к Апеннинским горам. Лациум состоит как бы из двух генераций кальдер, вложенных одна в другую [235]. Внеш-

няя кальдера, называемая Артемизией, или Тусколаной, имеет диаметр около 10 км. Края ее представляют остатки большого разрушенного вулканического конуса. В настоящее время они достигают высоты 900—800 м. В юго-западной части основной кальдеры находятся несколько более мелких кальдер, скорее кратеров (Неми, Ариччиа и Альбано), занятых озерами того же названия. Около 20 более мелких кратеров располагаются на склонах главного вулкана, внутри кальдеры Артемизия поднимаются молодые вулканические конусы с хорошо сохранившимися вершинными кратерами. История формирования массива Лациум довольно сложна. В конце среднего плейстоцена в результате первых мощных эксплозий сформировался пирокластический конус высотой примерно в 2 км («нижние туфы»). Затем он был уничтожен мощным взрывом и образовалась кальдера Артемизия. Новый период активности ознаменовался ростом отдельных вулканов внутри кальдеры и формированием меньших по размеру кальдер. Затем на склонах разрушенных вулканов возникли небольшие субстерминальные конусы, латеральные и эксцентрические кратеры, а по краям древних кальдер вновь происходило незначительное проседание. Намечаются как будто еще две более древние кальдеры с диаметром соответственно 25 и 16—17 км (235). В массиве Лациум пирокластические продукты резко преобладают над лавами. Широко распространены пеплы, разнообразные туфы, туфобрекчии, бомбы и т. д., прослаивающиеся лавовыми потоками. Среди вулканических пород преобладают лейцититы, иногда с мелилитом или оливином. Присутствуют также тефритовые лейцититы (везувиты) и фонолитовые лейцититы. Все породы характеризуются крайне высоким содержанием калия.

Примерно в 50 км юго-восточнее Колли-Альбано располагается группа вулканов Герникан из восьми небольших сближенных конусов: Пофи, Сан-Франческо, Сан-Марко и другие, в целом они занимают около 50 км$^2$. Вулканы сильно разрушены и от некоторых сохранились лишь фрагменты, сложенные туфами и туфобрекчиями [248]. Возраст их, по-видимому, не древнее позднего плейстоцена. Они сложены высокощелочными калиевыми породами, аналогичными эффузивам Лациума.

В целом возраст вулканов Римского района несколько омолаживается в юго-восточном направлении. Соответственно увеличивается и щелочность пород. Среди вулканических построек господствуют крупные, сложные стратовулканы, часто с несколькими кальдерами, многочисленными паразитическими конусами на склонах и т. д.

Неаполитанский район. В окрестностях Неаполитанского залива находится несколько широко известных вулканических массивов: стратовулкан Везувий, вулканы Флегрейских полей, островов Искья, Вентотена и Понцийского архипелага. К этому же району можно отнести и крупный вулкан Рокка-Монфина.

Везувий представляет собой классический стратовулкан с площадью основания около 480 км$^2$, обладающий двумя вершинами: Соммой (1132) и Везувием (1281 м). Он является «вулканотипом» сооружений типа «Сомма Везувий», состоящих из двух разновозрастных вулканов, «вложенных» один в другой. На склонах Везувия находятся несколько небольших адвентивных вулканов (Камальдоли ди Торре и др.). Массив Везувия возник в конце позднего плейстоцена и перекрыл так называемые «серые туфы» Кампаньи [235]. Извержения начались около 12 тыс. лет назад эксплозиями, в результате которых сформировался самый древний конус, сложенный желтыми трахитовыми туфами и туфобрекчиями («Примитивная Сомма»). Эксплозии вызывались, по-видимому, закупоркой подводящих каналов лавовыми пробками. Кое-где формировались небольшие выжатые купола с короткими лавовыми потоками. Следующая фаза выразилась эксплозиями и слабыми излияниями дифференцированных эффузивов от трахитов до фоно-

литов и лейцитовых тефритов. Возникший около 6000 лет до н. э. конус «Древняя Сомма» почти полностью перекрыл «Примитивную Сомму». Последнее плинианское извержение «Древней Соммы» происходило в 1200 г. до н. э. Внутри образовавшейся кальдеры начал расти вулканический конус («Молодая Сомма»), который был частично уничтожен взрывом в VIII в. до н. э. В 79 г. н. э. мощнейшим извержением, описанным Плинием и послужившим основой для выделения плинианского типа извержений, большая часть конуса «Молодой Соммы» оказалась разрушенной. Города Геркуланум и Помпея были погребены под толщей пепла, а на вулкане сформировалась обширная кальдера. Впоследствии в ней возник современный конус Везувия, многократно проявлявший вулканическую активность. Последнее мощное извержение происходило в 1944 г., когда пепел выпадал даже в Албании. С тех пор вулкан находится в фумарольной стадии.

Продукты извержений Везувия, в основном сложенного тефритовыми лейцититами (везувитами), представляют характерные породы средиземноморского типа с ярко выраженной тенденцией увеличения калия по мере эволюции вулкана. А. Ритман (1964) считает, что трахитовые эффузивы «Примитивной Соммы» возникли путем гравитационной дифференциации первичной оливин-базальтовой магмы. Особенности состава более молодых эффузивов, представленных фонолитовыми тефритами («Древняя Сомма»), лейцитовыми тефритами («Молодая Сомма») и лейцититами (Везувий), А. Ритман рассматривает как результат ассимиляции магмой триасовых известняков и доломитов на глубине 4—5 км, где по сейсмологическим данным находится периферический магматический очаг. Объем очага Соммы—Везувия должен составлять не менее 50 км$^3$, что примерно соответствует цилиндру с диаметром 4 км и высотой около 4 км. По мере эволюции вулканический массив испытывал вулкано-тектоническое проседание, и в настоящее время его основание находится на 1000 м ниже уровня моря [235].

К западу от Везувия располагаются так называемые Флегрейские поля, в пределах которых на площади около 150 км$^2$ насчитывается более 50 различных вулканов. Наиболее молодые из них хорошо сохранились. В настоящее время здесь продолжается фумарольная деятельность, а последнее извержение, в результате которого возник шлаковый конус Монте-Нуово высотой в 140 м, имело место в 1538 г. [195]. Флегрейские поля представляют комплекс сложных кальдер с диаметром до 15 км (Соккаво, Пианура и др.). Эффузивы докальдерной стадии, известные лишь в ксенолитах и в тектонических блоках, представлены трахитами, трахиандезитами и лейцитсодержащими породами и относятся к миоцену (?). В дальнейшем в результате сильных газовых эксплозий образовались многочисленные кальдеры и взрывные кратеры. Наиболее древняя послекальдерная вулканическая формация Флегрейских полей представлена трахитовыми лавами и слоистыми туфами, которые извергались из небольших вулканов, располагавшихся по краям кальдер. В дальнейшем мощные эксплозивные извержения сформировали вулканы, сложенные трахитовой пемзой, туфом и пеплом. Разновидность пирокластического материала, состоящая из хаотически расположенных обломков без всяких следов слоистости, измененных гидротермальными процессами и окрашенных в желтый цвет, получила название «Неаполитанского туфа». Этот местами слабо спекшийся желтый туф, из которого с древнейших времен строятся дома, в этом районе накапливался в течение длительного времени в процессе извержений ряда моногенных вулканов, наиболее молодым из них является Монте-Гауро, расположенный в центре кальдеры. К этому же периоду вулканической деятельности относятся извержения вулканов Соккаво и Пианура. Среди их продуктов известны спекшиеся туфы

«пиперно». Эксплозии происходили по краям более древних кальдер и сопровождались вторичным проседанием. В более поздние фазы извержений в пределах Флегрейских полей образовалось множество трахитовых лавовых куполов и конусов, сложенных пеплами, туфами, шлаками, пемзами (Монте-Олибано, Агнано, Астрони и др.). Петрографически все вулканические породы Флегрейских полей относятся к щелочному ряду и в основном близки к щелочным трахитам. К числу разнообразных фумарольных проявлений относится деятельность кратера Сольфатара, где откладываются сера, реальгар, а температура газов, содержащих $H_2O$, $H_2S$ и $CO_2$, достигает 150° С.

На южном краю Флегрейских полей, на берегу бухты Поццуоли, находятся развалины античного храма Сераписа, который на протяжении последних 2000 лет испытывал неоднократные опускания и поднятия амплитудой до 9 м. Сравнительно быстрые вертикальные движения, измеряемые многими сантиметрами в год, продолжаются здесь и поныне, временами вызывая панику среди местного населения. Эти колебания земной поверхности, намного превышающие обычные скорости вертикальных тектонических движений, связаны, по-видимому, с продолжающейся «жизнью» близповерхностного периферического магматического очага, существующего в районе Флегрейских полей.

В 33 км к западу от Неаполя находится один из живописнейших островов Средиземноморья — Искья площадью около 50 км$^2$ с наивысшей точкой — горой Эпомео (789 м). В геологическом отношении, согласно А. Ритману (1964), о-в Искья представляет вулкано- или магма-тектонический горст, на разломы которого насажены разнообразные вулканы. В начале миоцена на месте о-ва Искья существовала суша, в пределах которой проявлялся вулканизм, захвативший район и Флегрейских полей. Начиная с позднего миоцена, погрузившаяся часть суши начала покрываться продуктами вулканической деятельности, которая в четвертичное время продолжалась лишь на о-ве Искья, Флегрейских полях и Везувии. Следы наиболее древнего вулканизма на о-ве Искья представлены покровами базальтов, а на о-ве Вентотене и трахибазальтов. После периода длительного покоя произошли мощные эксплозивные извержения, давшие несколько десятков квадратных километров зеленых трахитовых туфов («туф Эпомео»), покрывших обширную территорию. За исключением окраски, эти туфы очень похожи на «желтые Неаполитанские туфы». Эксплозивные извержения сопровождались опусканием субстрата и зеленые туфы местами перекрываются глинами. Далее происходит поднятие и по многочисленным разломам, сопровождающим воздымание, извергаются трахитовые, латитовые и фонолитовые лавы, образующие купола выжимания, экструзии и т. д. Последние проявления вулканической активности относятся к 1301 г. и связаны с кратером Арсо, из которого излился поток трахитовых лав.

Оригинальная интерпретация структуры о-ва Искья дана А. Ритманом (1964), предположившим, что в четвертичном периоде трахитовая магма внедрилась между осадочными породами субстрата и неогеновыми базальтами и трахибазальтами, образовав близповерхностную лакколитообразную камеру. Магма приподняла кровлю в виде свода, разбитого на отдельные полого наклоненные блоки, образовав вулкано-тектонический горст. Из этого очага, до сих пор окончательно не остывшего, происходили многочисленные извержения, образовавшие лавовые потоки, выжатые купола и лавовые валы. Путями проникновения трахитовой магмы на поверхность являлись крутые сбросы, ограничивающие блоки пород кровли. В некоторых центрах (Коста-Спарайна, Скаррупата) известны породы типа пиперно (игнимбриты). По мере остывания промежуточного очага и сокращения объема магмы происходило оседание кровли, продолжающееся и сейчас, о чем свидетель-

ствуют землетрясения. На Искье развиты трахиты и связаные с ними латиты и содалитовые фонолиты, причем последние возникли за счет пневматолитовых процессов. А. Ритман полагает, что в верхней части периферической магматической камеры существовали фонолиты, а на более низких уровнях — щелочные трахиты и латиты. Магма в периферической камере сформировалась в результате гравитационной дифференциации первичной оливин-базальтовой магмы.

К запад-северо-западу от о-ва Искья расположены острова Вентотене и Понцианский архипелаг, представляющие собой остатки потухших вулканов.

К северо-западу от Везувия располагается крупный стратовулкан Рокко-Монфина площадью более 400 км$^2$, по строению напоминающий Везувий или Альбано. Его правильные склоны, на которых располагаются многочисленные мелкие шлаковые конусы и экструзивные купола, рассечены глубокими радиальными долинами. На вершине вулкана сохранилась кальдера диаметром около 6 км, в центре которой возвышается трахитовый купол Монте-Кроче. Вулкан сформировался в две фазы: первая фаза (поздний плейстоцен) ознаменовалась извержениями тефритовых лейцитов, фонолитовых лейцитов и лейцитов, фонолитовых лав и пирокластов; вторая фаза — извержениями латитов, трахибазальтов и оливиновых базальтов.

Вулканическая деятельность в Римско-Неаполитанской области протекала длительно. В западной ее части она началась еще в миоцене и постепенно распространялась на восток, где продолжается до современности. Почти повсеместное развитие больших, сложных стратовулканов, сопровождавшееся на поздних стадиях формированием кальдер, и наличие игнимбритов свидетельствуют о существовании неглубоких, промежуточных магматических очагов.

Район Вультуре. Среди вулканов Южной Италии особое положение занимает довольно крупный четвертичный стратовулкан Вультуре, расположенный вблизи границы складчатых структур Южных (Луканских) Апеннин и Браданского краевого прогиба. Породы вулкана перекрывают отложения, начиная от складчатого палеогена и кончая четвертичными. Наиболее древние толщи представлены светлоокрашенными трахитовыми и фонолитовыми туфами и игнимбритами. Верхи разреза слагают темные туфы и лавы более основного состава. Среди них выделяются анортоклазовые и гаюиновые трахиты, анальцимовые фонолиты, тефриты, базаниты. Все породы отличаются низким содержанием $SiO_2$ и высоким — Ca. Значительную роль в эволюции магмы играли процессы ассимиляции карбонатных и сульфатных пород. От большинства вулканических образований Римско-Неаполитанского района эффузивы Вультуре отличаются нормальным содержанием K, но повышенным Ca и Na. Положение вулкана Вультуре, вероятно, контролируется той же зоной поперечного или диагонального широтного разлома, к которой приурочены расположенные западнее Везувий, вулканы Флегрейских полей и магматотектонический массив о-ва Искья. Возникновение четвертичного вулкана Вультуре во внешней зоне Апеннин, по-видимому, может указать на распространение в плейстоцене обстановки растяжения на всю область Южных Апеннин.

**Липарская область.** В юго-восточной части Тирренского моря у побережья Сицилии располагается группа молодых вулканов Липарских (Эоловых) островов. Большинство их образует субширотную дугу, выпуклую к юг-юго-востоку. Выделяются два района: Северный (вулкан Стромболи) и Южный (острова Панареа, Салина, Филикуди, Аликуди и расположенный значительно западнее вулканический о-в Устика). От о-ва Салина к юг-юго-востоку тянется поперечная цепь вулканических островов — Липари и Вулкано. Острова представляют собой недавно потухшие или действующие стратовулканы, по-видимо-

му, приуроченные к опущенной северо-западной части Калабро-Пелоританского срединного массива. Вулканы контролируются системами разломов северо-западного и северо-восточного (до субширотного) простираний, соответственно поперечных и параллельных простиранию структур юго-восточной, сильно изогнутой части Апеннино-Сицилийской складчатой дуги. Анализ ориентировки напряжений в сейсмических очагах этого района показал наличие растяжения в северо-западном — юго-восточном направлении [150]. Непосредственно к северу от Липарских островов констатирован ряд очагов глубокофокусных землетрясений с глубинами до 200—300 км, а в единичном случае до 450 км.

Южный район. Ближе всего к северному побережью Сицилии находится о-в Вулькано (21 км$^2$) — сложный стратовулкан, ныне находящийся в стадии фумарольной активности. Он состоит из нескольких разновозрастных вулканов: Лентия, Вулькано-дель-Пьяно, Вулкано-делла-Фосса и Вульканелло [161]. Наиболее древним является массив Лентиа на западном побережье острова, образованный липаритовыми или щелочными липаритовыми игнимбритами, некогда слагавшими обширное плато, ныне опущенное под уровень моря. Дайки, прорывающие эту толщу (подводящие каналы), прослеживаются в сторону моря к западу. На игнимбритовом фундаменте в позднем плейстоцене или в голоцене вырос главный конус — Вулькано-дель-Пьяно — стратовулкан, сложенный трахибазальтовыми лавами и туфами, в которых в изобилии встречаются ксенолиты липаритовых игнимбритов. Вдоль кольцевых трещин в вершинной части вулкана возникли небольшие пепловые конусы (Сарацено и др.). В дальнейшем часть вулкана обрушилась и образовалась кальдера, внутри которой вырос вулкан Вулькано-делла-Фосса с двумя кратерами. Его извержения были преимущественно эксплозивными, и только изредка изливались короткие лавовые потоки, последний из которых относится к 1739 г. Примерно во II в. н. э. в 2—3 км севернее острова начал расти вулкан Вульканелло, позднее спаявшийся с главным массивом в единое целое. Он сложен желтыми туфами и пеплами, пронизанными дейками. Эволюция эффузивов при формировании массива Вулькано шла от липаритов (Лентиа), через оливиновые трахибазальты и латиты (Вулькано-дель-Пьяно), к щелочным трахитам, трахитам (Вулкано-делла-Фосса) и тефритовым трахиандезитам (Вулканелло). Слабая калиевая тенденция выражена в появлении лейцитсодержащих пород [223].

Севернее Вулькано располагается один из самых больших вулканических островов архипелага — Липари (32 км$^2$). Наиболее ранними следами его деятельности (средний плейстоцен) являются измененные туфы и лавы, обнажающиеся в центре и на западе острова. Позднее на этих эффузивах в северной и южной частях острова образовались хорошо сохранившиеся вулканы Чирика, Гуардиа и Пелато. Вулканы о-ва Липари подразделяются на три группы [239]. К первой относятся стратовулканы без кратеров, пронизанные дайками и сложенные измененными базальтовыми и андезитовыми лавами и туфами, занимающие западное и частично восточное побережье острова (Монтероса). К этой же группе относятся наиболее молодые свежие конусы (Сан-Анжело, Чирика, Пиццо, Маццоне и др.). Второй группе отвечают купола выжимания и экструзивные массивы, сложенные обсидианами и липаритами. С ними местами связаны игнимбриты и пемзовые толщи. К третьей группе относятся хорошо сохранившиеся вулканы Форгиа, Веччио и Пелато, также сложенные обсидианами и пемзами, покрывающими северо-восточную часть острова (Кампобьянко). Центральную часть острова покрывают липаритовые туфы, на юге развиты игнимбриты, а в районе Пьянконте — кварцевые латиты и андезиты с кордиеритом и гранатом, что свидетельствует о явлениях контаминации магмой пород коры континентального типа. На о-ве Липари выделя-

ется четыре фазы извержений [223]: I — кварцевые латиты и латито-андезиты; II — кварцевые латиты, андезиты, латиты и кордиерит содержащие липарито-дациты; III — липариты и щелочные липариты; IV — потоки обсидианов и пемзовые туфы. В целом последовательность пород гомодромная. Отмечается очень слабое преобладание калия над натрием; по мере эволюции вулканов все ярче проявляется известково-щелочной характер магмы.

На о-ве Салина извержения начались с излияний андезитов и трахиандезитов (древний вулкан Поллара). Позднее на юго-востоке возникли эндогенные купола липарито-дацитов. Наиболее молодыми продуктами являются пемзы и пемзовые туфы кварцевых латитов, содержащие обильные ксенолиты гранитов, диоритов, гнейсов, мраморов и кайнозойских известняков с глобигеринами, доказывающие, по мнению Г. Пихлера, анатектическое происхождение кислой магмы и свидетельствующие о возникновении вулкана на погруженном блоке Калабро-Пелоританского массива.

Остров Панареа (2,5 км$^2$) и расположенный севернее островок Базилуццо сложены кислыми породами. Панареа представляет сложный экструзивный массив дацитов и липаритов, сформированный раньше других вулканов архипелага [223]. Базилуццо сложен более молодыми экструзивными липаритами. Западнее находятся небольшие о-ва Филикуди (10 км$^2$) и Аликуди (6 км$^2$), образованные несколькими генерациями экструзий кварцевых латитов и латито-андезитов.

Значительно западнее, в 70 км к северу от Палермо, находится небольшой о-в Устика, состоящий из стратовулканов Коста-дель-Фалло, Кардия-дель-Турчи и Фальконьера [236]. В основании их выступают базальтовые лавы. На них излились андезиты и трахиты. Позднее происходили эксплозивные выбросы. Вдоль юго-восточного берега распространены подушечные лавы и гиалокластиты. Возраст эффузивов неясен, но, по-видимому, они очень юные.

Северный район. Самый северный остров архипелага занимает действующий вулкан Стромболи площадью 12 км$^2$ и абсолютной высотой в 926 м. Поскольку глубины дна непосредственно вокруг острова превышают 1000 м, общая высота вулкана — более 2 км. На вершине имеется разрушенный полукольцевой кратер, открытый к северо-западу. В современном кратере (Цима), отделенном седловиной от более древнего (Ванкори), имеется пять открытых эруптивных каналов. Из одного из них с интервалом в 15 минут происходят эксплозивные извержения с выбросом бомб, туфов и пеплов. Иногда эксплозии сменяются излияниями лав. На дне кратера располагается множество фумарол. Небольшой островок Стромболиччио, северо-восточнее Стромболи, представляет собой вулканический некк [229]. Стромболи является замечательным примером непрерывно активного вулкана центрального типа с отдельными сильными пароксизмальными извержениями. По характеру деятельности он похож на Карымский вулкан (Камчатка). Породы Стромболи представлены базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами с постоянным присутствием оливина. Современные эффузивы имеют преимущественно трахибазальтовый состав. Вулканические породы Стромболи характеризуются незначительной щелочностью.

Таким образом, в Липарской области распространены различные типы четвертичных вулканов, извергавшие и извергающие разнообразные продукты, отличающиеся от пород Римско-Неаполитанской области сравнительно невысоким содержанием щелочей. Некоторые разновидности эффузивов имеют типично известково-щелочной характер. Следует подчеркнуть присутствие на о-ве Вулкано остатков покрова игнимбритов, приуроченного к раздробленной и опущенной под уровень моря краевой части Калабро-Пелоританского массива. Все вул-

каны Южного района образовались на коре континентального типа. В северном направлении (Стромболи) увеличивается основность пород.

**Восточно-Сицилийская область,** к которой относятся крупнейший действующий вулкан Средиземноморья — Этна и расположенный к югу от него вулканический район Иблеа, занимает в тектонической структуре Альпийского пояса необычное положение (см. рис. 16), представляя поперечную вулканическую зону, вдающуюся в пределы его южного обрамления. В тектоническом строении Сицилии остается много неясного. Следуя наиболее распространенным представлениям, здесь можно выделить четыре основные зоны (с севера на юг): 1) юго-западный край Калабро-Пелоританского массива; 2) надвинутую к югу альпийскую складчатую зону Северной Сицилии, постепенно сужающуюся к востоку; 3) глубокий (до 7 км) краевой прогиб, также сужающийся в восточном направлении; 4) эпибайкальскую плиту Рагуза — Мальта с очень мощным мезо-кайнозойским чехлом, занимающую юго-восточную часть Сицилии, Мальту и восточную часть Африкано-Сицилийского массива; на востоке эта плита посредством крутого меридионального уступа (глубинного разлома или флексуры) сочленяется с центральной частью глубоководной впадины Ионического моря. Две предыдущие зоны, резко суживаясь у восточного берега Сицилии, скрываются под северной периферической зоной этой впадины, вероятно, наложенной на их восточное продолжение. Пелоританский блок отделен от Калабрийского блока срединного массива узким молодым поперечным грабеном Мессинского пролива.

Восточно-Сицилийская вулканическая зона меридионально вытянута по западному борту впадины Ионического моря и пересекает почти все тектонические зоны Сицилии. Массив Этны насажен на восточный, наиболее суженный участок Северо-Сицилийской складчатой зоны и краевого прогиба, а вулканический район Иблеа приурочен к северной периферии плиты Рагуза — Мальта. На северном продолжении Восточно-Сицилийской вулканической зоны расположена субмеридиональная цепь вулканов Липарских островов (Вулкано — Липари — Салина). К Восточно-Сицилийской зоне приурочены крупнейший гравитационный максимум (в редукциях Буге и изостатической) и очаги многих землетрясений района Катания — Этна — Мессина. Несомненна связь Восточно-Сицилийской вулканической области с крупнейшей долготной зоной глубинных тектонических нарушений, поперечной к простиранию Сицилийского отрезка Апеннино-Сицилийской складчатой дуги и приуроченность их к участку наиболее крутого изгиба этой дуги. В этом отношении Восточно-Сицилийская поперечная тектоно-вулканическая зона напоминает район Бакеу в Предкарпатском прогибе, район Вультуре в Южных Апеннинах и Гибралтарский грабен с возможно приуроченными к нему вулканами. При общем долготном простирании Восточно-Сицилийской зоны в ее структуре и рельефе важная роль принадлежит системе разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

Район Этны. Гигантский действующий вулкан Этна (3263 м) покоится на ступенчатом горстообразном поднятии, сложенном верхнеплиоценовыми отложениями (абсолютной высотой до 800 м) и контролируется несколькими взаимно пересекающимися системами разрывов, северо-восточного, север-северо-западного и субширотного простираний [232] — рис. 18. Высота самой вулканической постройки достигает 2 км, а площадь 1570 км$^2$. На склонах вулкана, особенно на южных и северных, располагаются сотни адвентивных конусов высотой до 250 м, «насаженных» на радиальные разломы. Изолированные конусы редки. На восточном склоне Этны находится узкая и глубокая (1100 м) эрозионная долина, в крутых склонах которой хорошо видно внутреннее строение вулкана [192]. Вулкан начал формироваться в раннем

плейстоцене с излияний базальтов. Первоначальный конус Этны, хорошо фиксируемый серией даек и жил, располагался в 5 км юго-восточнее современного. Мощные извержения в дальнейшем привели к образованию кальдеры, а центр извержений переместился к северо-западу,

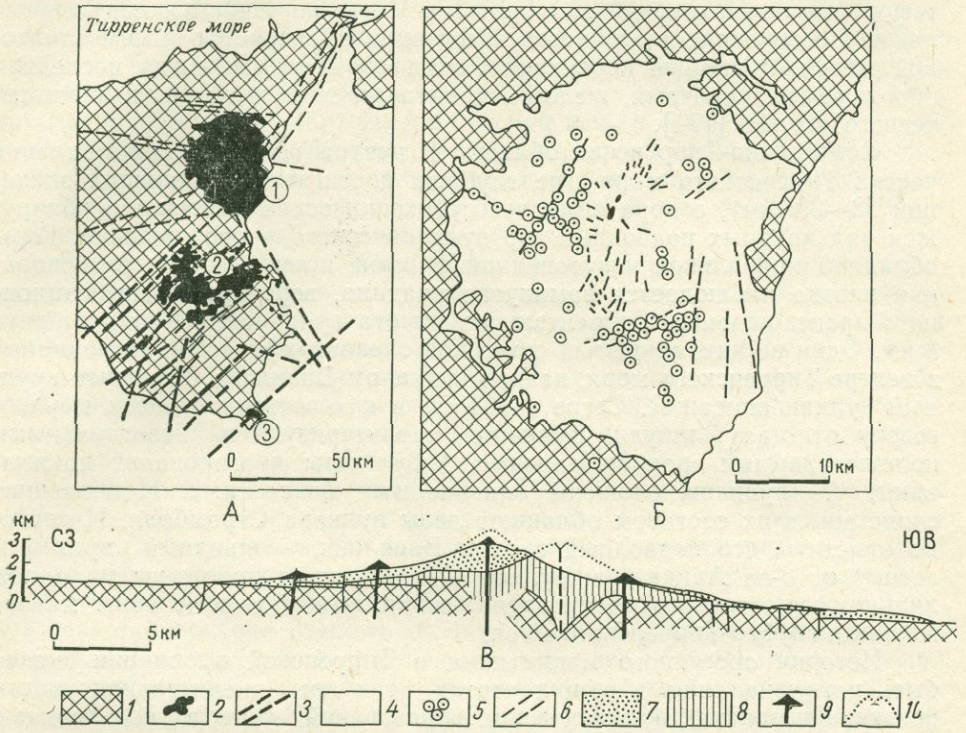



Рис. 18. Вулкан Этна. По А. Ритману (1964)

А — расположение вулканических массивов на востоке Сицилии; Б — массив Этны; В — схематический разрез Этны. *1* — субстрат; условные обозначения к рис. А: *2* — вулканические массивы (1 — Этна, 2 — Иблеа, 3 — Лассеро-Пачино), *3* — разломы; условные обозначения к рис. Б: 4 — вулкан Этна, *5* — адвентивные вулканы, *6* — трещины; условные обозначения к рис. В: *7* — конус современной Этны, *8* — древний вулкан Трифоглистито с кальдерой, *9* — адвентивные вулканы, *10* — предполагаемый контур древних вулканов

где на ее краю сформировался новый вулканический конус. Затем в результате сильных взрывов снова возникла кальдера обрушения, так называемый «эллиптический кратер», а внутри нее вырос современный конус. В течение последнего столетия в связи с частыми извержениями морфология вулкана претерпевала быстрые изменения. Большая часть извержений происходит через паразитические кратеры на склонах главного вулкана. Наиболее древние вулканические породы Этны представлены базальтами, реже тефритами. В основном вулкан сложен лавами и туфами андезитов, андезитобазальтов, трахиандезитов, нефелиновых тефритов. Так, называемые анальцимовые базальты возникли за счет взаимодействия лавы с глинистым илом в подводных условиях. Вулканиты Этны принадлежат к породам, переходным от известково-щелочных к щелочным [121].

Район Иблеа располагается южнее Этны на площади 250 км$^2$ и достигает высоты 1000 м (гора Лауро). Особенностями этого района являются чрезвычайно продолжительная вулканическая деятельность, начавшаяся в среднем триасе и многократно возобновлявшаяся в позднем триасе, лейасе, доггере, позднем мелу, миоцене, плиоцене и плейстоцене, а также подводные условия извержения. Наземные вулканиты почти отсутствуют. Центры извержений располагаются на пересечении разломов северо-восточного простирания. По-видимому, движения по разрывам неоднократно возобновлялись.

В настоящее время район характеризуется высокой сейсмической активностью. С начала мезозоя ареал вулканизма постепенно мигрировал в северном направлении, в сторону Этны. Продукты подводных извержений представлены базальтовыми лавами и гиалокластитами, реже тефритовыми базальтами и тефритами. Часто встречаются подушечные лавы. Повышенная щелочность эффузивов объясняется пневматолитовой дифференциацией первичной базальтовой магмы, когда последняя обогащалась щелочами, железом и титаном в верхней части магматического столба [174].

**Центрально-Тирренская область.** В центральной и в юго-восточной частях Тирренского моря, где глубины достигают наибольших значений (3—3,5 км), а кора обладает субокеаническим строением, обнаружен ряд крупных подводных гор вулканического происхождения. Горы обладают правильной конусовидной формой, причем вокруг их основания иногда наблюдается замкнутая впадина, вероятно, компенсационного происхождения. Относительная высота вулканов может достигать 3 км. Один из них, открытый советской океанографической экспедицией в центре Тирренского моря, назван вулканом Вавилова. Не менее крупный вулкан описан А. Сегре (1964 г.) в юго-восточной части моря, к северу от о-ва Аликуди. Вулканы характеризуются значительными положительными гравианомалиями. Результаты драгирования показывают, что вулканы сложены оливиновыми базальтами. Наибольшим сходством с их составом обладают лавы вулкана Стромболи. Интересно отметить, что подводный вулкан Вавилова, подводный вулкан к северу от о-ва Аликуди и вулкан Стромболи расположены на одной линии юго-восточного простирания, совпадающей с осью зоны максимальных глубин Тирренского моря.

История орогенного магматизма в Тирренской провинции может быть намечена лишь в общих чертах, так как значительная часть позднекайнозойских вулканических образований скрыта под водами Тирренского моря. Если не считать Восточно-Сицилийской поперечной вулканической зоны, где эффузии основной магмы происходили с мезозоя, то первые известные нам извержения относятся к миоцену (?) и плиоцену, т. е. к концу раннеорогенной и началу позднеорогенной стадии. Они приурочены к внутренним, более древним зонам Апеннинского сооружения. В это время происходят игнимбритовые извержения кислой магмы, сопровождаемые вулкано-тектоническими подвижками, и формируются комагматичные им гипабиссальные тела гранитоидов. Эти вулканиты, вероятно, были распространены в пределах ряда районов, ныне опустившихся под воды периферических зон Тирренского моря. В антропогене по мере расширения Тирренской впадины ареал вулканической активности перемещается к востоку, в пределы внешней складчатой мегазоны и лишь на отдельных участках четвертичные вулканы унаследованно развиваются там же, где происходили плиоценовые извержения (к северо-западу от Рима и к юго-западу от Неаполя, на Липарских островах). Игнимбритовый вулканизм, связанный с периферическими близповерхностными очагами кислой магмы, уступает место обширным полигенным стратовулканам, нередко длительно развивающимся и осложненным кальдерами. Продукты их деятельности приобретают в Римско-Неаполитанском районе все более резко выраженный щелочной (с преобладанием калия), а в Липарской области сохраняют известково-щелочной характер. В четвертичное время усиливается вулканическая активность в зонах поперечных разломов, секущих Апеннино-Сицилийскую складчатую дугу — Неаполитанской (Везувий и Вультуре) и Восточно-Сицилийской (Этна). В глубоком тылу складчатой дуги, в субокеанической Тирренской впадине сформировалось несколько крупных базальтовых вулканов. Время их деятельности не установлено.

## Сардино-Пантеллерийская вулканическая провинция

В качестве Сардино-Пантеллерийской провинции мы выделяем зону олигоцен-четвертичного вулканизма северо-западного — юго-восточного простирания, наискось пересекающую альпийские складчатые сооружения Западного Средиземноморья. Она приурочена к системе грабенов Сардинии и Тунисского пролива, представляющей один из фрагментов трансконтинентальной рифтовой системы, наложенной на платформу Западной Европы, Альпийский пояс и северную часть Африканской платформы [198] (см. рис. 16). Вулканизм Сардино-Пантеллерийской провинции характеризуется сочетанием проявлений основных и кислых магм при ведущей роли последних. В ней выделяются Сардинская и Пантеллерийская области.

**Сардинская область.** Глыба Сардинии — Западной Корсики представляет сильно приподнятый герцинский массив в западной части Альпийского пояса, ограниченный почти со всех сторон глубоководными субокеаническими впадинами Западного Средиземноморья и Тирренского моря. По своему тектоническому положению Сардино-Корсиканский массив резко отличается от типичных срединных массивов и более сходен с периферическими массивами. Через западную часть Сардинии, от зал. Асинара на севере до зал. Кальяри на юге проходит широкий (до 50 км) долготный грабен Кампидано, который южнее 40° с. ш. несколько сужается и поворачивает к юго-востоку. Он имеет глубину до 2 км, выполнен кайнозойскими вулканическими и отчасти осадочными образованиями и обрамлен обширным горстом, поднятым до 1,2 км на востоке и несколькими более мелкими горстами на западе. От главного грабена отходят в разные стороны узкие поперечные и диагональные грабены. В ограничении главного грабена и расчленении его дна и смежных горстов на более мелкие блоки участвуют сбросы четырех направлений [244]. Почти все позднекайнозойские вулканические образования приурочены к грабену. Выделяются две крупные эпохи вулканизма: олигоцен — раннемиоценовая (догельветская) и поздний миоцен — четвертичная (послетортонская). Внутри каждой эпохи установлен ряд фаз извержений.

Наиболее древняя фаза приходится, по-видимому, на ранний олигоцен, хотя не исключен ее эоценовый возраст. В это время происходили эксплозивные извержения и излияния андезитов из аппаратов центрального типа на севере (Англона) и в меньшем объеме на крайнем юге острова (Сульцис). Следующая, главная фаза вулканической активности (олигоцен — ранний миоцен) особенно мощно проявилась на северо-западе (Англона, Лагудоро, Кампеда и др.). Вулканические продукты этой фазы разнообразны и представлены липаритами, трахитами и витрофировыми андезитами. По-видимому, происходили извержения центрального типа, сформировавшие ряд стратовулканов, слившихся своими основаниями в крупный вулканический массив. Среди кислых вулканических пород значительное место занимают игнимбриты (особенно комендитовые). Образование больших объемов кислой магмы связывается с переплавлением герцинских гранитных интрузий [244]. На юге, в районе островов Сан-Пьетро и Сан-Антиохо после извержений трахитов были выжаты экструзивные купола комендитов. Завершилась эта фаза излиянием трахитовых лав и эксплозиями трахитовых туфов. Среднему миоцену в целом отвечает ослабление вулканической активности, однако в южной части Сардинского грабена происходили подводные эксплозивные извержения, давшие прослои туфов среди морских среднемиоценовых моласс [244]. В позднем миоцене извержения усилились и продолжались в течение плиоценовой эпохи. В это время функционировали довольно крупные щитовые вулканы или стратовулканы, сложенные преимущественно основными

эффузивами. В центре Западной Сардинии, в зоне меридионального грабена, образовались крупные вулканы: Монте-Ферру и Монте-Арчи. Миоценовые извержения этих вулканов характеризовались эксплозивными выбросами липаритовых и трахитовых туфов и в дальнейшем мощными экструзиями трахитов. Огромный купол возник на вулкане Монте-Ферру. Края экструзивного купола расползлись наподобие коротких лавовых потоков. Местами известны небольшие потоки фонолитовых лав. После некоторого периода покоя в позднем плиоцене на Монте-Ферру произошли излияния базальтовых лав, довольно мощным панцирем покрывших склоны вулкана, сложенного трахитами. Впоследствии в результате мощных взрывов на вулкане образовались три кальдеры. Наиболее молодые эффузивные породы Монте-Ферру представлены потоками анальцимовых базальтов. Севернее и южнее вулканов Монте-Ферру и Монте-Арчи позднемиоценовый и плиоценовый основной вулканизм проявился очень слабо. В четвертичное время происходили лишь незначительные излияния базальтов в районе зал. Оросей на восточном сбросовом побережье Сардинии.

Таким образом, вулканические образования Сардинии, выполняющие сложную грабенообразную структуру, подразделяются на два крупных комплекса. Древний, олигоцен-раннемиоценовый комплекс, слагается преимущественно кислыми эффузивами иногда с повышенной щелочностью (липаритами, комендитами, трахитами, редко андезитами, среди которых широко распространены игнимбриты). Объем его намного превышает объем более молодого (поздний миоцен — антропоген) комплекса, представленного разнообразными базальтами, реже трахитами и фонолитами. Вулканические породы Сардинии в целом тяготеют к известково-щелочным сериям, однако иногда обнаруживают средиземноморскую (калиевую) тенденцию [244]. В формировании кислой и отчасти щелочной магмы значительную роль играли процессы контаминации и анатексиса. Суммарный объем вулканитов Сардинии — порядка 8000 км$^3$.

**Пантеллерийская область,** занимающая зону Тунисского пролива между Сицилией и Северной Африкой, приурочена к системе разломов растяжения северо-западного простирания, служащей юго-восточным продолжением Сардинского грабена. Эта система разломов пересекает промежуточное звено между альпийскими сооружениями складчатой зоны Тунисского Атласа и юго-западную часть эпибайкальской (?) плиты Рагуза — Мальта. О структуре этой зоны, покрытой водами Средиземного моря, мы можем судить в основном по данным батиметрии и особенностям строения отдельных мелких островов тектонического и вулканического происхождения. Осевую ее часть занимает ступенчатый грабен с глубинами более 1 км, в центре которого расположен о-в Пантеллерия. К этому грабену приурочена зона значительных положительных гравианомалий (до +75 мгл в редукции Буге). В пределах грабена предполагается отсутствие и резкое утоньшение гранитно-метаморфического слоя. Небольшие грабены близ о-ва Линоза осложняют структуру его юго-западного крыла. На северо-восточном крыле четко выражено еще два протяженных грабена северо-западного простирания, разделенных горстообразными поднятиями Мальтийского архипелага. Горсты и грабены разбиты сбросами юго-западного — северо-восточного простирания на ряд поперечных блоков. Судя по значительному несоответствию между положением альпийских складчато-покровных сооружений и краевых прогибов в Сицилии и Северном Тунисе, в Пантеллерийской зоне разломов имели место не только растяжения и вертикальные глыбовые движения, но и деформации типа правостороннего сдвига. Деформации растяжения в Пантеллерийской зоне разломов, по-видимому, начались в неогене и продолжаются до настоящего времени.

Остров Пантеллерия представляет собой молодой вулканический массив, судя по геофизическим данным, вероятно, насаженный на небольшой горстообразный выступ в центральной части Пантеллерийского грабена. В раннюю фазу вулканизма, вероятно, в позднем плейстоцене возник крупный вулканический конус, сложенный пантеллеритами и натровыми трахитами. По его периферии образовались небольшие паразитические конусы. В дальнейшем, в результате сильных эксплозивных извержений в юго-восточной части острова возникла кальдера диаметром 6—7 км. С ней тесно связаны пантеллеритовые игнимбриты и пемзовые туфы [170]. По краям кальдеры образовались небольшие вулканчики, давшие короткие потоки вязкой липаритовой лавы и обсидиановые купола, а на северо-западной оконечности острова поверх игнимбритового покрова изливались базальты и гавайиты, а затем трахиты [245]. Вулканический массив Пантеллерии разбит системой разломов северо-западного и субмеридионального простирания. Вдоль некоторых из них в настоящее время происходит слабая фумарольная деятельность. Хотя основные вулканические породы находятся в явно подчиненном количестве, они резко обособляются от более кислых эффузивов — натровых липаритов и трахитов; промежуточные породы отсутствуют. Это заставляет предполагать существование двух независимых магм [245].

Другим центром недавней вулканической деятельности является островок Линоса к юго-востоку от Пантеллерии. Здесь распространены лавы, переходные между трахибазальтами и тефритами (линозиты, Г. Вашингтон, 1914 г.). Несколько подводных вулканических гор обнаружено в зоне северо-восточного простирания между Пантеллерией и Сицилией, а также к западу и северо-западу от Мальты. В этой области зарегистрирован ряд подводных извержений, происходивших к северо-западу и к югу от Пантеллерии, например, в 1701, 1831, 1891 гг., а также у южного берега Сицилии в 1845 и 1846 гг. Извержения предворяются и сопровождаются земле- и моретрясениями, а также активизацией деятельности фумарол, вертикальными подвижками земной поверхности и образованием трещин на о-ве Пантеллерия. Во время извержения 1831 г. в 11 км к югу от Пантеллерии возник вулканический остров Фердинандеа с кратером, сложенный шлаками и пеплом. В момент своего наибольшего развития остров достиг 700 м в окружности и 70 м в высоту (при глубине моря вокруг него более 200 м), но был разрушен через несколько месяцев абразией. Во время подводного извержения 1891 г. в 5 км северо-западнее Пантеллерии происходили сильные выбросы вулканического пара, пепла и раскаленных пористых вулканических шлаков и бомб, одни из которых лопались со страшным шумом и тонули, а другие продолжали плавать на поверхности моря (М. Неймайр, 1903 г.). Наличие современной подводной вулканической активности в Пантеллерийской зоне разломов позволяет предполагать, что нам известна лишь незначительная часть распространенных в ней вулканитов.

### Альборанская вулканическая провинция

В западной части Средиземного моря и его Испанского и Северо-Африканского побережий располагается Альборанская вулканическая провинция. Центральную ее часть занимает впадина Альборанского моря с рядом подводных вулканов. Характерной чертой альпийских сооружений Бетийских Кордильер, Марокканского Рифа и Телльского Атласа, обрамляющих в виде крутой дуги западную часть Средиземного моря, является их складчато-покровная структура с центробежными горизонтальными смещениями масс. Амплитуда покровных перемещений достигает нескольких десятков километров. Время надвигания

от внутренних зон к внешним изменяется от эоцена до среднего миоцена. На месте самого резкого поворота Альпид на них накладывается широтный плиоценовый Гибралтарский грабен. Молодые вулканиты Марокканского и Алжирского побережья Средиземного моря объединяются в Северо-Атласскую, а Бетийских Кордильер — в Бетийскую вулканическую область.

**Северо-Атласская область.** На северной периферии Атласских гор известны многочисленные проявления кайнозойского вулканизма, непосредственно приуроченные к альпийским сооружениям Рифа и Телльского Атласа, представляющим серию покровов, надвинутых на расположенные южнее эпигерцинские и эпибайкальские периферические массивы. Корни некоторых покровов, по-видимому, находились в прибрежной зоне Альборано-Балеарского бассейна. Как показал Л. Гланжо, процесс образования складок и покровов постепенно распространялся в течение олигоцена и раннего миоцена от внутренних зон Рифа и Телльского Атласа к внешним, т. е. в южном направлении, и завершился в первой половине тортонского века. В этих зонах возникали условия сжатия и вулканическая деятельность отсутствовала, но имело место внедрение мелких гранитоидных массивов олигоцен-миоценового возраста. По мере перемещения складчато-покровных деформаций к югу в тылу их наступало растяжение, сопровождавшееся наземным вулканизмом. Л. Гланжо выделяет восемь продольных зон, в которых последовательно, начиная с олигоцена, возникли благоприятные условия для вулканической деятельности. В позднем олигоцене действовали вулканы, приуроченные только к самой северной, Кабильской зоне. В миоцене, плиоцене и антропогене вулканическая активность постепенно смещалась к югу.

Позднеолигоценовые извержения наиболее северной зоны, в районах Делли, Менервиля и Джинета носили наземный и частично подводный характер. Вулканы выбрасывали пирокластические продукты и изливали лавы сначала базальтового и андезито-базальтового состава, а в дальнейшем липаритового и комендитового. В небольшом количестве накапливались игнимбриты. При подводных излияниях образовывались основные подушечные лавы. После некоторого перерыва извержения возобновились в раннем миоцене (в районе городов Джинет, Шершел, Бени, Хаун, Мелилья и др.). Среди их продуктов преобладали относительно кислые породы: липариты, дациты, деллениты, реже андезиты. В среднем миоцене вулканизм несколько мигрирует к югу, но характер извержений практически не меняется. Преобладают дациты, андезито-дациты, редко встречаются деллениты. В позднем миоцене местами появляются базальтовые лавы. Олигоценовые и миоценовые, особенно раннемиоценовые вулканиты распространены почти исключительно в восточной части Атласской области (к востоку от Орана). Напротив, в плиоцене и антропогене извержения происходили только на западе, главным образом в районе Мелильи и Орана [193]. Эти вулканические явления были, по-видимому, связаны с усилением процесса погружения и раздробления дна Альборанского моря и прилегающих к нему районов.

Среди вулканических построек в Северо-Атласской области преобладают стратовулканы, полигенные лавовые и туфовые конусы. Редко встречаются небольшие лавовые и игнимбритовые покровы. Наиболее крупным вулканическим районом являются район Мелильи (около 1500 км$^2$). В позднем миоцене — раннем плиоцене на крайнем севере, в районе мыса Трес-Форкас сформировалась толща липаритовых и деллените вых игнимбритов мощностью до сотни метров [185]. Основная фаза вулканической активности приходится на средний и поздний плиоцен, когда возникло несколько крупных стратовулканов, извергавших преимущественно андезитовую и реже латитовую пирокластику

и подчиненные ей лавовые потоки. В четвертичное время происходили ничтожные по объему излияния базальтов по периферии главного вулканического массива. Интрузивные тела: силлы, штоки, лакколиты, факолиты и другие, формировавшиеся главным образом в олигоцене и миоцене (города Делли, Джинет, Ковалло, Бени, Хаун, Шершел, Уэд-Амизур), комагматичны описанным выше эффузивам. Они представлены микрогранодиоритами, гранодиоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, редко долеритами. Местами, например в лакколитах Джаута или в штоках Джебель — Бехтута, породы интрузий приобретают слабощелочной характер и выражены щелочными биотитовыми гранитами и микрогранитами. Интрузии формировались в гипабиссальных условиях: по-видимому, имеются и близповерхностные субвулканические тела. В петрохимическом отношении молодые магматические породы относятся к известково-щелочной серии, несколько отклоняясь к щелочной в основных своих членах [59].

**Бетийская область.** На юге Испании от городов Кадиса до Аликанте протягивается сложно построенный высокогорный хребет Бетийских Кордильер. Он образован субширотными складчато-покровными комплексами, слагающими несколько зон (Бетская, Суббетская, Предбетская). Возраст складчатости и покровных перемещений, по-видимому, меняется как по простиранию, так и вкрест сооружения Бетид, но в целом относится к олигоцену — началу среднего миоцена. О наиболее молодых покровных перемещениях свидетельствует налегание суббетских покровов на отложения нижнего миоцена и их трансгрессивное перекрывание средним и верхним миоценом. Корни некоторых покровов, вероятно, располагались в пределах северной части Альборанского моря.

Обстановка сжатия, господствовавшая в позднем палеогене — раннем миоцене, сменилась в конце миоцена некоторым растяжением, приведшим к образованию небольших наложенных впадин, выполненных молассами (в районах Гранады, Басы, Ронды, Мурсии и др.). К ним приурочены сравнительно слабые проявления позднеорогенного вулканизма. Ряд центров плиоценовых извержений располагался вдоль юго-восточного побережья Испании от Альмерии до Картахены. Остатки вулканических толщ известны в районе мыса Гата и на мысе Палос. Плиоценовые и четвертичные субвулканические тела и лавовые потоки распространены также севернее Картахены, в провинции Мурсия, в долине Сегура. Часть вулканитов, несомненно, скрыта под водами прибрежных участков Средиземного моря. Магматические породы представлены небольшими близповерхностными силлами и лакколитами среди плиоценовых и миоценовых отложений и короткими потоками лав. Породы обладают своеобразным основным составом. Шире всего распространены джамеллиты, вериты и фортуниты (названия происходят от небольших местечек в Южной Испании). Вериты по составу близки к лимбургитам, отличаются обогащением $MgO$, $CaO$, $K_2O$ и $TiO_2$ и обедненностью $SiO_2$, $Al_2O_3$ и $Na_2O$. Джамеллиты похожи на вериты, а фортуниты представляют стекловатые породы трахитового ряда, состоящие из оливина и светлой слюды, весьма напоминающие флогопитсодержащие, богатые калием основные щелочные породы Восточной Африки и Северной Америки [169]. Родоначальной магмой являлась скорее всего магма, отвечающая по составу слюдистому перидотиту или пироксениту. Расплав поступал с большой глубины, явления ассимиляции и контаминации не имели места (интересно отметить, что вдоль южного побережья Испании протягивается узкая широтная зона очень значительных положительных изостатических аномалий, аналогичная зоне Ивреа в Западных Альпах, возможно, указывающая на наличие гребневидного выступа мантии). Таким образом, молодой вулканизм Бетийских Кордильер в петрохимическом отно-

шении выглядит явно аномальным по сравнению с другими вулканическими областями Западного Средиземноморья.

Альборанская область целиком приурочена к впадине Альборанского моря, в середине которого возвышается вулканическая скала Альборан. Рельеф глубоководной впадины сильно расчленен. Наряду с резкой изостатической неуравновешенностью, это указывает на недавнее опускание этого района, сопровождавшееся растяжением. Последнее подтверждается ориентировкой напряжений в очагах землетрясений [150]. В результате растягивающих усилий на дне моря образовались узкие и глубокие грабены и ромбовидные горсты, ограниченные сбросами северо-западного — северо-восточного простирания [190]. Центральные части «ромбов» представляют собой платообразные подводные возвышенности. В пределах плато вблизи краев грабенов располагаются отдельные горы, которые по сейсмоакустическим и магнитометрическим данным интерпретируются как вулканы. К северо-востоку от Мелильи намечается большая кальдера.

**Южно-Атласская вулканическая провинция**

В Северо-Западной Африке, непосредственно южнее альпийских цепей Рифа и Телльского Атласа располагаются жесткие периферические массивы. Они обрамлены с юга альпийскими складчатыми сооружениями, возникшими на участках развития субплатформенного чехла или недоразвитых миогеосинклинальных прогибов. Эпигерцинский периферический массив Марокканской Месеты ограничен на юге сооружением Высокого Атласа, эпибайкальский (?) массив Оранской Месеты — Высоких плато — сооружениями Сахарского Атласа. Периферические массивы разделяет диагональная складчатая зона Среднего Атласа. Массив Марокканской Месеты кроме своей западной части почти не покрыт мезо-кайнозойскими осадками. Напротив, на массиве Оранской Месеты почти повсеместно распространен недеформированный фанерозойский чехол.

В конце кайнозоя на обоих массивах и частично в пределах разделяющей их зоны Среднего Атласа проявился вулканизм, практически полностью отсутствующий в обрамляющих их с юга альпийских складчатых цепях. По-видимому, эти цепи формировались в обстановке сжатия, а периферические массивы испытывали некоторое растяжение, о чем свидетельствуют развитые на них нормальные сбросы. Вулканические проявления имели место на Марокканском массиве, в районе так называемого Центрального герцинского выступа, к северу от г. Хенифра. Восточнее вулканы в изобилии располагаются в пределах Средне-Атласского известнякового плато в окрестностях г. Ифран. Отдельные извержения происходили на северо-западном склоне сооружения Среднего Атласа, севернее Итфераи на его северо-восточном продолжении (впадина Герсиф и район г. Уджда). Еще один вулканический район приурочен к западной окраине массива Оранской Месеты. В более восточных его частях новейший вулканизм не проявился. Во всех этих районах плиоценовый, реже четвертичный вулканизм характеризовался излияниями базальтовых лав, происходивших из аппаратов центрального типа. Иногда, например в Средне-Атласском известняковом плато, несколько генераций лавовых потоков довольно далеко проникали по долинам рек. Широким распространением пользовались туфовые и шлаковые конусы, нередко с хорошо сохранившимися кратерами. На некоторых участках происходили ареальные извержения, создавшие многочисленные мелкие, рассеянные на большой площади конусы. В ряде районов вулканические центры образуют долготно вытянутые цепочки или овал и, по-видимому, контролируются глубоким разломом по трещинам меридионального простирания.

В кайнозойское время извержения происходили и по северной периферии Анти-Атласа — зоны проявления альпийской активизации в пределах допалеозойской платформы. В районе новейшего поперечного поднятия, ограниченного с запада Агадирской, а с востока — Варзазатской впадинами, в понтическое время сформировался крупный, сложный стратовулкан Сируя (3304 м), по периферии которого находятся более мелкие моногенные вулканы. Наиболее ранние извержения датируются в 10±1 млн. лет, а самые последние вспышки вулканической активности, судя по данным определения абсолютного возраста, происходили 6,5±0,5 млн. лет тому назад. Другой вулканический район расположен восточнее, близ юго-восточного края впадины Варзазат. Отличительной чертой вулканизма Анти-Атласа является щелочной состав эффузивных пород, в подавляющей массе представленных фонолитами и реже щелочными базальтами. Таким образом, по мере движения к югу от эпигеосинклинальной складчатой зоны Северного Атласа состав вулканических пород меняется: на периферических массивах Альпийского пояса распространены основные, а на активизированной древней платформе — щелочные породы.

**Иберийская вулканическая провинция**

В пределах Иберийского и Каталонского эпигерцинских периферических массивов Пиренейского полуострова, занимающих по отношению к Бетийским Кордильерам такое же положение, как и массивы Марокканской и Оранской Месеты по отношению к сооружениям Рифа и Телльского Атласа, незначительно проявился неоген-четвертичный вулканизм. Выделяются две вулканические области — Каталонская и Южно-Кастильская.

**Каталонская область.** В восточной части Каталонского массива, разделяющего Предпиренейский краевой прогиб Эбро и Кельтиберийскую складчатую зону, в окрестностях городов Олот и Жерона известно более двух десятков хорошо сохранившихся небольших вулканов высотой до 300 м. Широко распространены лавовые потоки, заполнившие молодые речные долины [175]. На многих вулканических конусах имеются почти не разрушенные кратеры. Вулканы центрального типа сложены шлаками, туфобрекчиями и туфами базальтов и трахибазальтов. Лавовые потоки длиной до 10—12 км и мощностью до 40—50 м представлены витрофировыми базальтами. Они изливались из аппаратов трещинного типа и не связаны с вулканическими конусами. Эффузивы перекрывают олигоценовые отложения и даже аллювий речных террас с остатками *Elephas primigenius*. Наиболее молодые лавы имеют поздне- или среднеплейстоценовый возраст, а древнейшие извержения происходили, по-видимому, в позднем плиоцене. Второй район проявлений вулканизма находится в 200 км западнее, на северном краю Каталонского массива. Здесь в долине р. Эбро в окрестностях г. Мекиненсо встречаются плиоценовые базальтовые вулканы и лавовые потоки. Вулканические породы Каталонской области относятся к оливин-базальтовой магме, дифференциация которой привела к появлению трахибазальтов.

**Южно-Кастильская область.** В юго-восточной части Иберийского массива, между зоной Бетийских Кордильер на юге и Кельтиберийской складчатой зоной на северо-востоке известны два района плиоцен-четвертичного вулканизма. В пределах меридиональной зоны между Толедскими горами на севере и Гвадалквивирским краевым прогибом на юге (долина р. Хабалон, окрестности г. Сьюдад-Реаль и пр.) распространены четвертичные базальтовые вулканы и лавовые потоки. Юго-восточнее, в Предбетской зоне, т. е. на участке, где эпигерцинский платформенный чехол смят в складки альпийскими движениями, в

окрестностях городов Эльин и Хумилья находятся плиоценовые базальтовые вулканы. По составу пород они резко отличаются от сильнощелочных калиевых основных эффузивов, расположенных южнее Суббетской зоны. Плиоценово-четвертичный базальтовый вулканизм Иберийского и Каталонского периферических эпигерцинских массивов по возрасту эффузивов, их составу и тектонической приуроченности очень похож на аналогичный вулканизм эпипалеозойских и эпибайкальских периферических массивов Южного Атласа.

---

Для Западно-Средиземноморского сегмента характерно исключительное разнообразие тектонических обстановок, в которых протекал орогенный вулканизм. Лишь в двух провинциях — Тирренской и Альборанской — проявления орогенного вулканизма приурочены к тыловым зонам складчато-надвиговых сооружений; однако вместо срединных массивов в этих провинциях располагаются глубоководные впадины. По масштабу магматических проявлений Альборанская провинция, по-видимому, резко уступает Тирренской. В обеих провинциях имеются также интрузии гранитоидной магмы, комагматичные с кислыми вулканитами, и наблюдается центробежное перемещение зон вулканической активности (волн растяжения), следующих за перемещающимися зонами складко- и надвигообразования (волнами сжатия). В Альборанской провинции, где эти процессы протекали и закончились раньше, чем в Тирренской (соответственно в средине и конце миоцена), магматическая деятельность началась раньше и ныне уже закончилась, тогда как в Тирренской она началась в миоцене (?) или плиоцене и продолжается до настоящего времени.

Иберийская и Южно-Атласская вулканические провинции приурочены к периферическим массивам, не имеющим аналогов в других сегментах Альпийского пояса. Для них характерен незначительный позднеорогенный базальтовый вулканизм.

Совершенно необычна по своему тектоническому положению Сардино-Пантеллерийская провинция, связанная с системой грабенов, пересекающих Альпийский пояс и представляющих, по-видимому, фрагмент трансконтинентального Рейнско-Нигерского рифтового пояса. Здесь извержения начинаются раньше, чем в других провинциях — в раннем олигоцене и продолжаются до настоящего времени.

## ВУЛКАНИЗМ ЗОН ПЛАТФОРМЕННОГО ОБРАМЛЕНИЯ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Проявления позднекайнозойского вулканизма имели место не только в самом Альпийском орогеническом поясе, но и в ряде активизированных платформенных областей, примыкающих к нему с севера и с юга. Вулканическая активность в этих областях была тесно связана с тектоническими событиями заключительных стадий развития Альпийского пояса. Вместе с тем молодой вулканизм в прилегающих зонах платформ довольно существенно отличается по составу продуктов, характеру извержений и типам вулканических аппаратов от сопряженного с ним по времени орогенного вулканизма Альпийского пояса. Выделяются две платформенные зоны позднекайнозойского вулканизма — Западно-Европейская и Африкано-Аравийская. Первая представляет подвижную эпигерцинскую платформу с очень сложным тектоническим строением, вторая — огромную древнюю докембрийскую платформу. Обе зоны подверглись в позднем кайнозое тектоно-магматической активизации, однако характер новейших тектонических деформаций и особенности проявлений и распространения молодого вулканизма в них существенно отличны.

### Западно-Европейская зона обрамления

В пределах эпигерцинской платформы Западной Европы выделяется четыре области кайнозойского — преимущественно неоген-четвертичного вулканизма (с запада на восток): Центрально-Французская, Южно-Рейнская, Северо-Рейнская и Чешско-Силезская (см. рис. 16). Первые две области располагаются к северо-западу от Альпийского пояса в непосредственной близости от его северного края (50—100 км), а две последние простираются севернее, параллельно Альпийскому поясу на расстоянии 200—250 км от него.

**Центрально-Французская область** позднекайнозойского наземного вулканизма располагается в пределах одноименного плато. В тектоническом отношении она представляет эпибайкальский массив внутри герцинской складчатой области, подвергшийся некоторой тектоно-магматической переработке в позднегерцинском этапе; в альпийском цикле он являлся областью поднятия, разбитой в олигоцене меридиональными разломами растяжения. Вдоль них на теле северо-восточной части массива заложились долготно вытянутые впадины — Лимань, Клермон, Верхней Луары, а вдоль восточного края Центрального Французского массива глубокие грабенообразные впадины Бресс и Дофине (впадина Соны — Роны). С неоген-четвертичным временем связано и сводово-глыбовое воздымание массива, достигающее амплитуды 1—1,5 км, которое в ослабленной форме испытали и наложенные олигоценовые впадины. Более восточные впадины — Бресс — Дофине подверглись в конце миоцена сжатию со стороны надвинутой с востока краевой складчатой зоны Альпийского пояса — зоны Юрских гор, но эти напряжения сжатия, по-видимому, не затронули Центрально-Французский массив. Описываемая область подразделяется на ряд вулканических районов с несколько различной историей развития.

Самыми северными являются районы Эльзас—Лоррэн и Бургонь—Шаройе, в которых известны редкие некки и дайки базальтов. На западе плато находятся несколько вулканических районов: 1) Пти-Пюи и Сиуль, представляющие собой цепочки миоценовых и четвертичных базальтовых вулканов; 2) длинная цепь четвертичных вулканов Пюи; 3) крупнейшие и наиболее сложные стратовулканы Мон-Дор и Канталь, соединяющиеся базальтовым плато Сезалье; 4) базальтовый массив южнее Канталя Обрак.

В центре плато выделяется район Лимань, где известны базальтовые туфы и лавы. На востоке располагаются районы: 1) Форе и Монбризон с субвулканическими телами и потоками базальтов; 2) Девэ и Велэ, в которых обширную площадь занимают базальтовые фонолиты; 3) Виварэ и 4) Куарон с незначительным развитием базальтов.

На юге, в районе Коссе обнаружены трубки взрыва, а в Лодеву (Лангедок) — многочисленные некки, мелкие вулканы и базальтовые потоки; они образуют меридиональную цепочку, достигающую Средиземного моря. В Юго-Восточной Франции, в Провансе известны небольшие потоки основных эффузивов, а в Лигурии — лишь конгломераты — продукты разрушения базальтовых, андезитовых и дацитовых вулканов.

Вулканическая активность в Центрально-Французской области началась в олигоцене (например, вулкан Жергови у Клермон-Феррана), продолжалась в миоцене, с максимальной силой проявилась в плиоцене и в ослабленной форме протекала в антропогене. Вулканы насажены на приподнятый в неогене кристаллический цоколь, раздробленный на отдельные глыбы и в основном контролируются системой разрывов и трещин меридионального, а в восточной части массива — также юго-восточного простирания. Выделяются различные типы вулканических построек. Шире всего распространены лавовые плато, небольшие по-

кровы и потоки основных и щелочных эффузивов, неоднократно извергавшихся из аппаратов трещинного типа (Велэ, Обрак, Сезалье, Куарон, Виварэ, Девэ и др.). Имеются также цепи моногенных лавовых и шлаковых вулканов центрального типа и экструзивных куполов, приуроченных к линейным разломам, например Сиуль, Пти-Пюи или знаменитая цепь базальтовых и трахитовых вулканов Пюи, последние извержения в которой происходили в голоцене. Во многих других районах наблюдается сходная картина: лавовые поля, покровы, отдельные преимущественно базальтовые потоки или только некки, отпрепарированные дайки, местами (в Лангедоке) трубки взрыва. На этом фоне резко выделяются два громадных стратовулкана: Мон-Дор и Канталь, характеризующиеся длительной историей развития и разнообразием вулканических продуктов.

Вулканическая деятельность Мон-Дора, достигающего 30 км в диаметре, началась в конце миоцена либо в начале плиоцена [194] с извержений липаритовых туфов, пемз и лав, сменившихся выбросами фонолитовых и трахитовых пирокластов и излиянием лав того же состава. Кульминация извержений приходится на плиоцен, когда действовал ряд отдельных вулканов, в дальнейшем «спаявшихся» в единый массив. Вулканы выбрасывали пирокласты и изливали лавы, переслаивающиеся туфобрекчиями, туфами и лахаровыми отложениями андезитового и трахитового состава. Поздние эффузивы представлены потоками фонолитов и базальтов длиной до 24 км (Тартаре), наиболее молодые из них изливались всего 7000—8000 лет т. н. [194]. В связи с ранними извержениями липаритовых игнимбритов анатектического происхождения вулкан испытал двухфазное проседание. Образовавшийся грабен по линии Борболе — Мон-Дор четко оконтуривается отрицательной гравианомалией [194].

Расположенный южнее громадный вулкан Канталь (объем 2200 км$^3$) начал действовать еще в олигоцене, когда извергались ненасыщенные базальты. В позднем миоцене, в ходе мощных извержений липаритовых туфов, игнимбритов, а также трахитов и трахиандезитов формировался вулкано-тектонический грабен. Как и на Мон-Доре, в плиоцене действовали многочисленные центры, давшие основную массу андезитовых, анкарамитовых, базальтовых, реже фонолитовых и тефритовых туфобрекчий. Перед поздним плиоценом внедрились монцонитовые и габброидные интрузии кольцевых и радиальных даек фонолитов, базальтов и др. В виллафранское время изливались базальты, образовавшие по периферии вулкана обширные покровы.

Для Мон-Дора предполагается либо две независимые магмы (глубинная — базальтовая и липаритовая, анатектическая) [194], либо одна, базальтовая с дифференциатами [200]. Эффузивы Канталя петрохимически подразделяются на породы, насыщенные $SiO_2$ с калиевой тенденцией, и породы натриевого ряда ненасыщенные $SiO_2$ [246]. Мон-Дор и Канталь обладают многими чертами сходства. Только в этих вулканах наблюдаются сложные комплексы пород. В остальных районах состав эффузивов более однообразен: преобладают оливиновые базальты, реже встречаются щелочные породы — нефелиниты, мелилититы и т. д. По существу выделяются две группы эффузивов: 1) богатые оливином ненасыщенные базальты, трахиты, фонолиты; 2) безоливиновые насыщенные базальты, трахиандезиты, липариты. Характерно наличие многочисленных ксенолитов, перидотитов, главным образом в недосыщенных $SiO_2$ базальтах. Ксенолиты были захвачены базальтами с больших глубин, что косвенно свидетельствует об уровнях магмообразования.

**Южно-Рейнская область.** Начиная от Вогезов и верхнего течения Рейна к восток-северо-востоку протягивается Южно-Рейнская зона проявлений молодого вулканизма, по масштабу извержений резко

уступающая Центрально-Французской. Она подразделяется на ряд районов (с запада на восток): Вогезы, Кайзерштуль, Шварцвальд, Хегау, Урах (Швабский Альб), Нордлингенский и Рис-Штейнхайм (?), Фихтельгебирге.

Если не считать незначительных проявлений кайнозойского базальтового вулканизма к западу от Вогез, в Вогезах и Шварцвальде, то единственный значительный вулканический массив в западной части Южно-Рейнской зоны находится в Верхне-Рейнском грабене, где он пересекается Бондорфской зоной разломов. Это — руины крупного миоценового вулкана Кайзерштуль с глубоко вскрытыми жерловыми и субвулканическими образованиями. Магматические породы Кайзерштуля (бурдигал — гельвет) представлены высокощелочными лавами — фонолитовыми, нефелинитовыми, лейцититовыми, тефритовыми, лимбургитовыми и т. д., а также гипабиссальными интрузиями эссекситовых габбро и карбонатитов, нигде более в соседних районах не встречающихся [25]. Тектоническая позиция массива на борту Рейнской рифтовой зоны, его структура и петрографические особенности пород сближают его со щелочно-карбонатитовыми кольцевыми вулкано-плутоническими комплексами рифтовой системы Восточной Африки.

Район Хегау, приуроченный к пересечению субширотных и субмеридиональных разломов растяжения на внешнем борту краевого прогиба, характеризуется развитием позднемиоценовых туфов, а также некков и штоков мелилитовых базальтов, нозеановых фонолитов и тефритов.

В 85 км восточнее в Швабском Альбе находится Урахский район, где насчитывается несколько сотен жерловин, выполненных позднемиоценовыми туфами и туфобрекчиями нефелиновых и мелилитовых базальтов.

Еще в 90 км на восток располагается район Нордлингенского Риса и Штейнхайма, в котором в позднем миоцене произошли мощные эксплозивные извержения относительно кислой своеобразной по составу магмы. В Нордлингенском Рисе в породах субстрата образовалась громадная чаша (18—24 км в поперечнике) глубиной 80—200 м. Происхождение ее является предметом длительной дискуссии. Наиболее вероятной является метеоритная природа Нордлингенского и менее обширного Штейнхаймского кратеров и «индуктивный» характер связанных с ними вулканических явлений. На границе с Чехословакией находится район Фихтельгебирге, в котором развиты миоценовые базальты.

Объем вулканических продуктов в Южно-Рейнской области уменьшается с запада на восток. Возраст извержений остается почти везде практически одним и тем же (поздний миоцен), за исключением Кайзерштуля, в основном сформированного в раннем — среднем миоцене. Большая часть эффузивов представлена оливиновыми нефелинитами и мелилитовыми анкаратритами. Наблюдаемые вариации невелики и объясняются процессами дифференциации и ассимиляции. Родоначальной являлась щелочная сильно недосыщенная базальтовая магма. Южно-Рейнская вулканическая зона в целом не обнаруживает связи с какими-либо тектоническими элементами палеозойского или мезо-кайнозойского структурного плана эпигерцинской платформы. Ее западные районы пересекают Верхне-Рейнский грабен, наиболее интенсивно развивающийся в олигоцене, и оба его борта (Вогезы и Шварцвальд), интенсивное поднятие которых относится в основном к плиоцену — антропогену. Восточные районы приурочены к южному краю Южно-Германской плиты и северному борту Предальпийского краевого прогиба. Возникновение щелочно-карбонатитового вулкано-плутонического массива Кайзерштуль, несомненно, обусловлено пересечением Южно-Рейнской вулканической зоной Рейнского грабена — крупной структурой

рифтового типа, для которого характерны массивы подобного строения, генезиса и состава. В целом же формирование Южно-Рейнской вулканической зоны, по-видимому, находится в генетической связи с последними фазами сжатия в северной части Альпийского складчатого сооружения — развитием покровов внешних зон Северных Альп, надвинувшихся в позднем миоцене на молассы Предальпийского прогиба или скорее поддвиганием последнего под внешний край Альп. Эти горизонтальные движения, вероятно, в какой-то мере компенсировались соответствующим растяжением в зоне, расположенной параллельно внешнему краю Альп в 50—100 км к северу от него, в связи с чем здесь в позднем миоцене создались условия, благоприятные для формирования магматических очагов и продвижения магмы к поверхности. В дальнейшем волна сжатия сместилась далее к северу (складко- и надвигообразование в Юрских горах в самом конце миоцена) и вулканическая деятельность в Южно-Рейнской зоне прекратилась.

**Северо-Рейнская область.** В среднем течении Рейна и верхнем течении Везера, пересекая структуры Рейнских сланцевых гор, Нижне-Рейнского и Гессенского грабенов, простирается в широтном направлении зона широкого распространения олигоценовых, неогеновых и четвертичных вулканических пород. Они образуют ряд обособленных вулканических районов (с запада на восток): Эйфель, Лаахер, Зибенгебирге, Вестервальд, Фогельсберг, Рён; некоторые районы расположены к северу и к югу от этой полосы: Гессен (севернее Фогельсберга), Оденвальд (к югу от Фогельсберга) и Катценбукель (еще южнее). Эти районы приурочены к новейшим поднятиям и контролируются взаимно пересекающимися разрывами. Связь с Рейнскими и Гессенскими грабенами не совсем ясна. Только обширный вулканический массив Фогельсберг и некоторые вулканы Гессена территориально тяготеют к сбросам Гессенского грабена. Остальные районы скорее связаны со структурами, поперечными к субмеридиональным грабенам Рейнской рифтовой зоны. Наиболее мощные проявления позднекайнозойского вулканизма (районы Фогельсберг, Вестервальд и пр.) пространственно связаны с тем участком, где расходятся в разные стороны Гессенский, Нижне-Рейнский и Верхне-Рейнский грабены и где герцинский фундамент испытывает наибольшее сводово-глыбовое поднятие. Вулканическая активность в Северо-Рейнской области в основном началась в олигоцене, есть указания на палеоцен-эоценовый вулканизм в районе Майнца, где скважинами вскрыты лимбургиты; возраст вулкана Катценбукель также оценивается в 66 млн. лет [25], что отвечает началу палеогена. Максимум извержений приходится на поздний олигоцен — миоцен, но в Западном Эйфеле и в Лаахерском районе они интенсивно проявлялись в четвертичное время, вплоть до позднего голоцена.

Наиболее обширную площадь вулканические породы покрывают в районе Фогельсберга, где известны многочисленные потоки базальтов, излившихся из трещин перпендикулярных сбросам Гессенского грабена. Северо-Рейнская область характеризуется разнообразием вулканических аппаратов, среди которых преобладают базальтовые лавовые вулканы трещинного типа, напоминающие Гавайские (Фогельсберг) вулканы центрального типа (Рён, Катценбукель), экструзии (Эйфель и др.). Наиболее своеобразен вулканизм Эйфеля и Лаахера, где развиты базальтовые, шлаковые и туфовые конусы (Мозенберг, Баузенберг и т. д.), экструзивные массивы нозеановых фонолитов (Ольбрюк, Перлеркопф) и маары — взрывные кратеры до 25 км в диаметре и 75 м глубиной, образовавшиеся в позднечетвертичное время (вплоть до голоцена) [234]. Туфы и лавы представлены в Эйфеле нефелиновыми и лейцитовыми базальтами, а в Лаахерском районе лейцитовыми фонолитами, базальтами, тефритами, нозеановыми фонолитами. В районе Эйфеля выделяется огромное количество углекислого газа, широко распрост-

ранены минеральные источники. В Зибенгебирге, Вестервальде, Рене и Оденвальде в олигоцене — раннем миоцене извергались трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, эссекситы, фонолиты, лимбургиты, тефриты и другие породы. Наибольшей дифференцированности эффузивы достигают в Эйфеле, а к востоку становятся более однообразными. По масштабу вулканизма Северо-Рейнская область во много раз превосходит Южно-Рейнскую и приближается к Центрально-Французской.

**Чешско-Силезская область.** В северной части Чешского массива и на территории Силезии располагаются многочисленные поля молодых эффузивов, зона распространения которых длиной более 500 км выделяется под названием Чешско-Силезской дуги. Эти проявления вулканизма были сопряжены с интенсивными глыбовыми тектоническими движениями в зонах Рудных гор и Судет в неогеновое время. Ослабленные зоны, служившие подводящими магматическими каналами, простирались в юго-западном — северо-восточном и северо-западном — юго-восточном направлениях, ограничивая с северо-запада и северо-востока Чешский массив.

В Чешско-Силезской области выделяются три главные фазы извержений: 1) аквитан — бурдигал — наиболее мощная и повсеместно распространенная, с сильно дифференцированными породами; 2) поздний тортон — ранний плиоцен — слабые извержения однообразных эффузивов без лейцита; 3) поздний плиоцен — ранний плейстоцен — слабые извержения базальтов. В различных районах максимумы извержений не вполне совпадают.

Наиболее крупные вулканические массивы Дуповских гор и Чешского среднегорья резко различаются по характеру вулканических проявлений и составу их продуктов. Первый представляет огромный сложный стратовулкан, сформировавшийся почти полностью в первую фазу, с резким преобладанием базальтов (96%) и присутствием трахитов, трахиандезитов, лейцитовых тефритов, лейцититов, эссекситов, бостонитов и т. д. Второй характеризуется существованием многочисленных вулканов, насаженных на древний сильно раздробленный цоколь широким развитием субвулканических тел, выступающих в рельефе Чешского среднегорья, меньшей долей базальтов (75%), более широким развитием андезитов, трахитов, лейцитов и др. Краевые зоны Чешско-Силезской дуги отличаются присутствием щелочных ультраосновных пород и трубок взрыва, выполненных кимберлитами.

На более восточном участке Чешско-Силезской области, на территории ГДР (Лаузитц) и Польши (Силезия), извержения происходили в основном в позднем олигоцене — раннем миоцене. В этом районе широко развиты остатки некогда обширных вулканических покровов, многочисленные купола, некки, дайки, силлы. Извержения начинались эксплозиями базальтовых туфов. Затем из аппаратов трещинного и реже центрального типа изливались базальтовые лавы. Эксплозивные и эффузивные извержения несколько раз чередовались. Поздние фазы извержений характеризовались излияниями фонолитов и нефелиновых базальтов. В районах Острава и Низки Жесеник развиты оливиновые базальты и оливиновые нефелиниты. В первом районе в аквитане внедрялись дайки и силлы, а во втором, в позднем плиоцене — раннем плейстоцене происходили взрывные извержения (стратовулканы Венусина сопка и Мали Роудни).

В целом вулканиты Чешско-Силезской области принадлежат к группе оливиновых базальтов и фонолитов, а в ее краевых участках появляются наиболее основные щелочные породы вплоть до пикритов и кимберлитов и ксенолиты перидотитов. Разнообразие пород объясняется процессами гравитационной дифференциации первичной щелочно-базальтовой магмы.

В Чешско-Силезской области, как и в Южно- и Северо-Рейнских,

не наблюдается связи между положением всей вулканической полосы и какими-либо тектоническими элементами палеозойского или мезо-кайнозойского структурного плана. Эта вулканическая зона пересекает Чешский эпибайкальский массив и каледонскую Судетскую зону, выходя за их границы как на востоке, так и на западе, где она далее наискось сечет различные тектонические элементы герцинид, а также эпигерцинского платформенного чехла. Наблюдается, однако, связь некоторых вулканических районов с частными древними и молодыми структурами. Так, в северо-западной части Чешского массива крупнейшие вулканические сооружения — Дуповское и Чешское среднегорья — располагаются в молодой, возможно, вулкано-тектонической грабенообразной впадине восток-северо-восточного простирания, граничащей на северо-западе по крупнейшему сбросу с односторонним молодым горстом Рудных гор. Однако несколько дальше к восток-северо-востоку в Лужицких горах и хр. Крконоше, где продолжение этой впадины приобретает юго-восточное простирание и она граничит на северо-востоке по разлому с приподнятой Судетской глыбой, также простирающейся с северо-запада на юго-восток, вулканическая зона продолжает следовать к восток-северо-востоку и пересекает эти структуры. Аналогично этому Северо-Рейнская и Южно-Рейнская вулканические зоны наискось или поперек пересекают Рейнскую рифтовую зону, хотя и «реагируют» на ее пересечение усилением вулканизма, приобретающего местами специфические черты, свойственные магматизму рифтовых зон (Кайзерштуль).

Определенная независимость положения зон позднекайнозойского вулканизма на эпигерцинской платформе от плана расположения ее конкретных палеозойских и мезо-кайнозойских структур позволяет предполагать, что эти зоны контролируются процессами, протекающими на больших глубинах чем те, на которых обособляются частные структурные элементы эпигерцинской платформы. Вместе с тем Северо-Рейнско — Чешско-Силезская вулканическая зона располагается параллельно северному краю складчато-покровного сооружения Альп и самой западной части Карпат на расстоянии 200—300 км от них. В целом она простирается широтно, но на восточном конце, следуя изгибу Западных Карпат, отклоняется к восток-северо-востоку и постепенно затухает в пределах Силезии. Естественно предположить причинную связь между извержениями в этой зоне, протекавшими в обстановке растяжения и процессами сжатия на северном краю Альп. Тот факт, что извержения в этой зоне начались еще в олигоцене, с особенной силой протекали в начале миоцена, повторились в конце миоцена и в ослабленной форме проявлялись кое-где вплоть до настоящего времени, может указывать на то, что вулканизм в Северо-Рейнско — Чешско-Судетской зоне был сопряжен со всем длительным процессом складко- и покровообразования в северной зоне Альп (и прилегающего участка Карпат), но резко усиливался в фазы наиболее напряженных тангенциальных деформаций. Аналогично развивался во времени кайнозойский вулканизм в вулканических зонах Центрально-Французского массива, простирающихся параллельно западному участку Альпийской дуги. По-видимому, он также был генетически связан с процессом тангенциального сжатия на прилегающем крыле Альпийского сооружения. Повторные проявления вулканизма в течение плиоцена и антропогена в некоторых районах массива могут указывать на то, что процесс глубинного тангенциального сжатия в западной части Альп полностью еще не завершился.

Помимо извержений, растяжения в пределах северной платформенной рамы Альпийского пояса проявились в образовании системы грабенов, в основном параллельных фронту Альп (олигоценовые грабены Центрально-Французского массива, Бресс, Дофине) и Западных Карпат (миоценовый грабен Чешского Среднегорья). Тот факт, что позднекай-

нозойский вулканизм в зоне Северного платформенного обрамления Альпийского пояса не распространяется к востоку от Силезии, показывает, что предполагаемая связь растяжения и вулканизма в Альпийском форланде со сжатием в Альпийском поясе проявляется в пределах Альпийского сегмента, но почти не имеет места в Карпато-Динарском. Но в последнем, как и в большинстве других сегментов Альпийского пояса, сжатие и центробежное перемещение масс в складчато-покровных зонах сопровождалось (компенсировалось) сильным растяжением (и вулканизмом) в областях срединных массивов (или глубоководных впадин), занимающих внутренние части Альпийского пояса. Такого внутреннего массива в Альпах нет и его место занимает здесь «рубцовая» зона сильного раздавливания и «всасывания» вещества центральных зон этого сооружения. Таким образом, позднекайнозойские внешние зоны растяжения и вулканизма, расположенные к северу от фронта Альп на эпигерцинской платформе Западной Европы, выполняют роль, аналогичную внутренним зонам растяжения и вулканизма в других сегментах Альпийского пояса. Если главным процессом, сопровождающим или даже вызывающим смятие и центробежное горизонтальное перемещение масс в большинстве сегментов Альпийского пояса, является расширение внутренней области срединного массива (выражающееся на поверхности в явлениях растяжения и вулканизма), то в Альпийском сегменте такую же роль играли аналогичные процессы в пределах северной платформенной рамы Альпийской геосинклинали и в гораздо меньшей степени лишь в отдельные моменты в пределах ее южной рамы.

Относительно состава первичных магм, давших кайнозойские вулканические серии эпигерцинской платформы, нет единого мнения. Однако имеются доказательства присутствия двух родоначальных магм: 1) оливин-базальтовой и 2) сильно недосыщенной щелочно-базальтовой. Шире всего распространена первая, а щелочно-базальтовая тяготеет непосредственно к складчатым альпийским сооружениям (Южно-Рейнская область). Известную роль в эволюции первичной магмы, по-видимому, играли процессы ассимиляции сиалического материала. В некоторых случаях прогрев поднимающейся базальтовой магмы вызывал плавление верхних частей «гранитно-метаморфического слоя» земной коры, с образованием небольших очагов анатектической кислой магмы и формированием пород типа игнимбритов (Мон-Дор, Канталь).

### Африкано-Аравийская зона обрамления

На северной периферии Африкано-Аравийской платформы в областях, прилегающих к Альпийскому поясу, известны три зоны проявлений молодого неоген-четвертичного вулканизма, разбросанные на огромных пространствах. На крайнем северо-западе Африки в пределах Анти-Атласа, представляющего зону позднекайнозойских сводово-глыбовых поднятий на байкальском основании, возникшую в непосредственной близости с Альпийской складчатой системой Атласа, и к югу от сооружения Высокого Атласа, находятся довольно многочисленные молодые базальтовые вулканы. Две восточные вулканические зоны, гораздо более значительные, простираются в общем, субмеридионально. Одна из них пересекает центральную часть Северной Африки от Ливии через нагорье Тибести до Гвинейского залива, другая располагается на северо-востоке Африкано-Аравийской платформы. Мы ограничимся рассмотрением их северных участков.

На севере Центральной Сахары в пределах Ливии располагается ряд обширных полей молодых эффузивов, вытянутых в полосу север-северо-западного простирания. На юге этой зоны находится вулканический массив Джебель-Эгей, приуроченный к одноименному новейше-

му поднятию, севернее — огромное вулканическое плато Харуджи, связанное с узким поднятием между впадинами Мурзук и Сиртэ. Еще севернее находятся массивы Сода и Салихат, «сидящие» на северо-западном и юго-восточном концах грабена Хон. Все эти вулканические районы приурочены к зоне узких поднятий и грабенообразных впадин, ограниченных разломами северо-западного направления. Начало мощного вулканизма относится к олигоцену, но извержения продолжались с перерывами вплоть до позднего плиоцена и плейстоцена. Эффузивы этих районов представлены почти исключительно слабощелочными базальтами, богатыми Na, Ti, Fe и Mg. В крайне незначительном объеме встречаются фонолиты и трахиты, как правило, слагающие экструзивные массивы, внедрявшиеся в конце каждой фазы трещинных излияний базальтов. Зону кайнозойских базальтовых излияний и молодых тектонических нарушений Ливии Дж. Иллиес [198] рассматривает как южное звено рифтового пояса, пересекающего платформу Западной Европы и Альпийский пояс, к которой относятся грабены Рейна, Роны — Соны, Сардинии и Тунисского пролива. Южными его звеньями являются грабены района оз. Чад и нижнего течения Нигера.

Через западную часть Аравии от границы с Кавказским и восточной частью Центрально-Анатолийского сегмента Альпийского пояса на севере до Баб-эль-Мандебского пролива на юге простирается почти на 3000 км прерывистая меридиональная полоса кайнозойского вулканизма, включающая обширные базальтовые поля Северо-Восточной Турции, Сирии, Израиля, Иордании, Саудовской Аравии и сложные вулкано-плутонические комплексы Йемена. Она приурочена к орографически и тектонически наиболее приподнятой зоне Аравийской платформы, включающей ряд крупных сводовых поднятий — Диярбакирское или Мардинское, антеклизу Рутба и восточную часть огромного Аравийско-Нубийского щита. На севере меридиональная Аравийская зона платформенных поднятий глубоко вдается в дугообразно огибающий его альпийский пояс. С востока она ограничена Месопотамским краевым прогибом, а южнее — синеклизой Руб-эль-Хали, а с запада — восточной частью глубоководной Средиземноморской впадиной, от которой ее отделяет субмеридиональная Палестинская зона разломов, представляющая сочетание крупных левосторонних сдвигов и раздвигов. К ней приурочена прерывистая цепочка узких неоген-четвертичных грабенов (Эль-Габ, Мертвого моря, зал. Акаба). Палестинская зона разломов служит северным окончанием Африкано-Аравийского рифто-вулканического пояса, более южным звеном которого является огромный межматериковый рифт Красного моря, простирающийся в юг-юго-восточном направлении и наискось пересекающий южную часть меридиональной Западно-Аравийской сводово-вулканической зоны. Неоген-четвертичные деформации в этом рифте представляли сочетание погружений и сильного растяжения в меридиональном направлении (т. е. левостороннего сдвиго-раздвига), приведшего к разрыву сплошности материковой коры в его осевой зоне. На юге рифт Красного моря сочленяется с межматериковым рифтом Аденского залива поперечным к общему простиранию Африкано-Аравийского рифто-вулканического пояса и служащим связующим звеном между ним и рифтовой зоной западной части Индийского океана. Южное продолжение рифтового пояса, общая протяженность которого 6,5 тыс. км, находится на территории Восточной Африки. К югу от Западно-Аравийской сводово-вулканической зоны простираются сводово-вулканические рифтовые зоны Эфиопии и Кении.

Африкано-Аравийский рифто-вулканический пояс в целом можно рассматривать как зону подъема глубинных масс в условиях горизонтального растяжения, характеризующуюся высоким тепловым потоком. Верхняя граница астеносферы в его пределах относительно приближена к земной поверхности и на ряде его участков в верхней мантии, а ме-

стами может быть и в коре (Эфиопия, Йемен?) существуют или существовали в недавнем прошлом очаги плавления. Повышенная пластичность глубоких зон тектоносферы, свойственная рифтовым поясам, несомненно, благоприятствует проявлению в них горизонтальных движений сдвигового и раздвигового характера. Непосредственное соприкосновение с Африкано-Аравийским рифто-вулканическим поясом не могло не отразиться на особенностях развития смежного с ним Кавказского участка Альпийского орогенического пояса. В пределах Аравийской части Африкано-Аравийского пояса констатируются признаки горизонтального перемещения масс к северу, в сторону альпийских сооружений Армянского нагорья относительно Африканского материка и Восточного Средиземноморья, осуществлявшегося вдоль Палестинской сдвиговой зоны. Обращает на себя внимание, что перед смещавшейся к северу Западно-Аравийской сводово-вулканической зоной находится Эрзинджано-Эрзерумский участок пережима Альпийского складчатого пояса, где между сооружениями Тавра и Загроса отсутствуют срединные массивы и их разделяет лишь узкая «рубцовая» зона. Характер взаимоотношений этого участка Альпийского пояса и его южного форланда весьма напоминает аналогичные соотношения Альп и их северной платформенной «рамы» в позднем кайнозое. Растяжение (расширение), сопровождавшееся вулканической активностью, и относительное перемещение к северу Северо-Аравийского выступа, по-видимому, оказывало существенное воздействие на развитие деформаций и магматизма на прилегающих участках Альпийского пояса.

Молодые базальтовые излияния северной части Аравийской платформы Сирии и Израиля описаны в многочисленных работах (Л. Дюбертре, Е. Вома, Я. Бентор, А. В. Разваляев, В. П. Поникаров, В. В. Козлов и др.). Хуже они изучены на территориях Саудовской Аравии, Иордании и Северо-Восточной Турции. В целом в Левантинской вулканической области намечается несколько крупных фаз вулканической деятельности. Наиболее ранние извержения базальтов происходили в миоцене (районы Хомс и Алеппо в Сирии, север Израиля), однако их объем крайне незначителен. Гораздо сильнее вулканизм проявился в плиоцене (в районах Джебель-Друз, Хауран, Хомс, Диярбекир, Мардин, в Израиле и др.); в отдельных районах мощность базальтовых лав достигает 300—700 м (горы Джебель-Друз). В течение плейстоцена и голоцена вулканизм продолжался главным образом южнее Пальмирид; особенно мощными извержения были в среднем плейстоцене и голоцене. Излияния происходили преимущественно из аппаратов трещинного типа, хотя местами формировались и невысокие вулканические конусы. Были широко распространены огромные плоские вулканы щитового типа, в центре которых мощность эффузивов достигает 1000 м. Среднеплейстоценовые и особенно голоценовые постройки обладают хорошо сохранившимися формами первичного вулканического рельефа. Эффузивы представлены исключительно нормальными оливиновыми или безоливиновыми базальтами. Содержание щелочей в них не превышает норму или чуть увеличивается количество Na [59]. Пирокластический материал практически отсутствует. К югу очень слабо возрастает дифференцированность вулканических пород, что характерно и для Ливийской области.

Таким образом, в северной части Африкано-Аравийской платформы от олигоцена до голоцена проявлялся однообразный базальтовый вулканизм, приуроченный к двум меридиональным, перпендикулярным к простиранию Альпийского орогенического пояса зонам высокой тектономагматической активности рифтового типа. В их более южных частях появляются вулканиты повышенной щелочности и более кислого состава. Центрально-Сахарский пояс пересекает Альпийский пояс и находит свое продолжение в пределах Западной Европы.

Часть IV

# ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

## ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

История развития вулканизма в Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе в течение альпийского «цикла» очень сложна. Первые ее эпохи явно связаны с собственно геосинклинальным этапом, последние — с орогенным, а некоторые промежуточные эпохи совмещают в себе черты собственно геосинклинального и орогенного вулканизма (см. рис. 19Г). Разные участки пояса проходили стадии альпийского цикла не одновременно, поэтому аналогичные эпохи вулканизма в них не вполне совпадают. Эта асинхронность резко проявлялась в собственно геосинклинальном этапе, а в орогенном несколько сгладилась.

Первая эпоха вулканизма связана с раннегеосинклинальной стадией и проявилась в наиболее древних мезозойских геосинклинальных прогибах Альпийского пояса преимущественно в виде подводных извержений базальтовой магмы, давших диабазовые или порфиритовые формации, и в меньшей мере — извержениями средних и умеренно кислых продуктов. В Динаридах, Южных Альпах, в Банди-Туркестане они имеют триасовый, на Кавказе, в Крыму, Понте — юрский (в основном средне- и частично ранне- и позднеюрский) возраст. В фазу наиболее мощного проявления вулканизма — в байосском веке — извержения захватили не только отдельные зоны геосинклиналей Б. и М. Кавказа, но и обширные площади разделяющих их срединных массивов. В некоторых районах северной зоны Альпийского пояса эта стадия завершилась складкообразовательными движениями и внедрением гранодиоритовых интрузий (осевая зона Б. Кавказа, Крым, Банди-Туркестан и др.).

Вторая крупная вулканическая эпоха связана с формированием глубоких тектонических рвов с разрывами сиалической коры (?), в которых формировалась офиолитовая формация, в ходе последующего сжатия превращенная в тектониты; она широко распространена почти на всем протяжении Альпийского пояса, за исключением самой западной его части и Крымско-Кавказской геосинклинали. В Динаридах и Эллинидах она имеет юрский возраст, в большинстве же других зон ее появление в основном относится к разным интервалам мела. По времени формирования частично соответствуют офиолитовой формации или являются более молодыми позднемеловые вулканогенные формации, приуроченные к менее глубоким прогибам Альпийского пояса и имеющие либо существенно основной (Прикуринская и Мартунинская зоны М. Кавказа), либо чаще — среднекислый состав (некоторые районы Динарид, Апусени, Карпато-Балканы, Болгарское Среднегорье, Понт, Болнисская зона М. Кавказа и пр.). В ряде зон эти извержения завершаются формированием ларамийских гранитоидных интрузий (во внутренних зонах Динарид, Балкан, Южных и Западных Карпат, в массиве Апусени и пр.). Конец мела и палеоцен почти повсеместно представляют паузу в вулканической активности.

Очень мощные вспышки вулканической деятельности, сопутствующие поздней стадии собственно геосинклинального этапа, относятся к

среднему и отчасти позднему эоцену (рис. 19, А). Они проявились главным образом в восточной части Альпийского пояса — в пределах Восточного Понта, Армянского нагорья, Ирана и Афганистана; незначительные извержения происходили на Паннонском массиве. Эоценовая эпоха вулканизма ознаменовалась подводными и наземными извержениями лав и пирокластики андезитового, реже андезито-базальтового и дацитового состава. Эоценовые извержения приурочены, с одной стороны, к поздним (мел-палеогеновым) геосинклинальным прогибам (Аджаро-Триалетский, Севанский, Талышский, Ордубадский, Южно-Эльбурсский, Восточно-Иранский), которые после накопления мощных эоценовых вулканогенных толщ испытали складчатость и были прорваны гранитоидами, а с другой, — к стабилизированным внутренним зонам Альпийского пояса (Лутский, Центрально-Иранский, Афганский, Паннонский массивы), которые до эоцена пережили местами складчатые деформации, а позднее подвергались лишь глыбовым подвижкам. По периферии этих массивов в эоцене, а местами уже в конце мела начались складкообразовательные движения.

Соответственно структурному положению и месту в истории тектонического развития эоценовые андезитовые формации геосинклинальных прогибов можно назвать позднегеосинклинальными, а андезитовые (и дацитовые) формации внутренних консолидированных зон — предорогенными. Некоторые из них по существу являются даже раннеорогенными, так как ассоциируются с молассовыми толщами (в Иране и Афганистане). Эоценовые вулканогенные формации срединных массивов отличаются от аналогичных формаций геосинклиналей лишь несколько меньшими мощностями и большей ролью континентальных условий накопления, но, по-видимому, являются производными единой магмы, извергавшейся на огромных тектонически разнородных территориях (та же закономерность характерна для байосской порфиритовой серии Закавказья). Магматические очаги или обширные очаговые зоны, питавшие эоценовый андезитовый вулканизм, по-видимому, лежали на глубинах, превышающих глубину заложения (обособления) геосинклинальных прогибов и срединных массивов (порядка первых сотен километров?). По объему продуктов эоценовый андезитовый вулканизм Среднего Востока занимает первое место среди мезо-кайнозойских вулканических образований Альпийского пояса.

Следующая олигоцен-миоценовая эпоха магматизма в основном отвечает раннеорогенной стадии развития Альпийского пояса — стадии отмирания большинства геосинклинальных прогибов, которые подвергались интенсивным тангенциальным деформациям сжатия и, спаиваясь с ранее возникшими зонами поднятий, превращались в складчатые или складчато-надвиговые сооружения (см. рис. 19Б). Эти процессы в основном протекали в олигоцене или миоцене, но местами (внутренние зоны Динарид, Эллинид, Балканид) они начались еще на рубеже среднего — позднего эоцена, а во внешней зоне Загроса затянулись до начала плиоцена. С этой эпохой связано становление гранитоидных интрузий во многих складчатых зонах Альпийского пояса (внутренние зоны Ирана, Севанская и Ордубадская зоны М. Кавказа, Понт, внутренняя зона Динарид, тоналитовая зона Альп, Северный Атлас). В Севанской зоне М. Кавказа формируется Памбакский щелочной массив. В ряде областей этой эпохе отвечают мощные вспышки вулканизма, проявляющегося в наземной или мелководной обстановке. Наиболее значительные извержения средней и кислой магмы (андезитовой, латитовой, дацитовой, липаритовой) происходят на срединных массивах, обрамленных кайнозойскими складчато-надвиговыми сооружениями, и в их самых внутренних, ранее консолидированных зонах (Родопский массив, Сербо-Македонский, Паннонский массивы и прилегающие внутренние зоны Динарид, Карпат, Апусени, некоторые участки Цен-

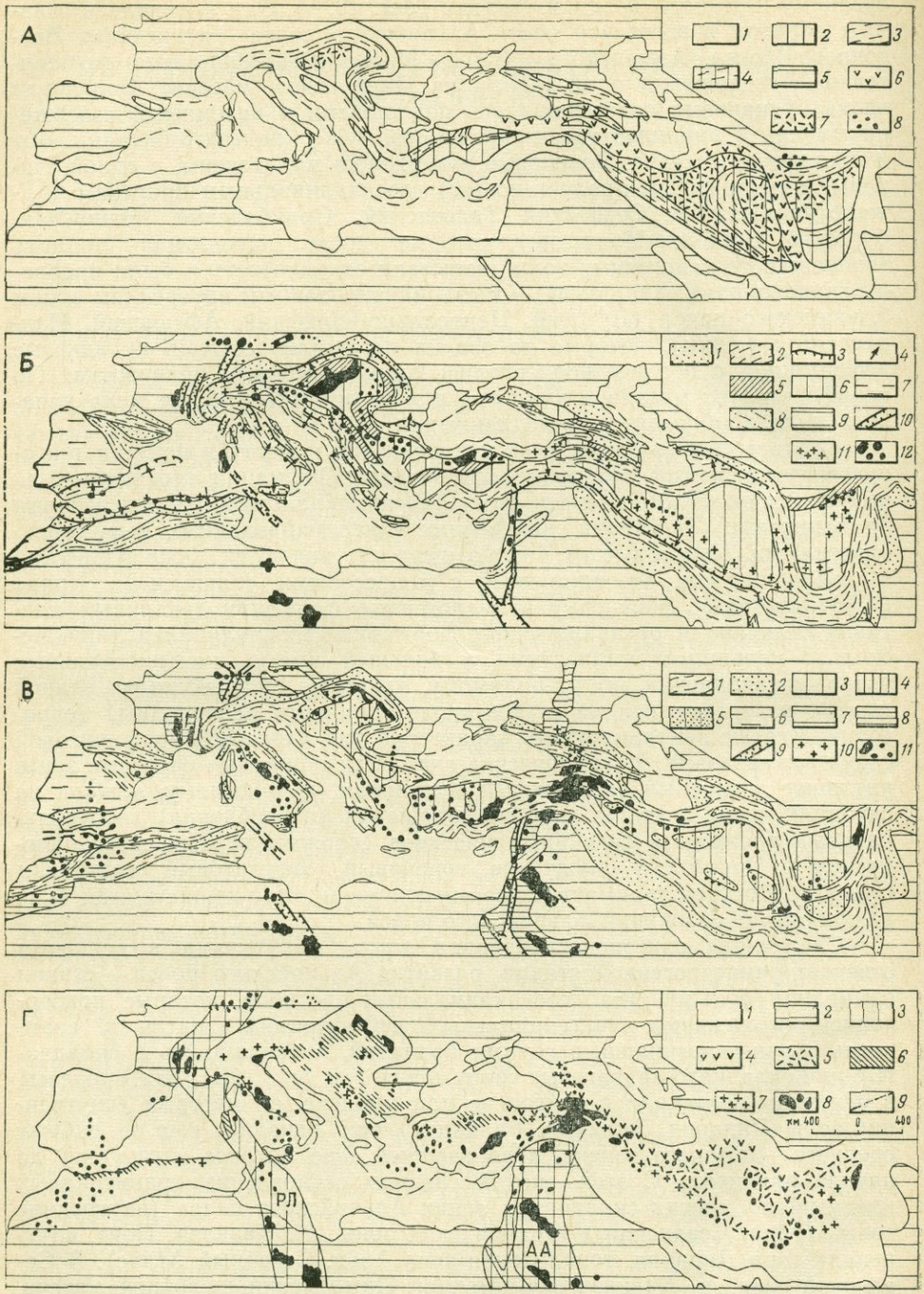



Рис. 19. Схематические карты (А — Г) распространения проявлений кайнозойского магматизма в Альпийском поясе

А — Эоценовый (позднегеосинклинальный и раннеорогенный) вулканизм: *1—4* — Альпийский геосинклинальный пояс (без краевых прогибов, краевых и периферических массивов и эпиплатформенных складчатых зон): *1* — геосинклинали; *2* — срединные, краевые и внутренние массивы, *3* — мезозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны, *4* — мезозойские складчатые зоны на срединных массивах; *5* — платформы, *6* — позднегеосинклинальный вулканизм; *7* — предорогенный вулканизм на срединных массивах и мезозойских складчатых зонах; *8* — вулканизм на платформах. Б. Олигоценовый и миоценовый (раннеорогенный) магматизм: *1—8* — Альпийский орогенический пояс: *1* — краевые прогибы, *2* — кайнозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны, *3* — крупнейшие надвиги и покровы в них, *4* — направления вергентности в них, *5* — мезозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны, *6* — срединные, внутренние и краевые массивы (частично скрытые под внутренними впадинами), *7* — периферические массивы, *8* — кайнозойские эпи-

трально-Иранского массива, внутренние зоны Телльского Атласа и пр.). На некоторых срединных массивах широко распространены кислые игнимбритовые формации. Наряду с этими, типично орогенными вулканическими проявлениями, в олигоцене имели место значительно более скромные андезитовые извержения, связанные с отмирающими геосинклинальными прогибами (некоторые участки М. Кавказа).

В олигоцене и миоцене пробуждается вулканическая активность в ряде районов платформенного обрамления Альпийского пояса, в частности в Центрально-Европейской вулканической провинции (к западу и северу от Альп), где происходят извержения основных и щелочных продуктов, в Эвганейской области на северном краю Адриатической плиты, в Ливии и Аравии, где начинаются излияния базальтов, связанные с тектоно-магматической активизацией Африкано-Аравийской и Ливийско-Нигерийской рифтово-вулканических зон. Происходят неоднократные мощные извержения преимущественно кислой магмы в более северном звене последней рифтовой зоны — Сардинском грабене.

Последняя магматическая эпоха относится к концу миоцена — плиоцену и антропогену и отвечает зрелой или поздней орогенной стадии — стадии интенсивного воздымания складчатых сооружений, превращающихся в сводово-глыбовые горные поднятия (см. рис. 19В). В ней различаются три фазы: 1) миоплиоценовая, 2) позднеплиоценовая и 3) антропогеновая, в большинстве провинций (кроме Тирренской) характеризующиеся постепенным угасанием вулканической активности. С первыми двумя фазами связаны последние известные нам гранитоидные интрузии (в Тосканской области Италии и на Б. Кавказе) и формирование мелких субвулканических и экструзивных массивов Пятигорья и Нахичевани. В тех зонах, где вулканическая деятельность проявлялась в раннеорогенной стадии и продолжалась в позднеорогенной, она характеризуется, как правило, извержениями более основных продуктов (от андезитов до базальтов), возрастанием роли лавовых излияний, формированием стратовулканов и по масштабу уступает раннеорогенному вулканизму. Продолжается начавшийся в раннеорогенную стадию процесс миграции вулканизма от срединных массивов в стороны обрамляющих складчато-надвиговых сооружений. Значительную вулканическую активность обнаруживают лишь некоторые срединные массивы Анатолии (в миоплиоцене здесь происходят игнимбритовые извержения) и Ирана, а также занимающие аналогичное структурное положение и частично возникшие на месте срединных массивов глубоководные впадины Альборанского, Тирренского и Эгейского морей. По периферии этих впадин и массивов интенсивные извержения происходили (и частично еще продолжаются) в Апеннино-Липарской и восточной части Карпатской вулканической дуги, по внутреннему краю дуги Центрального Тавра, в тыловой зоне Белуджистанского сооружения. В некоторых зонах поперечных разломов, особенно на участках выпуклых изгибов складчато-надвиговых сооружений, возникают центры

---

платформенные складчатые зоны; *9* — платформы; *10* — крупнейшие олигоцен-миоценовые грабены; *11* — позднеэоценовые, олигоценовые и миоценовые кислые интрузии; *12* — олигоценовый и миоценовый вулканизм в Альпийском поясе и его платформенной «раме». В. Магматизм конца миоцена, плиоцена и антропогена (позднеорогенный): *1—6* — Альпийский орогенический пояс: *1* — сводово-глыбовые поднятия (складчатые сооружения), *2* — предгорные и межгорные прогибы, *3* — срединные массивы, *4* — их наиболее приподнятые участки, *5* — их наиболее погруженные участки, перекрытые межгорными впадинами, *6* — периферические массивы; *7* — платформы; *8* — их приподнятые в плиоцене—антропогене участки; *9* — крупнейшие грабены; *10* — плиоценовые кислые интрузии; *11* — вулканизм конца миоцена, плиоцена, антропогена в Альпийском поясе и его платформенной раме. Г. Размещение проявлений магматизма в кайнозойском вулканическом поясе Юго-Западной Евразии: *1* — Альпийский орогенический пояс; *2* — его платформенная «рама»; *3* — рифтовые пояса: Африкано-Аравийский (АА) и Рейнско-Ливийский (РЛ); *4* — эоценовый позднегеосинклинальный вулканизм; *5* — эоценовый предорогенный вулканизм; *6* — раннеорогенный олигоценовый и миоценовый вулканизм; *7* — позднепалеогеновые и неогеновые интрузии; *8* — позднеорогенный вулканизм конца миоцена, плиоцена и антропогена в Альпийском поясе и олигоцен-антропогеновый вулканизм в его платформенной «раме»; *9* — предполагаемая граница Альпийского пояса на акваториях

извержений в их внешних зонах (Вультуре) и даже в краевых прогибах (Этна, вулканические центры в Прикарпатском и Терском протибах).

В пределах Армянского нагорья и Б. Кавказа возник ряд вулканических областей, фактически охватывающих все продольные зоны Альпийского пояса в полосе Транскавказского поперечного поднятия. В большинстве этих областей на протяжении позднеорогенной стадии снижалась роль эксплозивных извержений и состав вулканических продуктов в целом изменялся от средних или кислых к основным или средним. В позднеорогенной стадии продолжались извержения в пересекающей Альпийский пояс Сардино-Пантеллерийской зоне разломов и в обрамляющих его вулканических областях Ливии, Аравии и Западной Европы, но интенсивность их в последней провинции постепенно снижалась.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЙ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Проявления орогенного вулканизма связаны с различными типами тектонических структур Альпийского пояса. В течение раннеорогенной стадии во внутренних зонах ряда альпийских складчатых сооружений внедряются гранитоидные интрузии, а позднее, преимущественно на позднеорогенной стадии, в некоторых из них происходят многократные субаэральные вулканические извержения, состав продуктов которых, в общем, со временем становится более основным. Другим типом структур, с которыми связаны мощные проявления орогенного магматизма, являются срединные массивы, особенно их периферические зоны. В их пределах имеют место наземные извержения, которые обычно начинаются на раннеорогенной стадии, но могут продолжаться на позднеорогенной. Вулканизм срединных массивов характеризуется, как правило, преобладанием продуктов кислого состава, нередко в виде туфолав и игнимбритов. Однако на позднеорогенной стадии они могут сменяться излияниями средних и основных лав. Глубокие погружения, захватывающие срединные массивы или их участки, обычно приводят к ослаблению или прекращению орогенного вулканизма в этих зонах. Менее интенсивная вулканическая деятельность проявлялась в орогенном этапе в пределах некоторых глубоководных впадин, например Тирренской, причем в их центральных зонах с субокеанической корой известны подводные базальтовые вулканы, а в периферических, наложенных на различные тектонические элементы Альпийского пояса с континентальной корой, происходили извержения продуктов от базальтов до липаритов.

Однако в Альпийском поясе имеется ряд зон, где проявления орогенного вулканизма почти или полностью отсутствуют. К ним относится часть глубоководных впадин (Черноморская), значительное число альпийских складчатых сооружений, кроме небольших участков, прилегающих к срединным массивам (Альпы, Карпаты, Понтиды, Динариды, Тавр, Загрос и др.). Проявления орогенного вулканизма в краевых прогибах локальны и связаны с поперечными глубокими разломами (Терский, Месопотамский, Предкарпатский прогибы).

Области орогенного магматизма в некоторых случаях целиком располагаются в пределах одного крупного тектонического элемента (например, складчатого сооружения) или даже его части, но в большинстве случаев накладываются на несколько смежных крупных тектонических элементов. Естественно возникает вопрос о причинах подобного пространственного размещения проявлений орогенного магматизма. Анализ соотношений орогенного магматизма и тектоники в Альпийско-Средиземноморском орогеническом поясе позволяет выявить основные

тектонические условия и обстановки, благоприятные для возникновения магматических очагов и проявлений орогенного вулканизма, и в их свете понять основные закономерности их пространственной локализации.

Как известно [32], главными физическими и химическими факторами возникновения местных очагов плавления в верхней мантии или коре являются: 1) увеличение теплового потока, повышающее температуру в недрах на некоторых глубинах до уровня, при котором начинается селективное или полное плавление вещества; 2) снижение всестороннего давления, способствующее снижению температуры плавления, и 3) такие изменения вещественного состава недр, которые также сопровождаются снижением температуры плавления до фактической (например, привнос летучих компонентов). Совокупное влияние этих факторов создает наиболее благоприятные возможности для образования магмы и ее подъема в верхние горизонты земной коры. Как считает В. В. Белоусов (1966 г.) и др., вследствие изменений с глубиной химического состава земной коры и верхней мантии и различий в температурах плавления, свойственных породам разного состава при тех или иных давлениях, следует ожидать, что при оптимальных сочетаниях теплового режима и давлений на том или ином участке литосферы могут возникнуть очаги плавления не только в верхней части мантии (в «слое пониженных скоростей», где вещество находится в «размягченном» состоянии), из которой может выплавляться основная и ультраосновная магма, но и в земной коре — в «базальтовом слое» и главным образом в нижней части «гранитно-метаморфического слоя». Внутрикоровые анатектические очаги могут давать магмы кислого и, возможно, среднего состава. В ряде случаев вероятно сосуществование в одном районе нескольких магматических очагов разной глубинности (в коре и верхней мантии).

Таким образом, районами, благоприятными для возникновения магматических очагов в Альпийском орогенном поясе, могут являться зоны, характеризующиеся повышенным тепловым потоком и пониженным всесторонним давлением (т. е. обстановкой некоторого растяжения в тектоносфере). Последний фактор имеет особенно большое значение для проявления эффузивных процессов, так как повышает проницаемость коры и позволяет магматическим продуктам достигнуть поверхности.

О высоком современном тепловом режиме, помимо результатов непосредственного измерения величины теплового потока на дне морей и океанов, дают возможность судить геотермические исследования в глубоких скважинах, широкое развитие термальных и термоминеральных источников, а о высоком тепловом режиме в прошлом — явления регионального метаморфизма в отдельных тектонических зонах. Признаками современного растяжения являются наличие горизонтальных или пологих векторов напряжений, растяжения в очагах землетрясений, систематическое увеличение расстояний между точками земной поверхности по данным повторных триангуляций, возникновение нормальных сбросов, грабенов, раскрытие трещин, разрывные деформации, происходящие в результате быстрых (сейсмических) или медленных современных движений, и т. д. Региональные положительные изостатические гравианомалии, свойственные всем основным вулканическим областям Альпийского пояса, обусловлены, вероятно, подъемом поверхности Мохоровичича, а также кровли и подошвы астеносферы, который приводит к горизонтальному расширению (растяжению) и утоньшению земной коры над этим мантийным выступом и «отжиманию» вещества соседних участков коры в стороны. Признаками растяжения в геологическом прошлом являются — образование трещин отрыва, нормальных (главным образом, наклонных) сбросов и ограниченных ими глыбовых структур (горстов, грабенов, «клавиатур» блоков), а также возникно-

вение, углубление и расширение наложенных впадин и поглощение ими участков смежных поднятий. Напротив, наличие горизонтально- или полого-ориентированных векторов сжимающих напряжений в очагах землетрясений, поперечных к простиранию тектонических зон, сокращение расстояний между точками земной поверхности, установленное при повторных триангуляциях, а также «полная», линейная складчатость, сопровождаемая надвигами и тектоническими покровами, служат признаками сжатия, существующего или существовавшего в период формирования подобных структур на данном участке. Такие зоны, очевидно, неблагоприятны для возникновения магматических очагов и широких проявлений орогенного вулканизма.

Альпийский орогенический пояс, в котором мы имеем возможность изучать не только древние, но и современные вулканические и тектонические процессы и структуры, а также особенности глубинного строения и различных физических полей, представляет исключительно интересный и благоприятный объект для выявления реально существующих соотношений между характером тектонических условий, с одной стороны, и развитием орогенного магматизма, с другой. Районы кайнозойского орогенного магматизма приурочены к трем главным типам тектонических обстановок, которым свойственно сочетание глубинных факторов, благоприятствующих возникновению орогенного вулканизма.

Первым и главнейшим типом является обстановка междугорья, т. е. внутренней части Альпийского пояса (срединных массивов и глубоководных впадин), обрамленной альпийскими складчатыми сооружениями с более или менее резко выраженной односторонней вергентностью и широким развитием надвигов и покровов. Другими, более редкими типами обстановок являются области периферических массивов и крупнейшие зоны нарушений, пересекающих весь Альпийский пояс (Трансальпийские поперечные тектоно-магматические зоны).

**А. Вулканические провинции и области междугорий.** Вулканические провинции междугорий, располагающиеся в «тылу» обрамляющих их почти со всех сторон позднеальпийских складчатых горных сооружений, играют главную роль среди зон орогенного вулканизма Альпийского пояса, а в большинстве его сегментов являются единственным (хотя и несколько варьирующим в деталях) типом тектонических обстановок, в которых проявлялся орогенный вулканизм. В «тыловых» провинциях лишь небольшая доля магматических образований позднекайнозойского орогенного этапа связана с мегантиклинориями, а подавляющая часть их приурочивается к внутреннему краю этих сооружений и «междугорьям», т. е. срединным массивам, наложенным на них межгорным впадинам и глубоководным котловинам. Примерами «тыловых» вулканических провинций, в основном разместившихся на месте срединных массивов, служат Карпатско-Динарская (рис. 20), Центрально-Анатолийская, Внутренне-Иранская, Центрально-Афганская и др. Роль междугорий играют в них срединные массивы, опущенные или приподнятые в ходе орогенного этапа. К другому подтипу относятся Тирренская и Альборанская провинции, роль междугорья в которых принадлежит впадинам глубоководных морей. Промежуточное положение занимает Эгейская провинция, где приподнятые срединные массивы сочетаются в области междугорья с участками раздробления и новообразования молодых наложенных глубоководных впадин.

Складчатые сооружения, обрамляющие области междугорий, возникли на месте альпийских геосинклинальных прогибов, которым, как правило, свойственна отчетливая асимметрия поперечного профиля. Она выражена в опрокидывании складок, широком развитии взбросов, надвигов и тектонических покровов с общим горизонтальным смещением масс, направленным от области междугорья перпендикулярно к ее краю, в сторону прилегающего к внешнему борту сооружения крае-

вого прогиба. Амплитуда горизонтального перемещения фронтальных зон складчато-покровных сооружений может достигать нескольких десятков километров (Флишевые Карпаты, Эллиниды, Северные Апеннины, Риф, Бетские Кордильеры и др.). В некоторых случаях вместо

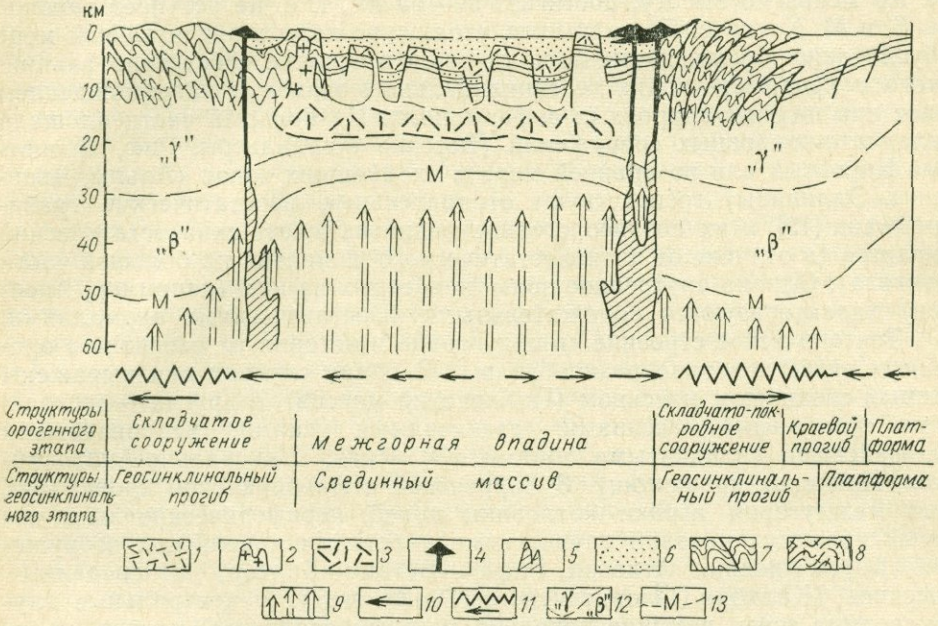



Рис. 20. Предполагаемые соотношения альпийского орогенного магматизма с глубинным строением вулканических областей «тылового типа» на примере Карпато-Динарской провинции

*1* — раннеорогенные вулканиты кислого состава; *2* — гранитоидные раннеорогенные интрузии; *3* — внутрикоровые очаги кислой магмы; *4* — позднеорогенные вулканиты основного состава; *5* — их магматические очаги; *6* — позднеальпийские молассы в краевых и межгорных прогибах; *7* — мезозойские и палеогеновые образования; *8* — палеозойские и докембрийские образования; *9* — тепловой поток (высота стрелок отражает его интенсивность); *10* — растяжение и направление горизонтального смещения масс; *11* — сжатие и направление горизонтального смещения масс (на раннеорогенной стадии); *12* — «гранитно-метаморфический» (γ) и «базальтовый» (β) слои консолидированной коры; *13* — граница Мохоровичича

покровов развиваются взбросы и крутые надвиги, и амплитуда горизонтального смещения, по-видимому, незначительна. Большинство складчато-чешуйчатых сооружений дугообразно окаймляет область междугорья; сжатие и горизонтальное смещение масс в них происходит по радиально расходящимся направлениям. Геосинклинальные прогибы, на месте которых образовались эти сооружения, замыкались с конца среднего эоцена до начала миоцена. Соответственно в разное время они подвергались складчато-покровным деформациям, происходившим в раннеорогенную стадию — в позднем эоцене, олигоцене или миоцене. Последующее воздымание большинства подобных сооружений в позднеорогенной стадии обычно не превышает 2 км, максимум 3 км, и, как правило, не отличается монолитностью и устойчивостью; на их теле нередко возникают наложенные впадины и грабены.

Обстановка сильного одностороннего сжатия, существовавшая в течение раннеорогенной стадии, постепенно сменяется в позднеорогенной стадии растяжением; раньше и сильнее всего оно проявляется во внутренних зонах этих сооружений. Для некоторых из них, например Центральных и Южных Аппенин, установлены горизонтальное растяжение в очагах землетрясений [150, 231] и современные опускания. Краевые прогибы, заложенные вдоль их внешнего края, несут признаки некоторого первоначального растяжения коры (ступенчатые нормальные сбро-

сы в их фундаменте), затем, в период надвигания на них фронтальной зоны складчато-покровных сооружений, подвергаются сжатию, а позднее могут частично вовлекаться в слабое поднятие. Мощность земной коры подобных сооружений, например Карпат и Динарид, несмотря на их меньшую высоту, достигает 50—55 км, т. е. не уступает таковой на Б. и М. Кавказе. По-видимому, утолщение коры в значительной мере обусловлено накоплением мощных толщ в течение собственно альпийского и предшествующих геосинклинальных этапов и нагромождением масс при надвиго-покровных деформациях. На большей части площади складчато-покровных сооружений (Бетские Кордильеры, Риф, Флишевые Карпаты) или по крайней мере в их внешних зонах (Альпы, Апеннины, Эллиниды) господствуют отрицательные изостатические гравианомалии [12], и их позднеорогенное поднятие имеет синизостатический характер (в отличие от антиизостатического поднятия на большей части Кавказа). Однако внутренние зоны некоторых из них (например, Апеннин) характеризуются положительными изостатическими аномалиями.

Тектоническое строение «междугорий» и история их развития в орогенном этапе довольно разнообразны. В одних случаях они выражены единым срединным массивом (Паннонский массив), в других — несколькими срединными массивами, разделенными узкими, недоразвитыми мезозойскими складчатыми зонами (Эгейская, Центрально-Анатолийская, Иранская провинции). В Тирренской и Альборанской провинциях роль междугорий играют котловины морей, периферические зоны которых являются недавно опущенными участками альпийских сооружений (Корсо-Апеннин, Атласид, Рифа — Бетид — Балеар) и срединных массивов (Калабро-Пелоританского, Эльбского?), а центральные глубоководные зоны, несущие довольно мощный осадочный покров, представляют, по-видимому, более древние впадины, существовавшие в течение всего альпийского цикла (Балеарская, может быть центральная часть Тирренской). В раннеорогенной стадии междугорья переживают растяжение и раздробление. Некоторые из них распадаются на ряд впадин и остаточных горстообразных выступов (Карпато-Динарская, Эгейская провинции). В позднеорогенной стадии структурный план перестраивается: срединные массивы либо вовлекаются в общее поднятие, частично осложняемое возникновением мелких наложенных впадин (Родопский, Сербо-Македонский массивы), либо целиком или в значительной части захватываются общим дифференцированным опусканием. Последнее либо уравновешивается аккумуляцией осадков (Паннонская впадина), либо оказывается частично некомпенсированным, в результате чего образуются относительно глубокие депрессии (Мраморное, Эгейское и Критское моря). Более древние впадины междугорий (Тирренская, Альборанская) резко расширяются, поглощая обрамляющие их зоны, и углубляются. Анализ динамических условий в очагах землетрясений Эгейского, юго-восточной части Тирренского [231] и южной части Альборанского моря, показывает наличие напряжений растяжения, векторы которых ориентированы почти горизонтально и нормально к простиранию смежных альпийских сооружений [150].

С различиями поверхностной структуры и характера развития в орогенном этапе согласуются особенности глубинного строения междугорий. Воздымающийся Родопский срединный массив обладает, по-видимому, утолщенной корой, тогда как в опускающемся Паннонском последняя утоньшена в среднем до 25 км, главным образом за счет сильной редукции «базальтового слоя», мощность которого составляет всего 4—5 км. В центральных частях Тирренской и Западно-Средиземноморской (Балеарской) глубоководных впадин кора имеет субокеанический характер, причем мощность ее в последней впадине сокращается до 9—10 км. Под Западно-Средиземноморской впадиной относительно поднята не только поверхность Мохоровичича, но также кровля и по-

дошва лежащей ниже зоны пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, т. е. астеносферы: в Восточной Испании и Южной Сардинии она располагается на глубинах от 100 до 250 км, а в глубоководной Балеарской впадине — от 50 до 200 км, т. е. на 50 км выше [164]. Можно предполагать, что аналогичная закономерность свойственна в той или иной мере и другим глубоководным впадинам (Тирренская, Альборанская, Южно-Эгейская) и междугорьям с резко утоньшенной материковой корой, например внутренней части Карпато-Динарской провинции (Паннонская и Закарпатские впадины, внутренняя мегазона Западных Карпат). Для междугорий, к которым приурочены тыловые вулканические области, характерны положительные изостатические гравианомалии от +25 до +150 мгл [12, 13].

Совокупность структурных признаков (широкое развитие разнообразно ориентированных нормальных сбросов, грабенов, горстов при отсутствии молодых складчатых деформаций) и геофизических показателей, указывающих на господство напряжений растяжения в очагах землетрясений и утоньшение земной коры в опускающихся областях междугорий, позволяет считать, что в течение орогенного этапа (местами, например, в пределах Родопского массива, лишь на раннеорогенной стадии) они подвергались горизонтальному раздроблению и растяжению, сопровождавшемуся локальными, а затем все более общими опусканиями. Эти деформации были сопряжены со сжатием, центробежным горизонтальным смещением масс и поднятием в обрамлявших междугорья эпигеосинклинальных складчато-покровных сооружениях. Области междугорий характеризовались в течение альпийского орогенного этапа повышенным тепловым режимом. Во всяком случае, это несомненно для Внутрикарпатской области, которая и ныне, через 10—12 млн. лет после затухания орогенного вулканизма, отличается очень высокой средней величиной теплового потока — 2,47 (что в два с лишним раза превышает его нормальное значение, составляющее 1,18, Я. Б. Смирнов, 1968 г.) и обладает огромными ресурсами подземного тепла, а также для периферической зоны Тирренской области (западное побережье Италии).

Таким образом, в областях «междугорий» в течение орогенного этапа, очевидно, имело место сочетание условий, благоприятных для возникновения орогенного вулканизма — горизонтального расширения (растяжения) коры и повышенного термического режима. В большинстве «тыловых» вулканических областей растяжение было интенсивным в раннеорогенной стадии, а в позднеорогенной стадии постепенно ослабевало и местами даже прекратилось. Соответственно в большинстве «тыловых» областей вулканизм пробуждался в раннеорогенной стадии, а иногда даже несколько раньше. Различия в глубинной структуре междугорий, очевидно, должны были отразиться на разнообразии продуктов орогенного вулканизма, которые в разных «тыловых» областях и даже на разных участках одной области могли генерироваться в разных глубинных зонах. Анализ распространения продуктов орогенного магматизма на площади, особенностей состава, возраста и закономерностей развития магматизма во времени подтверждает эти предположения.

В большинстве «тыловых» областей орогенный магматизм начинается одновременно со складчато-надвиговыми деформациями в окаймляющих геосинклинальных прогибах, превращающихся в складчато-покровные сооружения, или непосредственно следует за ними во времени и сопровождается образованием структур растяжения в областях междугорий. Наиболее ранние проявления орогенного магматизма приурочены к срединным массивам (преимущественно к их периферическим зонам) и выражены извержениями средней и (или) кислой магмы с большой ролью туфов и игнимбритов [90, 93], поступавшей в ос-

новном из внутрикоровых анатектических очагов. Эксплозии могут достигать огромного масштаба и сопровождаться вулкано-тектоническими проседаниями отдельных блоков. По мере распространения складчатости и покровно-надвиговых перемещений от внутренних зон геосинклиналей к внешним ареалы вулканической активности последовательно смещаются к краям междугорий, часто приурочиваясь к тектоническим швам, отделяющим срединные массивы от складчатых сооружений (Карпаты, Италия), а затем могут распространиться и на их внутренние зоны, где складко- и надвигообразование к этому времени уже прекратилось, сжатие сменилось растяжением и начали возникать наложенные впадины и грабены. Таким образом, в соответствии с центробежным распространением волн сжатия (от внутренних зон дугообразных складчатых сооружений к их внешним зонам и далее к краевым прогибам) и следующих за ними волн растяжения (от междугорий к внутренним зонам складчатых сооружений) центробежно распространяются и перемещаются и зоны вулканизма. По мере смещения вулканических ареалов к границам складчатых сооружений и далее в пределы последних туфолавы и игнимбриты исчезают, роль пирокластического материала снижается и все большую роль приобретают лавовые излияния. Состав продуктов становится более основным, и питание центров извержения идет, по-видимому, из подкоровых очагов. На отдельных участках междугорий, где вулканическая активность сохраняется в позднеорогенной стадии, она приобретает щелочной характер. В тыловых вулканических областях, занятых глубоководными субокеаническими впадинами, магматические очаги могли формироваться только в верхней мантии (например, в центральной части Тирренского моря). Характер орогенного вулканизма и его продуктов здесь существенно отличается от намеченного, но общие тенденции его развития на площади, по-видимому, сохраняются.

Картина проявлений «тылового» вулканизма в каждом сегменте Альпийского пояса обладает специфическими особенностями, по-видимому, связанными с некоторыми отличиями в их тектоническом строении и развитии. Так изменяется время проявления вулканизма в междугорьях и, в частности, фаза самых мощных, охватывающих наиболее широкие площади извержений относительно кислой магмы. В некоторых сегментах (Иранский, Афганский) эта фаза является предорогенной, предшествуя главным складчато- и надвигообразовательным движениям в обрамляющих геосинклинальных прогибах. Однако складчатые деформации, имевшие место в самих областях междугорий, предшествуют началу вулканической деятельности в последних. Чаще всего эти извержения бывают приурочены к раннеорогенной стадии и почти совпадают с главными складчатыми и покровными деформациями в соседних геосинклинальных прогибах (миоценовые извержения в Карпато-Динарской и Альборанской провинциях, олигоценовые — в Эгейской провинции) или непосредственно следуют за ними (плиоценовые игнимбритовые извержения и гранитоидные интрузии в Тирренской провинции), но иногда значительно запаздывают по сравнению со складчато-покровными деформациями и приурочиваются к позднеорогенной стадии (Центрально-Анатолийская провинция).

В зависимости от времени проявления главных фаз вулканизма в междугорьях несколько изменяется состав извергаемых продуктов и, по-видимому, глубинные источники магматического материала. В случае эоценового предорогенного вулканизма (срединные массивы Афганистана, Ирана, Паннонский массив) извергаются пирокластолиты и лавы преимущественно андезитового, отчасти более кислого или основного состава, имеющие, по всей вероятности, в основном глубинное (мантийное) происхождение. При извержениях, одновременных со складчатостью или непосредственно следующих за ней, господствуют

пирокластические образования средне-кислого и кислого состава, по-видимому, в основном являющиеся продуктами внутрикоровой, анатектической магмы, причем на самих срединных массивах важнейшую роль играют липаритовые или дацитовые игнимбриты (Паннонский массив). При запаздывании подобных извержений до позднеорогенной стадии (например, в миоплиоцене на Киршехирском массиве Центральной Анатолии) почти одновременно, на одной площади, чередуясь между собой, происходят извержения кислых туфов и игнимбритов (продуктов анатектической коровой магмы), резко уступающих им количественно основных лав (продуктов глубинной — мантийной магмы), а также магматических образований гибридного (?) происхождения. В последующие фазы по пограничным швам между срединными массивами и обрамляющими складчатыми сооружениями или в их внутренних зонах происходят извержения дифференциатов глубинной, основной магмы. Таким образом, под областями междугорий могут возникать зоны магмообразования на различных уровнях — в верхней мантии (начиная с предорогенной или раннеорогенной стадии до позднеорогенной) и внутри коры, вероятно, в нижней части «гранитно-метаморфического слоя» (в раннеорогенной или в начале позднеорогенной стадии). Мощные туфо-игнимбритовые извержения кислых продуктов анатектической магмы происходят из близповерхностных периферических очагов и сопровождаются локальными вулкано-тектоническими проседаниями, а за ними следуют в позднеорогенной стадии общие опускания значительной области междугорья (в Паннонской, Липарской, Тосканской областях). Напротив, когда главную роль играют предорогенные извержения весьма глубинной андезитовой магмы, эти зоны испытывают менее значительные опускания, или последние вообще почти не проявляются (Афганский сегмент).

Значительные осложнения в ход развития орогенного вулканизма вносит неодновременность тектонических деформаций в геосинклинальных зонах, обрамляющих с разных сторон область срединного массива (или глубоководную впадину). Так, например, к юго-западу от Паннонского «междугорья», в Динаридах, эти деформации происходили в конце эоцена и олигоцене, а к северо-востоку от него, в Карпатах, — в миоцене, к северу от Родопско-Эгейского «междугорья» — с средины эоцена до олигоцена, а к югу от него — с конца эоцена до миоцена, к северу и к югу от Внутренне-Иранского междугорья — соответственно в олигоцене — миоцене и преимущественно миоцене — плиоцене.

По-видимому, существует определенная связь между масштабом, длительностью и ареалом извержений в области междугорий, с одной стороны, и интенсивностью складчато-покровных деформаций в обрамляющих складчатых сооружениях, а также их конфигурацией, — с другой. Зоны наиболее мощных и значительных извержений тяготеют к тем частям междугорий, которые прилегают к зонам наиболее интенсивных складчатых и надвиго-покровных движений, в особенности к тем из них, которые имеют выпукло-дугообразную форму (например, Карпатской, Центрально-Таврской, Апеннино-Сицилийской, Критской дугам). Эта зависимость как будто может свидетельствовать о том, что вулканический процесс в области междугорья связан с растяжением в непосредственном «тылу» сминаемой и отжимаемой в стороны дугообразной складчатой зоны, как бы в результате «распирающего» воздействия сильно разогретой и расширяющейся смежной части срединного массива. Впоследствии процесс растяжения, расширения перемещается во внутренние зоны складчатых сооружений, которые также становятся ареной вулканизма. На крутых выпуклых изгибах складчатых сооружений возникают поперечные зоны глубоких трещин, разломов и грабенов растяжения, в которых вулканический процесс может «прорываться» в их внешние зоны и даже в отмершие краевые прогибы (вы-

пуклые изгибы Карпатской, Апеннино-Сицилийской, Бетийско-Рифской дуг).

Однако отсутствие строгой синхронности в проявлениях «тылового» вулканизма областей междугорий и складчато-покровных деформаций в обрамляющих эпигеосинклинальных складчатых сооружениях, а также тот факт, что исключительно интенсивные деформации этого типа могут иметь место при отсутствии междугорья и мощного «тылового» вулканизма (Альпы), показывает, что расширение области междугорья (срединного массива, глубоководной впадины) не может считаться единственной причиной подобных деформаций.

Б. **Вулканические провинции и области периферических массивов.** Вторым типом тектонических условий проявления орогенного (позднеорогенного) вулканизма является обстановка жестких периферических массивов, лежащих между складчато-покровными сооружениями одной из главных зон Альпийского пояса и симметричными складчатыми сооружениями, возникшими по его периферии на месте «слепых» альпийских миогеосинклинальных прогибов (Пиренеи), либо недоразвитых альпийских прогибов, разрез которых не имеет типично геосинклинального характера (Высокий и Сахарский Атлас, Кельтиберийская зона, Юра, может быть Пальмириды). К числу периферических массивов, целиком (или в основном) приуроченных к самой западной части Альпийского пояса, относятся массивы Марокканской и Оранской Месеты, Иберийский, Каталонский и может быть Алеппский (?). По структурному положению и характеру вулканизма к ним приближается Грузинский массив. По своей тектонической позиции и особенностям развития в альпийском цикле периферические массивы занимают промежуточное положение между обрамляющими Альпийский пояс платформами и типичными срединными массивами. Подобно последним, они характеризуются положительными изостатическими аномалиями, иногда весьма значительными (массив Марокканской Месеты). Однако по тектоно-магматической активности в альпийском «цикле» они значительно уступают срединным массивам. В отличие от них периферические массивы на раннеорогенной стадии испытывают давление со стороны надвигающихся складчато-покровных сооружений, и проявления вулканизма в них в эту стадию отсутствуют. На позднеорогенной стадии, когда это давление «снимается», в них могут возникать вулканы, извергающие лавы и отчасти пирокластику базальтового состава, иногда с повышенной щелочностью; их расположение нередко контролируется зонами глубоких поперечных нарушений (массивы Марокканской Месеты, Иберийский). Масштаб извержений незначителен.

В. **Вулканические провинции и области Трансальпийских поперечных тектоно-магматических зон.** Альпийский орогенический пояс пересекают две поперечные зоны проявлений позднекайнозойского вулканизма, тектонические условия которых резко отличаются от рассмотренных выше обстановок междугорий. К числу их относятся Сардино-Пантеллерийская и Транскавказская поперечные тектоно-магматические зоны.

Сардино-Пантеллерийская поперечная тектоно-магматическая зона, очевидно, представляет одно из звеньев трансконтинентальной рифтовой системы, продолжающейся далее на юго-восток в Северную Африку (в Ливию) и на север — на эпигерцинскую платформу Западной Европы [198]. В качестве более северных звеньев этой рифтовой системы Иллиэс рассматривает грабены Лигурийского моря, Роны — Соны, Верхне-Рейнский, Нижне-Рейнский и Гессенский, возникшие в олигоцене или неогене. Далее к северу намечается существование глубокого кайнозойского меридионального «рва», идущего приблизительно посредине Северного моря и, скорее всего, соединяющегося с северной частью Срединно-Атлантического рифтового

пояса. На юго-восточном продолжении этой рифтовой системы располагаются обширные позднекайнозойские поля базальтов и грабены Ливии (грабен Хон или Миссурата и пр.), а также вулканический массив Тибести. Далее к югу и к юго-западу находятся глубокие кайнозойские грабенообразные впадины района оз. Чад и позднемезозойскче — раннекайнозойские грабены бассейна Нигера (в частности, грабен Бенуэ) и параллельные ему и лежащие на его юго-западном продолжении цепи мел(?)-кайнозойских вулканов Камеруна — островов Фернандо-По — Аннобон — Св. Елены. Южная часть этой Рейнско-Нигерийской рифтовой системы стала формироваться в конце мезозоя, а северная — с середины кайнозоя. Однако в ней известны проявления рифтообразования, относящиеся к раннему мезозою (грабен Лигурийского моря?) и к позднему палеозою (грабен Осло, субмеридиональные грабены Центрального Французского массива), а вся рифтовая система в целом, согласно В. Е. Хаину (1970), приурочена к субмеридиональному Норгидо-Нигерийскому подвижному поясу, сформированному в гренвильскую тектоно-магматическую эпоху (около 1—1,2 млрд. лет т. н.) и впоследствии (0,8—1 млрд. лет т. н.) пересеченному субширотным Средиземноморским подвижным поясом.

Сардино-Пантеллерийская зона разломов пересекает наиболее вырожденный участок Альпийского пояса, где в сущности имеется лишь одна зона складчато-покровных сооружений Телльского Атласа — Северной Сицилии, а вторая, симметричная по отношению к ней зона затухает к востоку от Балеар и к югу от Корсики и, возможно, полностью отсутствует вблизи Сардинии. Проявления растяжения, выраженные в образовании субмеридионального грабена и сопутствующем вулканизме, фиксируются в Сардинии в начале олигоцена (а может быть еще в эоцене?), т. е. начались несколько раньше, чем складчато-покровные деформации в восточной части Телльского Атласа и Сицилии, и значительно раньше, чем складкообразование в Тунисском Атласе: эти процессы продолжались с перерывами в течение миоцена, плиоцена и антропогена, причем в настоящее время вулканические извержения и формирование грабенов северо-западного — юго-восточного простирания протекают в основном в юго-восточной части этой зоны, в Тунисском проливе. Таким образом, тектоно-магматические процессы в Сардино-Пантеллерийской зоне в большей степени связаны не с развитием Альпийского пояса, а с развитием поперечной по отношению к нему рифтовой зоны. Вулканические образования этой зоны по своему составу, генезису и последовательности появления (сперва преимущественно производные кислой магмы с широким развитием игнимбритов, впоследствии излияния основных лав) — мало отличаются от обычных продуктов орогенного вулканизма Альпийского пояса, но резко отличны от преимущественно основных продуктов с повышенной щелочностью, свойственных рифтовым зонам платформ. Однако это не является аргументом против рифтовой природы Сардино-Пантеллерийской зоны, поскольку рифтообразным зонам, возникающим на молодых складчатых эпигеосинклинальных сооружениях, свойствен вулканизм, практически не отличающийся от вулканизма орогенных поясов [86]. Примером является кайнозойский рифтообразный пояс, наложенный на мезозойскую складчатую систему Кордильер, в частности провинция Хребтов и Бассейнов, с широким развитием кислого игнимбритового вулканизма.

Более сложным по своему внутреннему строению и развитию поперечным тектоно-магматическим поясом является Транскавказская зона поперечного поднятия, пересекающая Альпийско-Средиземноморский пояс от Ставропольского поднятия Скифской плиты до Мардинского (Диарбакырского) поднятия на севере Аравийской платформы. Эта поперечная зона, имеющая в северной части Кавказского сегмента запад-северо-западное — юг-юго-восточное, в средней части —

долготное, а в южной — север-северо-восточное —юг-юго-западное простирание, характеризуется тенденцией к относительному поднятию всех пересекаемых ею продольных тектонических зон; в ее пределах, как правило, сокращаются мощности мезо-кайнозойских отложений, а шарниры продольных зон испытывают положительную ундуляцию. К ней приурочены проявления позднеорогенного магматизма (главным образом, наземного вулканизма) — миоплиоценового, позднеплиоценового или антропогенового, присутствующие почти во всех продольных тектонических зонах, — в пределах альпийских складчатых сооружений, срединных массивов и наложенных на них межгорных впадин (Арарат — Нахичеванский массив) и даже краевых прогибов (Терский прогиб), что представляет чрезвычайно редкое, аномальное явление. В складчатых сооружениях, пересекаемых Транскавказской поперечной зоной, позднеорогенный вулканизм охватил главным образом внутренние массивы Восточного Тавра и М. Кавказа (Бингель-Аладагский, Центрально-Армянский, Артвино-Болнисский), близкий к ним горст-антиклинорий Б. Кавказа и Северо-Кавказский краевой массив. В меньшей степени вулканизм проявился также в зонах поперечных нарушений, пересекающих некоторые альпийские антиклинории (западная часть антиклинория Восточного Кавказа) и синклинории (отдельные участки Чиауро-Дибрарского, Аджаро-Триалетского, Севанского синклинориев).

В полосе Транскавказского поперечного поднятия вулканизм очень слабо сказался в раннеорогенной стадии (на М. Кавказе), но с огромной силой проявился в начале позднеорогенной стадии (в миоплиоцене) на широкой площади Армянского нагорья. В позднем плиоцене и антропогене зона вулканической деятельности охватила центральную часть Б. Кавказа, заметно сузилась в Армянском нагорье и, распространяясь к северу, приобрела вид отчетливо выраженной поперечной полосы. Внутри нее вулканизм, в свою очередь, во многих случаях контролируется зонами поперечных нарушений (трещин и разломов) долготного и северо-восточного простирания. Позднеорогенный вулканизм в Кавказском сегменте в целом развивался антидромно — от извержений преимущественно средних к преимущественно основным продуктам в Армянском нагорье и от преимущественно кислых к средним — на Б. Кавказе. На Б. Кавказе вулканический процесс запаздывает по сравнению с Армянским нагорьем. В осевой части Транскавказской поперечной полосы извергались, как правило, более кислые продукты, чем в ее краевых зонах.

Внутренние массивы и Северо-Кавказский краевой массив, к которым приурочены главные вулканические районы Кавказского сегмента, существенно отличаются от многих срединных массивов областей «тылового» вулканизма по своим геофизическим особенностям и характеру глубинного строения. Они обладают довольно мощной (более 50 км) земной корой. Им, как и всей зоне Транскавказского поперечного поднятия, свойствен высокий термический режим. В отличие от большинства областей тылового вулканизма междугорий, эти массивы и связанные с ними вулканические области характеризуются крупными гравитационными минимумами в редукции Буге, хотя в поле региональных изостатических аномалий Транскавказскому вулканическому ареалу, как и вулканическим областям междугорий, отвечает обширный региональный максимум [13].

В позднеорогенной стадии главные вулканические районы Кавказского сегмента, в общем, испытывают дифференцированное поднятие, значительно превышающее амплитуду компенсационных вулкано-тектонических опусканий. Признаки горизонтального растяжения, сопутствующего вулканизму, незначительны. Существенны отличия в глубинном строении и особенностях новейших движений основных вулканических областей Кавказского сегмента и областей «тылового» вулканизма

междугорий, вероятно, связаны с различным характером глубинных процессов, протекавших в них в течение орогенного этапа альпийского цикла. И те, и другие являлись зонами очень высокого теплового режима, по-видимому, явившегося в пределах Транскавказской поперечной зоны главным, а в областях «тылового» вулканизма — одним из главных факторов, обусловивших возникновение магматических очагов в верхней мантии и частично внутри земной коры. Однако в областях междугорий более существенную роль, чем в полосе Транскавказского поднятия, играло горизонтальное растяжение с соответствующим уменьшением средней мощности коры (вплоть до разрывов ее сплошности) и подъемом поверхности Мохо и других глубинных сейсмических границ. С влиянием этого фактора, вероятно, было связано более раннее начало кайнозойского вулканизма в большинстве междугорий (в раннеорогенной или даже предорогенной стадии), чем в полосе Транскавказского поперечного поднятия. По всей вероятности, относительные воздымания в Транскавказской поперечной зоне в значительной мере связаны с разуплотнением вещества коры и верхней мантии, вызванным очень высоким тепловым потоком.

На южном продолжении зоны Транскавказского поперечного поднятия в пределах Аравийской платформы простирается широкая Западно-Аравийская зона поднятий, с которой связаны многочисленные районы мощных неоген-четвертичных базальтовых излияний Юго-Восточной Турции, Сирии, Иордании, Саудовской Аравии и вулканическая область Йемена. Эта зона вместе с сопровождающим ее с запада Палестинским левосторонним сдвиго-раздвигом является северным звеном Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса. Тенденции к относительному или абсолютному поднятию в Западно-Аравийской зоне, как и в зоне Транскавказского поднятия, проявлялись очень длительно, но в неогене — антропогене воздымание усилилось и стало сопровождаться вулканическими извержениями. Черты сходства в истории тектонического развития и кайнозойского вулканизма зоны Транскавказского поднятия и Западно-Аравийской зоны поднятия, пересекающих различные тектонические области (Альпийский пояс и допалеозойскую платформу), дают основание рассматривать зону Транскавказского поперечного поднятия, как северное продолжение Западно-Аравийской зоны, и, следовательно, как самое северное звено Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса. В пределах Транскавказского звена поперечное к общему долготному простиранию пояса растяжение в широтном направлении становится совершенно минимальным (как, впрочем, весьма незначительным является оно и в более южном Аравийском звене, где сдвиги и раздвиги происходят в меридиональном, а не в широтном направлении), но сохраняется свойственный этому поясу высокий тепловой поток, с которым связаны сводовые воздымания и вулканические извержения. В полосе Транскавказского поперечного поднятия имеются магматические образования, совершенно не свойственные Альпийскому складчатому поясу, в частности позднепалеогеновый Памбакский щелочной кольцевой вулкано-плутонический массив в Севанской зоне М. Кавказа. Однако такого типа массивы очень характерны для Африкано-Аравийского рифто-магматического пояса, влиянием которого можно объяснить появление Памбакского щелочного массива на М. Кавказе.

Таким образом, необычная для Альпийского орогенического пояса исключительная вулканическая активность, свойственная всей полосе Транскавказского поперечного поднятия, может найти объяснение в его принадлежности к Африкано-Аравийскому рифто-вулканическому поясу, который, подобно Рейнско-Нигерскому рифтовому поясу, пересекает как платформенные, так и орогенические области и имеет не менее, а возможно более глубокое заложение, чем геосинклинально-орогенный

Альпийский пояс. В этой связи уместно напомнить, что, анализируя особенности строения и развития Восточно-Европейской платформы и Кавказа, Н. С. Шатский еще в 1948 г. выдвинул представление о существовании длительно развивающихся тектонических зон очень глубокого заложения, пересекающих платформы и складчатые области. По существу Н. С. Шатский впервые выявил в пределах Восточно-Европейской платформы и Б. Кавказа ту зону глубоких поперечных тектонических нарушений, южный участок которой впоследствии получил название зоны Транскавказского поперечного поднятия [97] и которая, как выясняется ныне, находит свое дальнейшее продолжение в пределах Аравии и Восточной Африки (Е. Е. Милановский, Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1972 г.).

## О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ И УСЛОВИЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Отмеченные выше коррелятивные соотношения между проявлениями орогенного вулканизма, с одной стороны, и особенностями структурного плана, тектонических деформаций, глубинного строения, термического режима и гравитационного поля соответствующих областей Альпийского пояса, — с другой, позволяют высказать некоторые предположения о возможных причинах возникновения и локализации вулканических явлений в орогенном этапе его развития. Наиболее ясную схему можно наметить в отношении орогенного вулканизма областей междугорий, выраженных срединными массивами или глубоководными впадинами типа Тирренской, Балеаро-Альборанской и Эгейской. В течение орогенного этапа альпийского цикла эти вулканические зоны характеризовались условиями горизонтального растяжения и расширения площади, формированием структур типа грабенов, высокой сейсмичностью (с глубинами очагов до нескольких сотен километров), очень высоким тепловым потоком, региональными максимумами поля изостатических аномалий, в большинстве случаев сокращенной мощностью земной коры и подъемом поверхности Мохоровичича (под которой скорости сейсмических волн имеют аномально низкие значения). По крайней мере, в некоторых из подобных областей устанавливается также подъем более глубоких сейсмических границ, в частности кровли и подошвы астеносферы. Как указывает М. Е. Артемьев (1971), положительные региональные изостатические гравианомалии связаны с влиянием масс, расположенных на глубинах около 200 км. Скорее всего, они могут быть обусловлены возмущениями нижней границы астеносферного поля, а именно наличием выступов последней (рис. 21).

Можно предполагать, что области междугорий (срединных массивов) явились подобными выступами и зонами повышенного теплового потока в течение всего альпийского цикла, начиная с собственно геосинклинального его этапа. В частности, высоким термическим режимом этих зон, вероятно, были обусловлены проявления мезозойского регионального метаморфизма, известные, например, в срединных массивах Анатолии и Ирана, а также позднемезозойского кислого магматизма во внутренних зонах Карпато-Динарского и Эгейского сегментов. С переходом к орогенному этапу процесс подъема мантийного материала, отражаемый в перемещении кверху глубинных сейсмических границ в областях междугорий, усиливается, и соответственно еще более возрастает тепловой поток в их пределах. Астеносфера в этих зонах приобретает все большую пластичность, и внутри нее могут возникать очаги частичного или полного плавления. Соответственно прогревается и становится более пластичной и лежащая выше литосфера (т. е. самая верхняя часть верхней мантии и кора), и, таким образом, верхняя граница

астеносферы может не только механически подниматься, но и перемещаться вверх в результате подъема геоизотерм. Выше главного астеносферного слоя, в коре, вплоть до ее гранитно-метаморфического слоя также могут образовываться собственные очаги и зоны плавления.

По мере подъема подошвы и кровли астеносферы в области между-

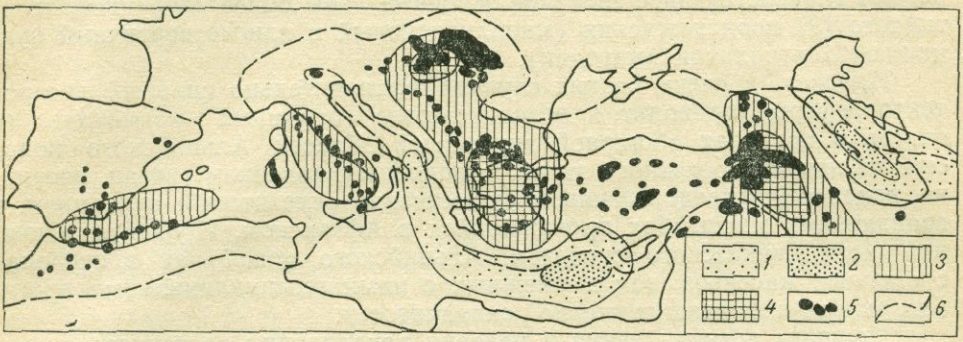



Рис. 21. Распределение основных региональных изостатических аномалий (по М. Е. Артемьеву, 1971) и областей орогенного вулканизма в Альпийском поясе

*1* — региональные минимумы средней интенсивности; *2* — то же, большой интенсивности; *3* — региональные максимумы средней интенсивности; *4* — то же, большой интенсивности; *5* — районы проявлений орогенного вулканизма; *6* — границы Альпийского пояса

горья относительно обрамляющих его геосинклинальных прогибов и повышения ее пластичности усиливается процесс горизонтальной миграции (оттока) вещества астеносферы из-под зон междугорья в направлениях смежных геосинклиналей, приводящий к их одностороннему сжатию с образованием характерной моновергентной складчато-покровной структуры. Соответственно начинается или усиливается процесс растяжения, «расползания» литосферы в пределах междугорья; возникают системы наклонных сбросов, горсты и грабены, ширина области междугорья и ее площадь увеличиваются, а мощность литосферы в целом и, в частности, коры сокращается, причем неравномерно. В тех случаях, когда междугорье сложено корой материкового типа, в ней могут образоваться узкие зоны разрыва сплошности, в которые проникают кверху апофизы астеносферного слоя (нечто подобное можно предполагать в Западном Средиземноморье у берегов Испании), или более обширные площади новообразованной субокеанической коры.

Очаги плавления, возникшие в ходе описываемого процесса в области междугорья как в основном астеносферном слое, так и в пределах коры, могут стать источником магматического материала, извергаемого на поверхность на разных стадиях орогенного этапа. Горизонтальное растяжение коры срединных массивов, особенно интенсивное в течение раннеорогенной стадии, создает благоприятные условия для подъема и выхода магмы на поверхность в первую очередь из наименее глубоких коровых очагов, но возможность извержений, их масштаб и химизм продуктов зависит от «готовности» магматических очагов на тех или иных глубинных уровнях (в гранитно-метаморфическом слое, в астеносферном слое верхней мантии) и их объемов в тот или иной момент тектонического развития данного участка Альпийского пояса.

Поэтому, например, в одних случаях главные, наиболее мощные вулканические явления происходят в течение раннеорогенной стадии и выражаются в извержениях кислых, предположительно «коровых» магм на огромных площадях междугорий (миоценовый вулканизм Паннонской области, олигоценовый — Македоно-Родопской и т. п.), а в течение позднеорогенной стадии в связи с понижением геоизотерм имеют место значительно менее мощные извержения более основных, по-види-

мому, более глубинных магматических продуктов, целиком приуроченные к наиболее проницаемым глубинным швам на границах области междугорья со смежными складчатыми сооружениями или к отдельным поперечным разломам. В других случаях извержения начинаются лишь в позднеорогенной стадии, причем наряду с «коровыми» магматическими дериватами с самого начала появляются и в дальнейшем приобретают главенствующее значение основные лавы более глубинного, мантийного (?) происхождения (миоплиоценовый и плиочетвертичный вулканизм Центральной Анатолии).

Наконец, в очень редких случаях исключительно сильный прогрев тектоносферы приводит к возникновению огромных магматических очагов в пределах обширной внутренней области Альпийского пояса еще до начала орогенного этапа; с подобным явлением связан, очевидно, эоценовый «предорогенный» существенно андезитовый вулканизм, в грандиозных масштабах проявившийся в Афганском, Иранском и южной части Кавказского сегмента Альпийского пояса как в пределах срединных массивов, так и смежных с ними геосинклинальных прогибов, еще не испытавших главной складчатости.

Причины возникновения и условия локализации орогенного вулканизма в поперечных вулканических поясах типа Транскавказского в настоящее время недостаточно ясны, однако совершенно несомненна приуроченность вулканизма Кавказа и Армянского нагорья к зоне Транскавказского поперечного поднятия. Однако в последнее время были выявлены два факта, имеющие важное значение для рассматриваемой проблемы:

1) зона Транскавказского субмеридионального поднятия со свойственными ей мощными проявлениями позднекайнозойского вулканизма является северным продолжением Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса [86];

2) с Транскавказским вулканическим ареалом совпадает субмеридионально вытянутая область регионального максимума изостатических гравианомалий большой интенсивности [13]. Этот максимум сходен по размерам и интенсивности с региональными максимумами Эгейской, Паннонской и т. п. областей междугорий и, очевидно, также должен отвечать зоне подъема глубинных границ в коре и верхней мантии и высокого теплового потока, с чем вполне согласуется его совпадение с зоной Транскавказского поперечного поднятия. Как известно, зоны рифтогенеза как океанические, так и континентальные, рассматриваются в настоящее время как зоны высокого теплового потока и восходящего течения вещества глубинных зон, сопровождаемого некоторым горизонтальным расширением (растяжением, раздвиганием), масштаб которого может быть весьма различным. Следовательно, коль скоро зона Транскавказского поперечного поднятия и орогенного вулканизма является северным продолжением Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса, в нем также должен осуществляться процесс подъема глубинных, мантийных масс, интенсивный вынос тепла и в весьма скромных масштабах — начальная фаза горизонтального растяжения в субширотном направлении. Именно эти условия благоприятствовали (несмотря на обстановку преобладающего на Кавказе горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении) развитию в пределах Кавказского сегмента орогенного (главным образом, позднеорогенного) вулканизма и его постепенному распространению к северу.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1*. Абовян С. Б., Адамян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Миоплиоценовые вулканические породы.— «Геология Армянской ССР», т. IV. (Петрография. Вулканические породы). Изд. АН СССР, 1970.

2. Авдулов М. В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 9, 1962.

3. Адамия Ш. А., Мацхонашвили К. Г., Хуцишвили О. Д. Геология постпалеогеновых вулканических образований восточной части Южной Грузии.— «Труды Геол. ин-та АН ГССР», т. 6, 1961.

4. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении.— В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд. АН СССР, 1963.

5. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

6. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Петрохимические особенности нижнеплиоценового эффузивного вулканизма Нахичеванской складчатой области.— «Известия АН АзССР». Сер. геол., геогр. наук и нефти», № 1, 1962.

7. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1963.

8. Амарян В. М. Строение и происхождение Арагаца.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 1, 1965.

9. Амарян В. М. О генезисе туфов и туфолав Армении.— В сб.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.

10. Аракелянц М. М., Борсук А. М. Опыт калий-аргонового датирования миоцен-антропогеновых магматических пород на примере Большого Кавказа.— «Труды XV сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций». М., «Наука», 1969.

11. Армянская ССР, ч. I. Геология СССР, т. XLIII. М., «Недра», 1970.

12. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.

13. Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин срединземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 4, 1971.

14. Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Доклады сов. геологов на XXII сессии Межд. геол. конгр. (проблема 11), 1964.

15. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. И., Багдасарян Г. Б. и др. Итоги геохронологических исследований магматических пород Кавказа. Доклады сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгр. (проблема 3). Изд-во АН СССР, 1960.

16. Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. К-Ar данные о новейшем гранитном магматизме.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 6, 1964.

17. Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 9, 1968.

18. Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии.— В кн.: Петрография СССР, сер. 1, вып. 11. Изд-во АН СССР, 1945.

19. Бончев Е. С. Геология на България. София, 1964.

20. Боянов Ив., Маврудчиев Б. Палеогенският магматизм в Северо-Източните Родопи. Част първа. Год. Соф. ун-т, БГГ ф-т, кн. 2. Геология, 1961.

21. Буров В. С., Шеремета В. Г. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. — «Известия вузов. Геология и разведка», № 7, 1959.

22. Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный процесс в кальде-


---

* Монографические работы, в которых имеется обширная библиография по кайнозойскому вулканизму и тектонике Альпийского пояса.

ре вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 194. М., «Наука», 1969.

23. Вегуни А. Т. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья.— В сб.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966.

24. Великовская Е. М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. — В сб.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.

25. Вимменауэр В. Изверженные породы и карбонатиты Кайзерштуля.— В сб.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

26. Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. «Недра», 1971.

27.* Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.

28.* Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника и история геологического развития. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1964.

29. Гамкрелидзе П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта.— «Труды Груз. политехн. ин-та», № 32, 1954.

30. Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. IV Межд. нефт. конф., т. I. Изд. АН СССР, 1956.

31. Герасимов А. П. Следы третичной вулканической деятельности близ г. Грозного.— «Известия Геолкома», т. 39, 1924.

32. Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. В сб.: Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962.

33. Горанов Ал., Боянов Ив. Младопалеогенски магматиты. Стратиграфия на България. София, 1968.

34. Горбачевская О. Н. Липариты хребта Великий Шоллес в Закарпатье. В сб.: Вулканизм и формирование минер. местор. в альп. геосинкл. зоне. Львов, 1969.

35. Гоцадзе О. Д. О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений.— «Известия АН СССР. Сер. геофиз.», № 3, 1957.

36.* Грузинская ССР. Геология СССР, т. X, ч. I. М., «Недра», 1964.

37. Давыдова Н. И., Краснопевцева Г. В., Манилов С. А. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. В сб.: «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука», 1966.

38. Данилович Л. Г. Геолого-петрографічна характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш. Вид-во АН УРСР, Київ, 1963.

39. Дивлян М., Карамата С. Эруптивные породы Риданьско-Креполинской зоны. В кн.: Геологический обзор Карпато-Балканид Восточной Сербии. VIII съезд КБГА. Белград, 1967.

40. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 3, 1947.

41. Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты.— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», вып. 7, 1953.

42. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса. Докл. АН СССР, т. 59, № 1, 1948.

43.* Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанное с ним рудообразование. М., Госгеолтехиздат, 1959.

44. Иванов Р. Магматизм Източнородопского понижения. Ч. I (Геология), ч. II (Петрохимическо развитие и провинциални особенности). Геол. ин-т БАН, Трудове върху геологията на България. Сер. геохим. и полезн. изкоп., кн. I, 1960; кн. IV, 1963.

45. Иванов Р. Формационна и петрохимическа зоналност на третичния магматизъм в Родопския срединен масив. Изв. на геол. инст. БАН «Страшимир Димитров», кн. XIII, София, 1964.

46. Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 2, 1969.

47. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айодзора (Армения). В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд. АН СССР, 1963.

48. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении.— В сб.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966.

49. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.— «Известия АН АрмССР. «Науки о земле», № 3, 1969.

50. Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении.— В сб.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966.

51. Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, «Науки о Земле», № 1—2, 1968.

52. Кастани Г. Геология дна Средиземного моря между Тунисом и Сицилией.— В сб.: Рельеф и геология дна океанов .М., «Прогресс», 1964.

53. Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения).— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», вып. 7, 1953.

54. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии.— «Геотектоника», № 3, 1966.

55. Колпиков Н. П. К петрографии плиоценовых и верхнемиоценовых отложений Грозненской нефтеносной области.— «Труды Грозн. нефт. ин-та», сб. 21, 1957.

56. Короновский Н. В. История развития вулкана Кабарджин (Центральный Кавказ).— «Материалы по региональной геологии СССР». Изд. Моск. ун-та, 1964.

57. Короновский Н. В. История развития новейшего вулканизма Центрального Кавказа.— «Вестник МГУ. Сер. геол.», № 1, 1966.

58. Короновский Н. В. Геологическое строение Эльбруса.— В кн.: Оледенение Эльбруса. Изд. Моск. ун-та, 1968.

59. Короновский Н. В., Гвоздик Н. И. Некоторые черты новейшего вулканизма Африки и Аравии.— «Известия вузов. Геология и разведка», № 5, 1969.

60. Короновский Н. В., Милановский Е. Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1961.

61. Короновский Н. В., Милановский Е. Е. К вопросу о возрасте стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил (Закарпатье). Очерки по геологии Сов. Карпат.— «Труды Карп. эксп. МГУ», вып. 1. Изд-во Моск. ун-та, 1966.

62. Короновский Н. В., Солодкова Н. А. Геология и история формирования стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил.— «Труды Лаб. палеовулканологии», вып. 3, Алма-Ата, 1965.

63.* Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Вид-во АН УРСР, 1961.

64. Кулаков В. В. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий.— «Геотектоника», № 1, 1970.

65. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Т. I.— «Труды СОПС АН СССР. Сер. Земавнауки», вып. 3, 1931.

66. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа.— «Известия СПБ Политехн. ин-та», т. XX, 1913.

67. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.— «Природа», № 5, 1928.

68. Маврудчиев Б. Петрология на базалтовия магматизъм от Крумовградско. Год. Соф. ун-т, БГГ ф-т, кн. 1 (геология), 1964.

69. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

70. Маруашвили Л. И. Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщение АН ГССР, т. 17, № 4, 1956.

71. Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области.— «Труды ИГЕМ», вып. 51, 1961.

72. Масуренков Ю. П., Пантелеев И. Я. Современная деятельность вулкана Эльбрус.— «Докл. АН СССР», т. 142, № 6, 1962.

73. Мерлич Б. В., Зайцева В. Н., Спитковская С. М., Сасин Г. Г. Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья.— «Геол. сб. Львовск. геол. об-ва», № 7—8, 1961.

74. Мерлич Б. В., Спітковська С. М. Схема розвитку третинного вулканизму Радяньских Карпат. Питання геолог. вып. 9, Видав. Львів. Держ. Університ., 1958.

75. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 10, 1956.

76. Милановский Е. Е. Плиоценовый лакколит в бассейне р. Кыртык.— «Вестник Моск. ун-та. Биол.-почв. и геол.-геогр. науки», № 3, 1957.

77. Милановский Е. Е. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 4, 1959.

78. Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории Альпийской геосинклинальной области юга СССР.— «Сов. геология», № 4, 1960.

79. Милановский Е. Е. Основные черты молодого вулканизма Большого Кавказа.— В сб.: Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962.

80. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. Доклады сов. геологов на XXII сессии Межд. геол. конгр. (проблема 11). М., «Недра», 1964.

81. Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа.— «Геотектоника», № 3, 1966.

82. Милановский Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе Юго-Западной Евразии. — В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968.

83. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.

84. Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 1, 1969.

85. Милановский Е. Е. Атлантида в Эгейском море? — «Природа», № 1, 1969.
86. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 2, 1970.
87. Милановский Е. Е., Каминский Е. Е., Седенко С. М. Геологическое строение и история формирования Верхнечегемского вулканического нагорья.— В сб.: Геология Центр. и Зап. Кавказа. Труды Кавк. эксп. МГУ, № 3. М., Гостоптехиздат, 1962.
88. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус.— «Труды ВАГТ», вып. 6, 1960.
89. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа.— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», вып. 20, 1961.
90. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Игнимбрито-туфолавовая формация в структуре Альпийского пояса Юго-Западной Евразии.— «Труды палеовулканологии», вып. 2. Алма-Ата, 1963.
91. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 6, 1964.
92. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей. Материалы VI съезда КБГА в Польше (1963 г.). Изд. АН УССР, Киев, 1965.
93. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры.— В сб.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966.
94. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Нижнечегемский вулканический район (Северный Кавказ).— «Вестник МГУ. Сер. геол.», № 4, 1969.
95. Милановский Е. Е., Лилиенберг Д. А. Основные черты новейшей и современной тектоники Македонии.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 2, 1967.
96. Милановский Е. Е., Смирнова М. Н., Яковлева Т. В. К вопросу о вулканизме краевых прогибов (Грозненский вулканический район).— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 4, 1968.
97.* Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
98. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса.— «Доклады сов. геологов на XXIII сессии Межд. геол. конгр., проблема 3 (Орогенические пояса). М., «Наука», 1968.
99. Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геоантиклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
100. Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1962.
101. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— «Геотектоника», № 2, 1969.
102. Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
103. Мчедлишвили П. А. Еще раз о возрасте годердзской флоры.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 1, 1954.
104. Назарян А. Н. Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан.— «Известия АН АрмССР. Геол. и географ. науки», № 5, 1962.
105. Нинкович Д., Хейзен Б. Тефра острова Санторин.— В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
106. Оганезов Г. Г. Подземные воды Араратской котловины. Т. I.— В кн.: Энергетические факторы в тектонике Араратской котловины. Изд. АН АрмССР, 1957.
107.* Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Изд-во иностр. лит., 1960.
108. Остроумова А. С. Петрохимия третичных вулканических комплексов Западного Даралагеза (Армения).— В сб.: Петрохим. особенности молодого вулканизма. Лаб. вулканологии АН СССР, 1963.
109. Остроумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралагеза.— В сб.: Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
110. Павлинов В. Н. Общие черты строения лакколитов района Кавказских минеральных вод.— «Труды МГРИ», т. XXIII. М., Госгеолиздат, 1948.
111. Палибин И. В. К вопросу о возрасте ископаемой флоры Годердзского перевала.— «Сов. геология», № 12, 1940.
112. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Рос. мин. об-ва, ч. LX, № 2, 1931.

113. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии третичных отложений Восточной Анатолии и Северо-Западного Ирана.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1952.
114. Паффенгольц К. Н., Багдасарян Г. П., Карапетян К. И. и др. Путеводитель экскурсии I Всес. вулкан. совещания по Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
115.* Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
116. Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», вып. 20, 1961.
117. Пиотровская Т. Ю. *К вопросу о четвертичном вулканизме в Выгорлат-Гутинской* вулканогенной гряде.— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», вып. 18, 1960.
118. Разваляев А. В., Поникаров В. П., Козлов В. В. Новейший вулканизм *северо-западной части Аравийского полуострова и его связь с тектоникой.*— «Вестник Моск. ун-та. Геол.», № 2, 1967.
119. Ренгартен В. П. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе.— «Известия ГГРУ», т. 49, № 2, 1930.
120. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги.— «Труды ВГРО», вып. 6, 1932.
121. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
122. Рыбакова Н. О. Новые данные о верхненеогеновой флоре Закарпатской области УССР (по результатам спорово-пыльцевого анализа).— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 6, 1964.
123. Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1965.
124. * Северный Кавказ. Геология СССР, т. IX, ч. I. «Недра», 1968.
125. Славин В. И., Мирзод С. Х. Тектоническое районирование Афганистана.— «Сов. геология», № 4, 1969.
126. Смирнов Я. Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— «Геотектоника», № 6, 1968.
127.* Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Ин-т геол. и полезн. ископ. АН УССР, Киев, 1955.
128.* Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных вод.— «Труды ВИМС», вып. 3, нов. сер., 1959.
129. Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Просен Д. и др. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий.— «Сов. геология», № 2, 1968.
130.* Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, монография, № 8, Тбилиси, 1958.
131. Схиртладзе Н. И. Петрохимические особенности верхнетретичных и четвертичных эффузивов Грузии.— В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд. АН СССР, 1963.
132. Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника альпийской области. М., «Мир», 1965.
133. Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 11, 1961.
134. Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма.— В кн.: Вулкано-плутонические формации.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 12, 1963.
135.* Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во иностр. лит., 1955.
136. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего востока.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 6, 1968; № 1, 1969.
137. Хаин В. Е. *Условия заложения и основные этапы развития* Средиземноморского геосинклинального пояса.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 2, 1970.
138. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта.— «Известия АН АрмССР. *Науки о Земле*», № 5, 1966.
139. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм.ССР).— «Известия АН АрмССР. Науки о земле», № 5, 1968.
140. Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба.— «Сов. геология», № 10, 1969.
141. Чирич Б., Карамата Ст. Развитие магматизма в Динарской геосинклинали в мезозое и кайнозое.— В сб.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир». 1965.
142. Чунев Д. Неогенски (?) базалты. Стратиграфия на България. София, 1968.
143.* Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Среди-

земноморского геосинклинального пояса.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., «Наука», 1964.

144. Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— «Сов. геология», № 1, 1958.

145. Щепинская Н. Н., Федоров М. В. Куринский лавовый поток на Ахалкалакском вулканическом плато.— В сб.: Геол. и геофиз. исслед. в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.

146. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценово — постплиоценового) вулканизма Армении.— В сб.: Петрохимич. особенности молодого вулканизма. Изд. АН СССР, 1953.

147.* Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.

148. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. В. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований).— В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

149.* Ширинян К. Г., Карапетян К. И., Адамян А. А. Плио-плейстоценовые вулканические породы.— В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV (Петрография. Вулканические породы). Изд. АН АрмССР, 1970.

150. Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— «Физика земли», № 1, 1967.

151. Штеклин Й. Тектоника Ирана.— «Геотектоника», № 1, 1966.

152. Штейнберг Г. С. О статье М. В. Авдулова «О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса».— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 4, 1964.

153. Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. «Избр. труды». Изд-во «Мир», М., 1964.

154. Штилле Г. Субсеквентный магматизм. «Избр. труды», Изд-во «Мир», М., 1964.

155. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии.— «Геотектоника», № 2, 1967.

156. Abdalian S. Le volcan de Damavand en Iran. Bull. volcanologique, S. II. T. XXV, 1963.

157. Andrusov D. Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, 1968.

158. Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. Studiul petrografie al Eruptivului din Muntii Birgaului. Daride Seama ale sed. Comitet. Geologic, v. XL, 1953.

159. Altinli E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. Bull. mineral Reserch and exploration Inst. Turkey, N 66, Ankara, 1966.

160. Allenbach P. Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral — Elburz), Iran. Mitteilungen aus dem Geol. Inst. der Eidgenössischen Techn. Hochschule und der Univ. Zürich N. F. 63, 1966.

161. Baldanza B. Guide for the excursion to Vulcano. Ist di Vulc. Univ. di Catania. 1961.

162. Beekman P. H. The Pliocene und Quaternary volcanisme in the Hasan Dağ — Melendiz Dağregion. Bull. Mineral Research and exploration. Inst. of Turkey, N 66, Ankara, 1966.

163. Van Bemmelen R. W. Origine of the western Mediterranean. Symposium on the problem of oceanisation in the western Mediterranean. Trans. royal Geol. Mining Soc. Netherlands. vol. XXVI, 1969.

164. Berry M. J., Knopoff L. Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin. J. of Geophys. Res., 72, 14, 1967.

165. Blumenthal M. Der Vulkan Ararat und die Berge seiner Sediment — Umrandung Rev. Fac. Sc. Univ. d'Ist., XXIII, 3—4, 1958.

166. Blumenthal M., Van der Kaaden G., Vlodavetz V. I. Turkey and Caucasus. Catalogue of active Volcanoes of the World. Part. XVII. Int. Volcan. Ass., Rome, 1965.

167. Boncev E. Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie. Bull. of the «Strašimir Dimitrov» Inst. of Geology Bulg. acad. of sciences, v. XV, 1966.

168. Bergomi C., Catenacci V., Cestari G., Manfredini M., Manganelli V. Gaeta e vulcano di Roccamonfina. Napoli, 1969.

169. Borley G. D. Potash — rich volcanic rocks from southern Spain. «Mineral. Mag.», v. 36, N 279, 1967.

170. Borsi S., Marinelli G., Mazzoncini F., Mittempergher M., Tedesco C. Reconnaissance of some ignimbrites of Pantelleria and Eolian Islands. Bull. volc. 25, 359—363 Napoli, 1963.

171. Boyadjiew St. Über die Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien. Acta geol. Acad. Scient. Hungaricae. T. II (1—3), 1967.

172. Brinkmann R. Geotektonische Gliederung von Westanatolien, «N. Jb. Geol. Paläont. Mt.» Stuttgart, N 10, 1966.

173. Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Palaeontologica, 2, 1968.

174. Campione A. Guide for the Iblean Reigon. Istituto di Volc. Univ. di Catania, 1961.

175. Camara M., Marcet R. Region volcanique d'Olot. XIV Congres géologique Intern. Madrid, Excur C. Y. Barcelona, 1926.
176. Conrad G., Conrad I. L'evolution quaternaire de la depression du Lout (Iran oriental). C. R. Acad Sci. Paris, t. 270, Serie D, N 13, 1970.
177. Davis E. N. Zur Geologie und Petrologie der Inseln Nisiros und Jali (Dokekanes) Geol. Rundsch. Bd. 57, H. 3, 1968.
178. Debelmas J., Lemoine M. La structure tectonique et l'evolution paléogéoraphique de la chaine Alpine d'apres les travaux récents «L'information scientifique», N 1, 1964.
179. Edelstein O., Dragu V., Chiorpec M. Observatii asupra vulcanitelor si depozitelor sarmatiene străbătute de forajul 303 — valea Colbului-Băita (Baia-Mare). Dări de seamă ale sedintelor, vol. LV (1967—1968). 1. Mineralogie — Petrologie — Geochimie. Bucuresti, 1970.
180. Frech F. Der Vulkanismus Klein Asiens and sein Verhältlis zum Gebirqsbau. Petermanns Mitteil., 60, 1914.
181. Fesefeld K. Das Paläozoikum im Gebiet der oberen Logar und im östlichen Hazarajat südwestlich Kabul, Afghanistan. Bull. Afghan Geol. Miner. Survey, N 1, Zur Geologie von Nordost — und Zentral Afghanistan. Kabul, 1964.
182. Filipescu M. G. Date noi în problema vulcanismului Extracarpatic. Analele Univ. C. I. Parhon — Bucuresti. Seria St. Naturii, nr. 17, 1958.
183. Förster H. Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran). XXIII. Int. Geol. Congress, vol. 2. Prague, 1968.
184. Fourquin C., Paicheler J. C., Sauvage J. Massif Galate d'andesites: etude palynologique de la base des diatomites miocènes de Beskonak au Nord-Est de Kizilcahamam (Anatolie-Turquie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 270, Serie D N 19, 1970.
185. Fuster J. M. Evolucion magmatica de la provincia de la Guelga (Norte de Marruecos). XX Ses. Congr. geol. Intern. Volc. del Cenozoico, t. 1, Mexico, 1957.
186. Galanopoulos A. G. Zur Bestimmung des Alters der Santorin-Kaldera. N. J. Geol. n. Palöont. Monatsch., 9, 1957.
187. Ganss O. Geosynclinaldecken, Tektonik, Granite und Junger Vulkanismus in Afghanistan. Geol. Rundsch. Bd. 54, 1964.
188. Gansser A. Cataloque of active volcanoes of the World. Part XVII, Iran. Intern. Volcanological Assoc., Rome, P. 7—20, 1966.
189. Georgalas C. C. L'eruption du volcan de Santorin en 1939—1941. Les eruptions des dómes Smith et Reck et de l'Enotonoir jumeau. Bull. volcanologique. Serie II. T. XXI, 1959; T. XXIV, 1962.
190. Giermann G., Pfannenstiel C. M., Wimmenauer W. Pelations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'iflboran (Méditirranée occidentale). «Compt. rend Soc. géol. France», N 4, 116—118, 1968.
191. Giusča D., Bleahu M., Borcos M., Dimitrescu R., Kräutner H., Savu H. Neogene Volcanismonal Ore Deposits in the Apuseni Mts. Lutern. Geol. Cougr. XXIII session. Bucharest, 1968.
192. Girlando C. M. Guide for the Etna excursion. Istit. di Vulc. Univ. di Catania. 1961.
193. Glangeaud L. Les eruptions tertiares Nord-Africaines. Leurs relations avec al tectonique Mediterraneenne. «Compt. rend. XIX Session. Congr. Geol. Lutern., Alger. 1952» Section XI. Fasc. XVII. Alger, 1954.
194. Glangeand L., Borier C., Dumesnil P., Letolle P., Lepvrier C., Vigneron M. Géochronologie et evolution paléomagnitigue, géochimique, pétrologique et tectonophysique du massif volcanique du Mon — Dore (qrance) «Bull. Soc. géol. France», 1965, (1966), N 6.
195. Gottini V. Guide for the excursion to the Phlegrean fields. Istit. di Vulc. Univ. di Catania, 1961.
196. Hédervári P. Volcanological Investiqations on the Energetics of the Minoan Eruption of Volcano Santorin. Bull. volcanologique, B. V. T. XXXII, Fasc. 2, 1968.
197. Heim A. Auf die drei höchsten Vulkane von Iran. Berge der Welt, 1952.
198. Illies J. H. An intercontinental belt of the world Rift system. «Tectonophysics», 8 (1), 1969.
199. Jäger E., Niggli E., Wenk E. Rb/Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Mater. Carte Géol. Suisse, N. S. 134, 1967.
200. Jung J., Brousse R. Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de France. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 58, n° 267, 1962.
201. Karamata S. Terzijarni magmatizam Dinarida, njegove faze i njegove glavne petrohemijske karakteristike. Ref. V. sav. geol. FNRJ. Beograd, 1962.
202. Ketin I. Über die magmatische Erscheinungen in der Turkei. Bull. of the Geol. Soc. of Turkey, vol. VII. Ankara. 1961.
203. Konečný V., Bagdasarjan G. P., Vass D. Evolution of Neogene volcanism in central Slovakia and its confrontation, with absolute ages. Acta Geol. Acad. Scien Hungaricae, t. 13, 1969.

204. Kopecky L. Tertiary volcanics. В кн.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part I. Prague, 1966.
205. Körössy L. Entwicklungsgeschichte der Neogenen — Becken in Ungarn. Bull. of the IX. Congress of the CBGA, v. II. Budapest, 1970.
206. Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Bd. I—II. Berlin, 1951.
207. Kuthan M. Probleme des jungtertiären Vulkanismus der slowakischen Karpathen. Geol. práce 49. Bratislava, 1958.
208. Kuthan M. Tectonic deformations of the central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between the Voleanism and Tectonics. Geologické Práce. Zprávy 28. Bratislava, 1963.
209. Lahn E. Le volcanisme néogène et quaternaire en Anatolie. «Türk. Congr. Dergisi», N 7—8, Vil. III. Ankara, 1954.
210. Lapperent A. F., Bordet P. Du volcanisme en Afghanistan Central. Bull. soc. geol. Trance, vol. 5, N 2, 1964.
211. Marinelli G. Genese des magmas du volcanisme plioquaternaire des Apennins. Geol. Rundsch. B. 57, H. 1, 1967.
212. Mihalikova A., Simova M. Final basalt volcanism in west Carpathians. Geologické Práce. Zprávy 36. Bratislava, 1965.
213. Pannekoek A. J. *Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the oligocene: a renew.* Symposium on the problem of oceanisation in the western Mediterranean. Trans. Royal. Geol. Mining soc. Netherlands, vol. XXVI, 1969.
214. Pamir H. N. Mount Tendürek. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul. XVI, 1. Istanbul, 1951.
215. Pantó G. The role of igmimbrites in the volcanism of Hungary. Acta Geol., t. VI, F. 3—4, 1962.
216. Pantó G. Development of magmas and igneous rocks in the tertiary volcanism of Hungary. Geol. Rundschau. Band 57, 1968.
217. Pasquare G. Outlines of the neogene and quaternary volcanism of Asia Minor. «Atti Accad. Naz. Lincei. Sect. 8, v. 40, N 6, v. 41, N 3—14. Roma, 1966.
218. Pasquare G. Geology of the cenozoic volcanic area of Central Anatolia. «Atti Accad. naz. Lincei», Memorie, Ser. VIII, vol. IX, Fasc 3, Roma, 1968.
219. Pasquare G. Cenozoic volcanics of the Erzerum area (Turkish Armenia). Geologische Rundschau, Bd. 60, Heft 3, 1971.
220. Paraskevopoulos G. Über den Chemismus und die provinzialen Verhältnisse der tertiaren und quartären Ergußg gesteine des agäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. Tschermack Miner — Petr. Mitteilungen, Bd. 6, H. 1—2, 1958.
221. Petrov P. Geologische und hydrogeologische Beobachtungen um den erlöchenen Vulkan Kožuh in Südwest — Bulgaria. Travaux sur la Géologie de la Bulg. Serie stratigr., vol. 1. Sofia, 1960.
222. Piccoli G., Zanche de V. Rapporti tra vulcanismo e sedimentarione *nel Paleogene del Veneto (Italia nordorientale). Volcanism and Tectogenesis. Intern.* Geol. Cougr. 24, Prague, 1968.
223. Pichler H. Neue Erkenntnisse über Art und Genese des Vulkanismus der Äolischen Inseln (Sizilien). Geol. Pundschau. Band. 57, 1967.
224. Pichler H., Stengelin R. Petrochemische und nomenklatorische Revision der Vulkanite des Süd-Ägäischen Raumes (Griechenland). Geol. Rundschau, Bd. 57, 1968.
225. Pratesi M. and Marruoli R. Guide for the excursion to Mt. Amiata (Tuscuny). Istit. di Vulc. Univ. di Catania. 1961.
226. Rădulescu D., Borcos., M. Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. Acta Geologica Acad., Sc. Hung. t. XI, F. 1—3, 1967.
227. Rădulescu D. Über die Anwesneneit einer Tiefenbruchzone entlang dem 25° 30′ östlichen Meridian, zwischen 42° und 47° nördlicher Breite, Rumänien. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, 1969.
228. Rădulescu D., Vasilescu L., Peltz S., Peltz M. Contributii la cunoasterea structurii geologice a muntilor Gurghiu. Anuarul comit. Geologic, v. XXXIII. Bucur, 1964.
229. Re M. di. Guide for the excursion to Stromboli. Istit. di Vulc. Univ. di Catania, 1961.
230. Rieben E. H. Geological observations on alluvial deposits in Northern Iran. Geol. Survey of Iran, Rp. N 9, 1966.
231. Ritsema A. R. Seismic data of the west Mediterranean and the problem of oceanisation. «Symposium on the problem of oceanisation in the western Mediterranean.» Trans. royal Geol. u Mining. soc. Netherlands, vol. XXVI, 1969.
232. Rittman A. Vulkanismus und Tektonik des Ätna. Geologische Rundschau, Band 53, Heft 2, 1964.
233. Slávik I., Danilovich L. G., Cvercko I., Rudinec R. Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians. XXIII Intern. Geol. congr., vol. 2. Praha, 1968.
234. Schwarzbach M. V. Eine Karte des quartären und tertiaren Vulkanismus in Europa. Eiszeitalter und Gegenwart. Band 12. S 5—8 Ohringen Wurtt. 1961.

235. Silvestri S. C. Guide for the excursion to the Latian Volcano Istit. di Vulc. Univ. di Catania. 1961.
236. Sturiale C. Guide for the excursion to Lipari. Istit. di. Vulc. Univ. di Catania. 1961.
237. Stöcklin I., Eftekhar-nezhad J., Hushmand-zadeh A. Geologie of the Shotori Range. Geol. survey of Iran. Rp., N 3, 1965.
238. Stöcklin I. Structural history and tectonics of Iran: a review. «Am. Ass. Petr. Geol. Bull.», vol. 52, N 7, 1968.
239. Sturiale C. Pillow ancl hyaloclostites on the island of Ustica (Sicily). Bull. Volcanol. Napoli XXV, 1963.
240. Szádeczky-Kardoss E. Pantó Gy, Póka T., Pantó G., Czéky-Fux V., Kiss I., Kubovics I. Die Neovulkanite Ungarns Acta Geologica Acad. Sc. Hung. t. XI, f. 1—3. Budapest, 1967.
241. Taider M. Kozuf. Petrografia i petrogenesa vulkanskih stijena Kozufa. «Vesn. geol. istr. kral. Jugosl.», N 8, 1940.
242. Tollmann A. Ostalpensyntese. Wiem, 1963.
243. Tollmann A. Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Wien, 1965.
244. Vardabasso S. Die Ausseralpine Taphrogenese im Kaledonisch-Variszisch konsolidierten Sardischen Vorlande. Geol. Rundschau, B. 53, 1963.
245. Villari L. On the geovolcanological and morphological evolution of on endogenous dome (Pantelleria, Mt. Gelishamar). Geol. Rundschau. H. 3, B. 57, 1968.
246. Vatin-Perignon N. Le formations Eruptives et la Structure de l'Eclifice Volcanique au Centre du Cantal (Massif Central Francais). Bull. volcan, t. XXXII — Fasc. 1968.
247. Varet I. Coutribution a e'tude des roches volcanigues du bassin du Lout (Iran). «C. r. Soc. geol. France», N 6, 1970.
248. Washington H. S. The Roman comagmatic Region, Wash., 1906.
249. Westerveld J. Phases of Neogene and Quaternary volcanism in Asia Minor. Int. Geol. Congr., Sect. 1, v. I. Mexico, 1957.
250. Zankl H. Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit-Tales, NE Anatolien. Geol. Rundschau, Bd. 51, H. 1, 1961.

## СОДЕРЖАНИЕ


Стр.

***Предисловие.*** . . . . . 3

Часть I

**Альпийско-Средиземноморский геосинклинальный пояс Евразии и роль орогенного вулканизма в его строении и развитии**

Место позднекайнозойского орогенного этапа в развитии Альпийского пояса 7
Главные типы тектонических структур и основные черты тектонического строения и расчленения Альпийского пояса . . . . . 10
Общая характеристика орогенного вулканизма Альпийского пояса, его районирование и периодизация . . . . . 20

Часть II

**Орогенный вулканизм Кавказского сегмента**

Тектоническое строение Кавказского сегмента . . . . . 26
Вулканическая провинция Большого Кавказа и Предкавказья . . . . . 37
Эльбрусская вулканическая область . . . . . 37
Грозненский вулканический район . . . . . 68
Казбекская вулканическая область . . . . . 70
Западно-Закавказская вулканическая провинция . . . . . 90
Вулканическая провинция Армянского нагорья . . . . . 92
Ахалкалакская вулканическая область . . . . . 94
Центрально-Армянская вулканическая область . . . . . 101
Араратская вулканическая область . . . . . 122
Северо-Ванская вулканическая область . . . . . 125
Общие закономерности орогенного вулканизма Кавказского сегмента . . . 132

Часть III

**Региональный обзор орогенного вулканизма Альпийского пояса**

Иранская вулканическая провинция . . . . . 142
Основные черты тектонического строения . . . . . 142
Эльбурсская субпровинция . . . . . 147
Внутренне-Иранская субпровинция . . . . . 150
Афгано-Белуджистанская вулканическая провинция . . . . . 155
Центрально-Анатолийская вулканическая провинция . . . . . 161
Эгейская вулканическая провинция . . . . . 170
Карпато-Динарская вулканическая провинция . . . . . 182
Основные черты тектонического строения . . . . . 182
Паннонская субпровинция . . . . . 187
Карпатская субпровинция . . . . . 189
Динарская субпровинция . . . . . 202
Вулканическая провинция Альп . . . . . 207
Основные черты тектонического строения . . . . . 207
Альпийская вулканическая провинция . . . . . 211
Эвганейская вулканическая провинция . . . . . 212

Стр.

Вулканические провинции Западного Средиземноморья . . . . . 214
Основные черты тектонического строения . . . . . 214
Тирренская вулканическая провинция . . . . . 218
Сардино-Пантеллерийская вулканическая провинция . . . . . 233
Альборанская вулканическая провинция . . . . . 235
Южно-Атласская вулканическая провинция . . . . . 238
Иберийская вулканическая провинция . . . . . 239
Вулканизм зон платформенного обрамления Альпийского пояса . . . . . 240
Западно-Европейская зона обрамления . . . . . 241
Африкано-Аравийская зона обрамления . . . . . 247

Часть IV

**Общие закономерности развития орогенного вулканизма**

Главные эпохи развития кайнозойского магматизма . . . . . 250
Тектонические обстановки проявлений орогенного вулканизма . . . . . 254
О возможных причинах и условиях проявления орогенного вулканизма . . . 266

**Список литературы** . . . . . 279

*Евгений Евгеньевич Милановский,*
*Николай Владимирович Короновский*

**Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии**

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Технический редактор *Н. В. Жидкова*
Переплет художника *А. Ю. Литвиненко*
Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 2/III 1973 г.
Подписано в печать 13/VIII 1973 г. Т-13325
Формат 70×108 1/16 Бумага № 2
Печ. л. 17,75 (с 1 вкл.) Усл. п. л. 24,85
Уч.-изд. л. 26,97 Тираж 1300 экз.
Заказ № 151/3877-1 Цена 2 р. 88 к.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6
Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета
Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

2 р. 88 к

762

НЕДРА 1973

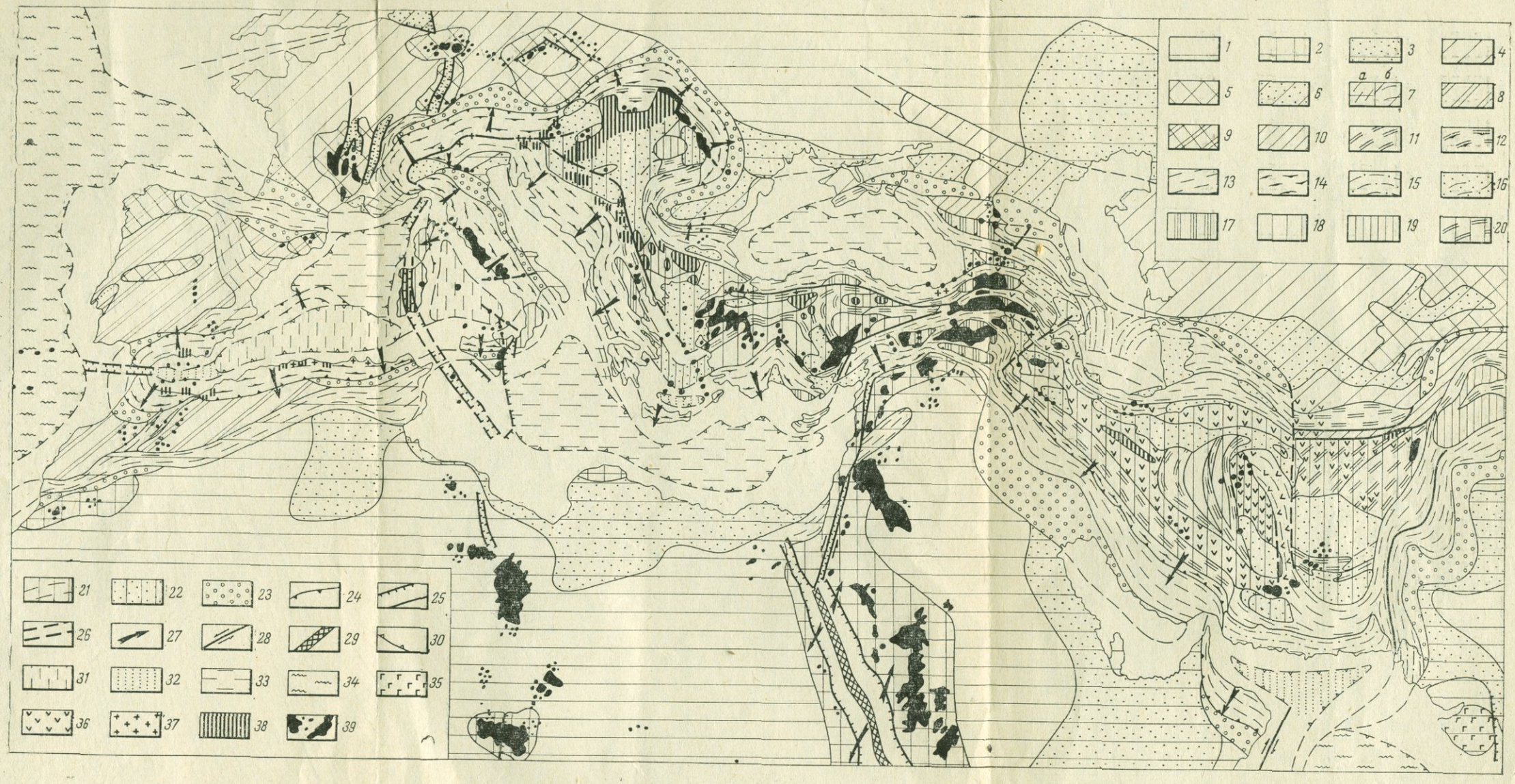



Рис. 2. Размещение проявлений кайнозойского орогенного магматизма в тектонической структуре Альпийского пояса

*1* — допалеозойские платформы; *2* — их участки, испытавшие в позднем кайнозое сводовые или глыбовые поднятия; *3* — их участки, испытавшие опускания; *4* — эпипалеозойские платформы; *5* — их участки, испытавшие в позднем кайнозое сводовые или глыбовые поднятия; *6* — их участки, испытавшие опускания; *7* — участки допалеозойских (*а*) и эпипалеозойских (*б*) платформ, испытавшие альпийскую складчатость; *8* — альпийские периферические массивы; *9* — их участки, *испытавшие* значительные позднекайнозойские поднятия; *10* — позднеальпийские краевые массивы; *11* — мезозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны; *12* — то же, с резкой односторонней вергентностью и надвигово-покровной структурой; *13* — кайнозойские эпигеосинклинальные складчатые зоны; *14* — то же, с резкой односторонней вергентностью и надвигово-покровной структурой; *15* — позднеальпийские периклинальные и остаточно-геосинклинальные прогибы; *16* — позднеальпийские межгорные прогибы; *17* — альпийские внутренние массивы; *18* — альпийские срединные массивы; *19* — их участки, испытавшие значительные позднекайнозойские поднятия; *20* — их участки, переработанные опусканиями и складчатостью в мезозое; *21* — то же, в палеогене; *22* — внутренние (межгорные) впадины, наложенные на срединные массивы; *23* — альпийские краевые прогибы; *24* — фронтальные зоны тектонических покровов; *25* — крутые разломы; *26* — то же, предполагаемые; *27* — направление горизонтального смещения приповерхностных масс в раннеорогенную стадию; *28* — крупные сдвиги; *29* — осевые зоны кайнозойских рифтов с разрывом материковой коры и направление раздвигов; *30* — *граница глубоководных впадин в Альпийском поясе и океанах*; *31* — внутренние глубоководные впадины с субокеанической корой; *32* — участки внутренних глубоководных впадин, интенсивно расширявшиеся и углублявшиеся в позднем кайнозое; *33* — периферические глубоководные впадины; *34* — впадины океанов; *35* — позднемеловой — раннепалеогеновый трапповый вулканизм платформ; *36* — позднегеосинклинальный и предорогенный вулканизм в Альпийском поясе и частично в его «раме»; *37* — раннеорогенные гранитоиды; *38* — раннеорогенный (олигоценовый и миоценовый) вуканизм в Альпийском поясе; *39* — позднеорогенный (плиоцен-четвертичный) вулканизм в Альпийском поясе и олигоцен-четвертичный вулканизм в его «раме»

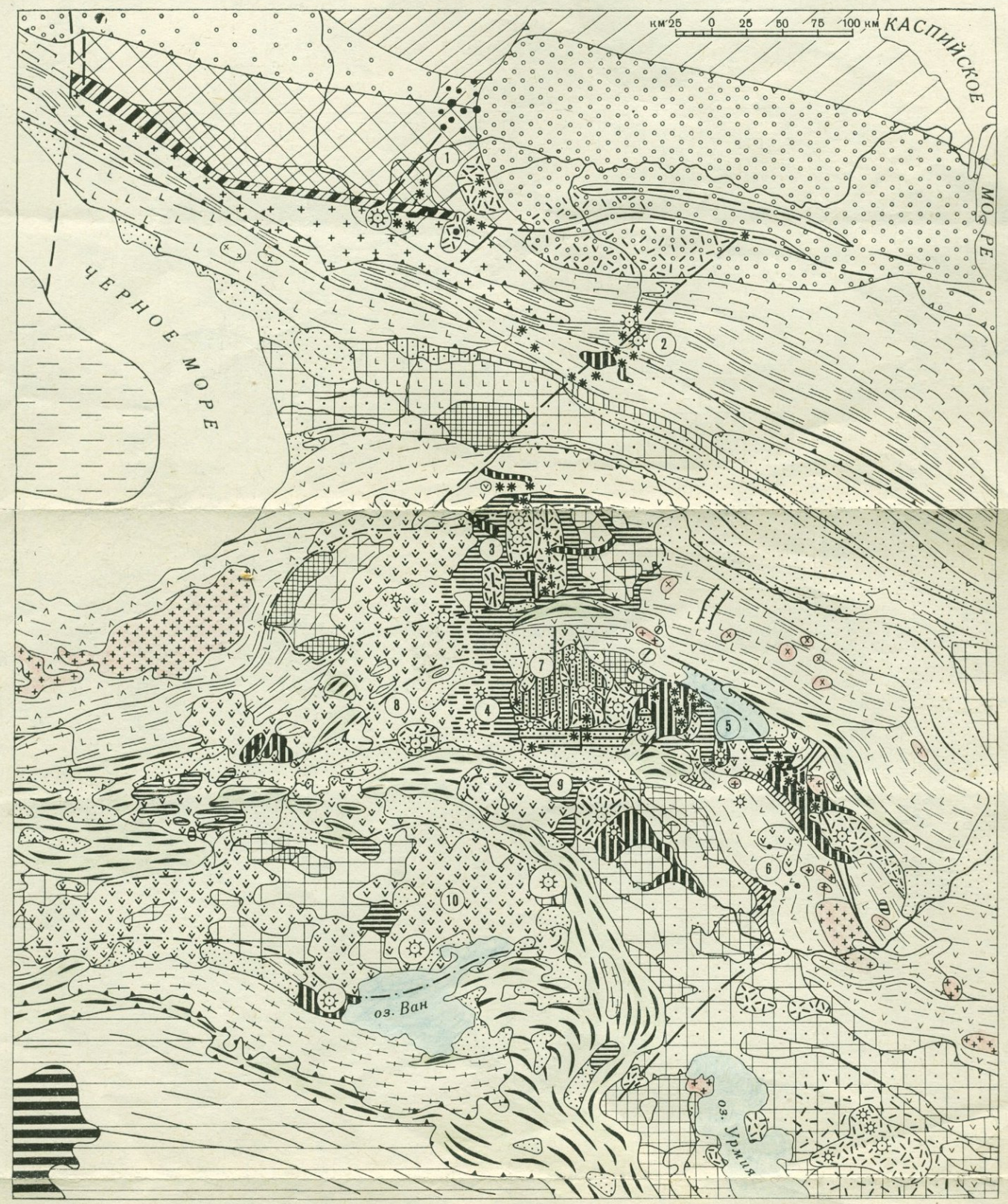



Рис. 3. Размещение проявлений орогенного магматизма в Кавказском сегменте Альпийского пояса

Тектонические структуры: *1* — эпипалеозойская Скифская плита; *а* — относительно приподнятый участок (Ставропольское поднятие), *б* — опущенные участки; *2* — Предкавказские альпийские краевые прогибы: *а* — относительно приподнятые участки; *б* — опущенные участки; *3* — Минераловодский поперечный выступ (седловина); *4—11* — складчатое сооружение Большого Кавказа [*4* — Северо-Кавказский (Лабино-Малкинский) краевой массив: *а* — выступы домезозойского основания, *б* — мезозойско-палеогеновый моноклинальный чехол; *5* — Тырныаузская шовная зона; *6* — горст-антиклинорий (внутренний массив) Центрального Кавказа; *7* — предкелловейские складчатые зоны (антиклинории и их крылья), сложенные лейасом—доггером; *8—10* — позднеальпийские (олигоцен-миоценовые) складчатые зоны, сложенные юрой — палеогеном (*8* — зоны северного крыла; *9* — флишевые синклинории южного склона, *10* — Абхазо-Рачинская зона); *11* — Кахетино-Лечхумская шовная зона: *а — поднятия, б — прогибы*; *12—22* — Закавказская межгорная зона и складчатое сооружение Армянского нагорья (Малого Кавказа и Восточного Тавра)]; *12* — выступы байкальского основания срединных и внутренних массивов: *13* — мезозойский чехол Грузинского срединного массива; *14* — палеозойско-триасовый чехол внутренних массивов Армянского нагорья и Центрально-Иранского срединного массива, *15* — их позднемезозойско-третичный чехол, *16* — предполагаемые контуры внутренних массивов Армянского нагорья, *17* — выступы байкальского основания в ядрах антиклинориев, *18* — мезозойские складчатые зоны (антиклинории, сложенные юрой и мелом), *19* — мезозойские офиолитовые зоны и гипербазиты, *20* — позднепалеогеновые складчатые зоны, сложенные мелом и палеогеном, *21* — межгорные и внутригорные впадины, выполненные неогеновыми и четвертичными молассами, *22* — то же, наложенные на срединные и внутренние массивы; *23* — чехол докембрийской Аравийской платформы; *24* — ее северная периферическая зона, переработанная альпийской складчатостью; *25* — центральная часть Черноморской впадины с субокеанической корой; *26* — контуры впадин; *27* — крупнейшие крутые разломы и трещины; *28* — крупнейшие надвиги и тектонические покровы; *29* — оси некоторых крупных антиклинальных структур. Альпийский магматизм: *30* — юрские преимущественно основные подводные вулканиты; *31* — юрские и раннемеловые гранитоидные интрузии; *32* — позднемеловые преимущественно среднекислые подводные вулканиты; *33* — эоценовые преимущественно средние подводные, реже наземные вулканиты; *34* — позднепалеогеновые гранитоидные интрузии; *35* — то же, щелочные; *36* — олигоценовые—раннемиоценовые вулканиты; *37* — миоплиоценовые наземные преимущественно средние вулканиты; *38* — миоплиоценовые и позднеплиоценовые преимущественно кислые интрузии и экструзии; *39* — позднеплиоценовые наземные основные вулканиты; *40* — то же, средние и кислые; *41* — позднеплиоценовые туфогенно-обломочные толщи (*а* — кислые, *б* — средние); *42* — четвертичные лавы; *43* — четвертичные туфы (*а*) и игнимбриты (*б*) на позднеплиоценовых и четвертичных лавах; *44* — позднеплиоценовые и четвертичные вулканы разных размеров; *45* — плиоцен-четвертичные базальтовые покровы на Аравийской платформе; *46* — вулканические области и районы (области: *1* — Эльбрусская, *2* — Казбекская, *3* — Ахалкалакская, *4* — Центрально-Армянская; районы: *5* — Восточно-Армянский, *6* — Нахичеванский, *7* — Арагацкий, *8* — Карс-Эрзерумский; области: *9* — Араратская; *10* — Северо-Ванская)