

В.И.ЛЕБЕДИНСКИЙ

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ КОРОНА ВЕЛИКОЙ РАВНИНЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Серия «Настоящее и будущее Земли и человечества»

551.21.

В.И.ЛЕБЕДИНСКИЙ
**ВУЛКАНИЧЕСКАЯ
КОРОНА
ВЕЛИКОЙ РАВНИНЫ**

495



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

В книге доктора геолого-минералогических наук В. И. Лебединского рассказывается о древней вулканической деятельности в областях, окружающих равнину Европейской части СССР. Читатель узнает о вулканах в Закарпатье, Крыму, на Кавказе, о бурных проявлениях внутренних сил Земли во время рождения Уральских гор. В каждом разделе приводятся сведения о полезных ископаемых вулканического происхождения и наиболее интересных местах вулканического венца Русской равнины.

Книга рассчитана на широкие круги читателей.



От автора

Вулканизм в жизни нашей планеты, и особенно в ее истории, имеет исключительно важное значение. Невозможно геологическое изучение земного шара без ясного представления о сущности вулканических процессов.

Академик А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

Я давно задумал написать эту книгу. Мне хотелось популярно и вместе с тем в научной форме рассказать о мощных вулканических процессах, наложивших сильный отпечаток на геологическое прошлое Карпат, Крыма, Кавказа и Урала, о горных сооружениях, словно венцом окруживших огромную Русскую равнину. Быстро нашлось название книги: «Вулканическая корона Великой равнины».

Материал подбирался исподволь. За ряд лет были написаны отчеты об исследовательской работе, научные, а затем и популярные книги и статьи по вулканизму Крыма и Карпат. Удалось побывать на разных участках хребтов Кавказа и Урала, в формировании которых видная роль принадлежит вулканизму.

Сравнивая вулканизм различных по размеру горных сооружений, во многом родственных и вместе с тем отличающихся друг от друга, удалось лучше понять особенности геологического прошлого Карпат, Крыма, Кавказа и Урала.

Но какое отношение былая вулканическая деятельность имеет к современной действительности?—спросит читатель. Самое прямое и непосредственное. Ведь с вулканизмом связаны различные полезные ископаемые, минеральные и горячие воды, в молодых горных странах

он определил рельеф и воздвиг самые высокие горы. А если круг интересов расширить и учесть вулканическую деятельность в масштабе Земли, окажется, что от нее зависели и такие на первый взгляд совсем не связанные вещи, как образование Мирового океана и воздушной оболочки. Более того, вулканические газы явились источником появления углерода, а с ним и жизни на нашей планете. Вот почему изучению вулканической деятельности уделяется очень большое внимание.

О вулканической короне. Русской равнине и азбуке геологии

Геология учит нас заглядывать в глубь времени и помогает объяснить изменения земной поверхности теми процессами, которые совершаются на наших глазах постоянно... Геология учит нас смотреть открытыми глазами на окружающую природу и понимать историю ее развития.

Академик В. А. ОБРУЧЕВ

Из уроков географии мы знаем о существовании Русской равнины, занимающей большую часть Европы. С северо-запада она ограничена древнейшими Скандинавскими горами, с востока ее прикрывают пологие Уральские горы, с юга громоздятся, поднимаясь за облака, крутые хребты Кавказа, переходящие за Керченским проливом в более низкие Крымские горы. На юго-западе Русская равнина сменяется огромной дугой Карпат. Эти горные хребты, непохожие друг на друга и возникшие в разные периоды развития Земли, вместе с тем сходны по некоторым геологическим особенностям. Глядя на карту Европейской части СССР, где хорошо видно, как Русская равнина окружена прерывистым кольцом гор, некогда увенчанных вулканами (рис. 1), можно с полным основанием говорить о вулканической короне Великой равнины.

Чтобы разобраться в геологическом прошлом горного обрамления Великой равнины, обратимся к некоторым основным геологическим сведениям.

То, что мы видим на поверхности планеты — горные породы, горы и равнины, моря и океаны, — если не полностью, то в значительной мере образовано подспудными силами Земли. Поэтому знакомство с азами геологии следует начать со строения земного шара.

Словно гигантская луковица, наша планета состоит из ряда концентрических оболочек, покрывающих одна другую: наружной оболочки, или земной коры, под ней загадочной промежуточной оболочки — мантии и в цент-



Рис. 1. Русская равнина и обрамляющие ее горные хребты

ре — ядра. Снаружи каменные слои Земли окутаны еще двумя оболочками: жидкой — гидросферой, достигающей в океанах около 10 км толщины, и газообразной — атмосферой, огромным слоистым газовым океаном, простирающимся на многие десятки километров вверх от земной поверхности.

В земной коре выделяются три оболочки: верхняя — из осадочных горных пород, промежуточная — гранитно-метаморфическая и нижняя — базальтовая (рис. 2). Осадочная оболочка, состоящая из слоев песчаника, глин и других осадочных пород, прерывиста — местами проглядывает гранитный слой; толщина ее доходит до 10—12 км. Под ней лежит гранитно-метаморфическая оболочка с гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, которая на континентах образует слой от 10 до

40 км толщиной и отсутствует под дном океанов. Базальтовая оболочка сплошная и распространяется до глубины 60—70 км.

С глубиной в земной коре меняется не только состав вещества, но и температура и давление. Они постепенно повышаются, и глубинный материал Земли настолько разогревается, что при благоприятных условиях местами расплавляется. Считают, что в нижней части земной коры температура возрастает до 1200—1300°C.

Ниже кристаллической коры залегает мантия, появляющаяся на глубине 60—70 км и уходящая до 2900 км. Здесь материал Земли оказывается в условиях настолько высоких температур и давлений, что кристаллы неустойчивы и вещество находится в стекловатом состоянии. Температура верхней части мантии около 1300°C, нижней — около 4000°C.

Химический состав мантии точно не известен. Давно высказано предположение, что верхняя часть мантии по химическому составу отвечает перидотиту. В этой магматической породе очень мало кремнезема, состоит она почти нацело из оливина. Но давно существует и другое предположение, согласно которому мантия сложена базальтом, но не обычным, а уплотненным под влиянием огромного веса вышележащих пород. Такой измененный базальт, в котором видная роль принадлежит минералу гранату, называют эклогитом. Итак, согласно второй точке зрения, верхняя мантия сложена эклогитом.

Несомненно, что мантия Земли находится в движении. Правда, еще много споров о его причинах, но так или иначе от движений в мантии зависит очень многое. Ее верхняя часть определяет размещение океанов и материков, «архитектуру» лика Земли, в ней скрыты тайны возникновения горных хребтов и источники землетрясений.

С глубины 2900 км начинается раскаленное ядро Земли. По-видимому, оно находится в жидком состоянии, так как не пропускает поперечных упругих колебаний, возникающих при землетрясениях (известно, что такие колебания гаснут в жидкостях). Однако это не значит, что ядро Земли жидкое, как вода. Это очень густое вещество, почти твердое, но все же более текучее, чем материал мантии.

О химическом составе ядра надежных данных нет.

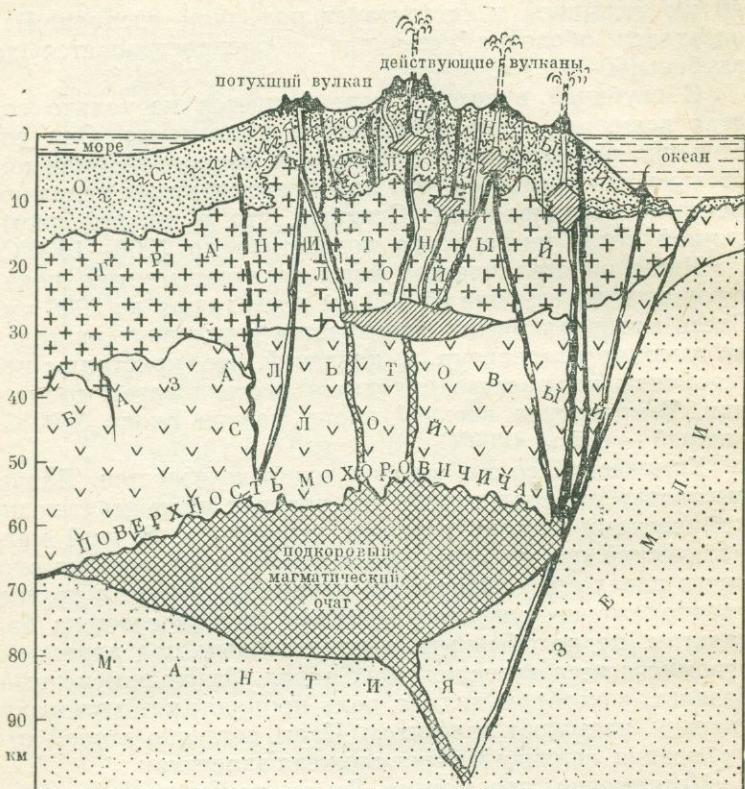


Рис. 2. Схема строения земной коры (по В. А. Апродову)

Ранее полагали, что ядро состоит из железа с примесью никеля (наподобие железных метеоритов). Однако более вероятно, что в состав ядра входят те же силикатные минералы, что и в мантию, но находящиеся в «металлическом состоянии» в результате огромного давления в ядре (у верхних границ — 1,3 млн. атм., в центре Земли — 3 млн. атм.). Под его влиянием атомы силикатов частично разрушились, и от них отделилась часть электронов, получивших свободное движение, как в металлах.

А теперь еще раз обратимся к земной коре с ее исключительно сложным строением. Эта оболочка состоит

из причудливого переплетения и сочетания крупных минеральных масс — горных пород, возникших на дне моря, на суше или в недрах Земли. Соответственно условиям образования горные породы делятся на осадочные, магматические и метаморфические.

Осадочные породы состоят из продуктов выветривания, отложившихся на дне морей, озер, рек и в понижениях суши. Первоначально слои галечника, песка, ила и другого осадочного материала были рыхлыми и насыщенными водой. Это еще не горные породы. Но постепенно рыхлый, пропитанный водой материал слеживался, уплотнялся, а зачастую и цементировался из циркулировавших вод известковыми и другими солями. Так из рыхлого осадка получается прочная, крепкая порода: галечник превращается в конгломерат, песок — в песчаник, ракушечник — в органогенный известняк.

Осадочные породы широко распространены на поверхности, особенно на равнинах, где занимают необозримые пространства. В них хорошо выражена слоистость и нередко встречаются остатки ископаемых организмов. Осадочные породы по условиям образования делятся на три группы. Породы первой группы возникли путем механического разрушения ранее существовавших пород (пески, песчаники, гравий, конгломерат и др.); второй группы — в результате деятельности организмов (мел, известняк, состоящий из ископаемых раковин, торф, каменный уголь); третьей группы — химическим путем вследствие осаждения солей в замкнутых водоемах (каменная соль, гипс, некоторые известняки и др.).

Магматические горные породы образовались путем затвердения огненно-жидкого вещества, родившегося в земных недрах, — магмы. Другое распространенное название этих пород — «изверженные» — связано с тем, что магма нередко выходит на поверхность, бурно извергаясь. На поверхности расплав теряет заключенные в нем летучие вещества, прежде всего пары воды. Такая «обескровленная» магма называется лавой, извергают ее вулканы.

Превращение магмы в горную породу происходит при температурах от 1000 до 600°C в зависимости от состава расплава. На глубине застывание идет медленно с образованием зернистых, хорошо раскристаллизованных пород. По условиям образования их называют глу-

бинными. Большая часть таких пород представлена гранитами. При извержении магмы на поверхность образуются излившиеся горные породы, или, как их часто называют, вулканические. Быстрое остывание препятствует росту кристаллов, поэтому в вулканических породах много мельчайших, едва различимых минералов, а при особенно быстром охлаждении они вообще лишены кристаллов и состоят из аморфного вулканического стекла. Среди излившихся пород часто встречаются андезиты, кератофиры и др. Но особенно широко распространены базальты, в виде огромных «ковров» покрывающие сотни тысяч квадратных километров в Сибири (между Леной и Енисеем), на юге Индии, в южной части Африки и в других странах.

При бурных вулканических извержениях выбрасываются в воздух брызги и раздробленные куски застывшей лавы. Накапливаясь на земле и перекрываясь последующими осадками, они быстро окаменевают и превращаются в вулканические туфы, обычно окрашенные в зеленый, красный или коричневый цвета.

Метаморфические породы по своим свойствам отличаются от осадочных и магматических и вместе с тем связаны с ними постепенными переходами. Они образуются, когда осадочные или магматические породы перемещаются в глубины Земли и в новых условиях под влиянием повышенной температуры, высокого давления и химически активных веществ превращаются в другие породы. Так, пластичная глина преобразуется в кристаллический гнейс, тонкозернистый известняк — в мрамор, кварцевый песчаник — в крепчайший кварцит. Для большой группы метаморфических пород — сланцев — очень характерно разделение на пластинки. Это связано с расположением новообразованных плоских и удлинённых кристаллов в одной плоскости под влиянием одностороннего давления во время перекристаллизации.

Все известные виды горных пород вместе никогда не встречаются, в каждом месте мы найдем не более нескольких их десятков. Совместное нахождение отдельных групп горных пород обусловлено единым происхождением, и с каждым таким сочетанием связаны определенные полезные ископаемые. Эта тесная связь позволяет геологам сосредоточивать поиски полезных ископаемых в местах распространения только определенных

горных пород, что облегчает и ускоряет деятельность разведчиков недр. Например, хромит и платину ищут в глубинных магматических породах с низким содержанием кремнезема.

Горные породы — важнейшие геологические документы, по которым восстанавливают прошлое Земли. Например, по находкам известняков с остатками кораллов можно безошибочно сказать, что некогда в этом месте было теплое море. Находки каменной соли говорят о жарком и сухом климате, вулканических туфов — о сильных взрывах вулканов.

Однако, восстанавливая прошлое Земли, нужно знать не только, что произошло, но и когда это было. Выяснением порядка образования горных пород и вообще геологических событий занимается геологическая хронология.

Геологам сперва стала доступной относительная геохронология — сведения об относительном порядке геологических событий. Наиболее отчетливо она устанавливается в породах осадочного происхождения, лежащих в виде горизонтальных или слабонаклонных пластов. В толще, состоящей из чередующихся пластов глины, известняка и песчаника, глубже залегающие пласты будут древними, а те, которые лежат над ними, возникли позже.

Установить последовательность образования пластов пород на ограниченных участках не вызывает особых затруднений. Но когда геолог сравнивает геологическое строение удаленных областей, они появляются. Ни один пласт горной породы не бесконечен: где-то он исчезает, а за ним появляется другой. Следовательно, разновозрастные толщи в разных районах несопоставимы. В горных районах определение последовательности образования горных пород усложняется изгибами и разрывами пластов, затрудняющих, а нередко делающих вовсе невозможным решение этого вопроса.

Последовательность образования горных пород устанавливается с помощью палеонтологического метода. Изучение окаменевших остатков животных и растений, заключенных в породах разного возраста, показало, что пласты морских осадочных пород одного возраста содержат одинаковые остатки древних организмов независимо от места их нахождения. Вместе с тем в пластах разно-

го возраста заключены остатки различных ископаемых организмов. Например, в так называемых кембрийских отложениях в разных частях мира широко распространены вымершие беспозвоночные животные трилобиты, близкие к ракообразным; в породах девонской системы находят остатки ископаемых примитивных рыб; в меловых отложениях — остатки некоторых групп головоногих моллюсков (белемниты, аммониты) и т. д. Удалось установить, что в пластах различного возраста встречаются определенные сочетания ископаемых организмов. Это открытие было исключительно важным — оно дало ключ к разгадке каменной летописи и прочное основание для разработки относительной геохронологии на всех материках.

Еще в первой половине прошлого века геологи обобщили находки окаменелостей из разных пластов всех материков. Так, «каменный архив» был упорядочен, и создана школа относительной геохронологии. Историю Земли разделили на ряд эр: археозойскую (эра древнейшей жизни), протерозойскую (эра первобытной жизни), палеозойскую (эра древней жизни), мезозойскую (эра средней жизни) и кайнозойскую (эра новой жизни). Но каждая геологическая эра охватывает такие огромные промежутки времени, которыми не всегда удобно пользоваться. Поэтому эры разделены на части, названные периодами. Последние подразделены на еще более мелкие части — эпохи. А самые мелкие отрезки геологического времени названы веками (табл. 1).

В течение любого отрезка геологической истории возникают толщи горных пород. В зависимости от продолжительности времени образования они получили название групп, систем, отделов и ярусов. Группа включает толщи, появившиеся в течение геологической эры; система — в течение геологического периода; отдел — в течение эпохи; ярус — за время геологического века. Таким образом, летопись Земли, записанную самой природой в слоях осадочных пород, можно сравнить с объемистой книгой, состоящей из томов, глав, разделов и параграфов. Тома соответствуют группам осадочных толщ, главы — системам, разделы — отделам, параграфы — ярусам.

В противоположность относительной геохронологии абсолютная показывает время образования горных по-

род, выраженное в абсолютной мере — годах. Ученые давно пытались определить абсолютный возраст горных пород, время появления океанов и образования Земли. Лишь только новейшие достижения физики и химии,

Геохронологическая таблица

Эра, млн. лет	Период, продолжительность, млн. лет	Время, прошедшее с начала периода, млн. лет	Главнейшие особенности органического мира
Кайнозойская, 70	Четвертичный, 1	1,5—2	Появление и развитие человека
	Неогеновый, 23,5—23	25	Развитие млекопитающих и покрытосеменных растений
Мезозойская, 155	Палеогеновый, 45	70	Примитивные млекопитающие
	Меловой, 70	140	Первые покрытосеменные растения. Вымирание гигантских рептилий и аммонитов
	Юрский, 55	195	Расцвет гигантских рептилий. Появление птиц. Аммониты и белемниты. Цикадовые и хвойные растения
	Триасовый, 35	230	Рептилии. Аммониты. Цикадовые, хвойные и гинговые растения
Палеозойская, 345	Пермский, 55	285	Появление рептилий ^в , хвойных и цикадовых растений
	Каменноугольный, 65	350	Плауновые и хвощевидные древовидные растения. Древовидные папоротники. Амфибии
	Девонский, 55	405	Псилофиты. Панцирные рыбы. Развитие древних кораллов
	Силурийский, 35	440	Псилофиты. Трилобиты
	Ордовикский, 60	500	Трилобиты
	Кембрийский, 70	570	Водоросли. Беспозвоночные
Протерозойская, 1330		1900	Водоросли. Беспозвоночные
Архезойская, 1650		3500	Зарождение примитивных форм жизни

связанные с изучением строения атомов, дали ключ для решения различных вопросов абсолютной геохронологии.

Определение абсолютного возраста минералов и горных пород основывается на явлении радиоактивного распада атомов химических элементов. Известно, что они самопроизвольно распадаются, давая в конечном счете те или иные продукты. Так, изотопы U^{238} , U^{235} и Th^{232} , испытав ряд превращений, в конечном счете дают изотопы Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} и He^4 . Радиоак-

тивный изотоп K^{40} , распадаясь, выделяет Ar^{40} (атмосферный аргон представлен более легким Ar^{36}).

Надежность измерений геологического времени по радиоактивному распаду не вызывает сомнений, ибо скорость распада элементов постоянна и не зависит от физических и химических условий в земной коре.

Очень важно, что среди радиоактивных элементов, заключенных в горных породах, немало и таких, которые распадаются медленно, что позволяет датировать самые древние камни. Скорость изменения радиоактивных элементов принято характеризовать периодом полураспада. Им обозначают время, в течение которого распадается половина всего количества атомов. Периоды полураспада некоторых из них следующие (млн. лет): Th^{232} —139 000, U^{238} —4510, U^{235} —710. Поэтому неудивительно, что за длительную жизнь Земли долгоживущие радиоактивные элементы еще не распались полностью, а живут донныне, хотя и в меньшем количестве.

Для определения абсолютного возраста используют минералы, в состав которых входят радиоактивные элементы. К ним принадлежат, например, циркон, монацит, ортит, уранинит и др. Определив в каком-нибудь из них количество атомов нераспавшегося радиоактивного изотопа (например, U^{238}) и устойчивых продуктов его распада (например, Pb^{206}) и зная период полураспада, несложным путем вычисляют возраст минерала. Эта замечательная особенность позволяет использовать радиоактивные минералы как своего рода геологические «часы» и по ним устанавливать абсолютный возраст геологических событий.

Обратимся теперь к другой важной особенности горных пород. Их образование непременно связано с перемещением вещества камней. Каков бы ни был исходный материал для построения горных пород — частички ила, песчинки, обломки ранее существовавших пород или ультрамикроскопического размера ионы в воде, огненно-жидком расплаве или твердой породе, он в конце концов заканчивает странствие на поверхности или в глубинах Земли и превращается в устойчивые образования — горные породы.

Но есть другие, более зримые признаки движения вещества Земли. За последние 5000—6000 лет люди строили города и дороги, вырубали леса, вспахивали це-

лину степей. Города рассыпались в прах, и на равнинах снова селились люди, пуща поглощала дороги, и леса опять отступали перед человеком, мелели реки, зарастали камышом озера, но поверхность Земли, ее равнины и горы казались неизменными.

Однако постепенно в каменной летописи Земли геологи научились распознавать следы гигантских изменений, то стремительных, то нараставших медленно, но также способных изменять лик планеты. В представлении о земной коре, покрывающей, подобно тонкой скорлупе, глубинные зоны планеты с таящимися в них колоссальными источниками энергии, отразилась истинная роль процессов, происходящих в недрах Земли. Как в гигантском котле, идет там непрерывное преобразование вещества. И дыхание недр, то спокойное, то спазматическое, ощущается постоянно. Никогда не умолкает пульс недр.

Этот пульс улавливается прежде всего в движениях земной коры. Каменная оболочка нашей планеты нигде и никогда не остается спокойной. Земная поверхность испытывает медленные вертикальные движения. Они происходят всюду, но особенно хорошо заметны по берегам морей и океанов — по опусканию участков суши под уровень воды, осушению и поднятию прибрежных участков морского дна.

При опускании суши море наступает и заливают устья рек, образуя бухты и глубокие заливы. Города же, некогда располагавшиеся на берегу моря, оказываются под водой, как это случилось, например, с древнегреческим городом Диоскурией, основанным на Черноморском побережье Кавказа на месте современного города Сухуми.

О поднятиях земной поверхности говорят огромные плоские равнины, оставшиеся после отступления моря. Такие равнины не что иное, как бывшее морское дно. Именно так возникла равнина Степного Крыма, образовавшаяся в конце неогенового периода после ухода вод древнего Черного моря.

В глубине суши вертикальные движения земной поверхности проявляются иначе. Лучше всего они улавливаются при особо точных геодезических измерениях. Сравнение повторных точных нивелировок по определенным направлениям показывает, что высоты отдельных пунк-

тов медленно изменяются. Самые сильные изменения происходят в горных хребтах. Некоторые из них буквально на наших глазах «растут», поднимаясь со скоростью до 10 см в год.

Вертикальные движения в прошлом можно уловить по некоторым особенностям рельефа, например по плоским, подчас очень широким уступам, тянущимся на десятки километров вдоль речных долин. Называются они речными террасами. Нередко несколько террас поднимаются друг над другом в виде естественной гигантской лестницы. Каждая терраса — сохранившийся от разрушения участок дна древней реки. Появилась она в то время, когда река блуждала по широкой долине и подмывала берега. А это возможно только тогда, когда земная поверхность устойчива. Обрывы террас возникли в другой обстановке — при углублении русла в каменистое ложе поднимавшейся земной поверхности. Таким образом, речные террасы — свидетельство того, что в данном месте земная поверхность испытала многократное прерывистое поднятие.

В глубине суши своеобразно проявляются и опускания земной поверхности. О них можно судить по медленному течению рек, обширным заболоченным пространствам, низменному рельефу, отсутствию гор и некоторым другим признакам. В таких местах фундамент Земли — древние кристаллические породы — опущен на большую глубину и перекрыт мощной толщей рыхлых наносов. Замечательным примером этого служит Закарпатская равнина. Под ее плоской, как стол, поверхностью скрыты пески и глины неогенового возраста мощностью более 2,5 км. Другими словами, за очень короткий промежуток геологической истории поверхность, существовавшая к началу неогенового периода, опустилась на глубину более 2 км и одновременно заполнилась песками и глинами.

С какой же скоростью протекают вертикальные движения? Их скорость очень мала, в среднем составляет от долей миллиметра до нескольких сантиметров в год. Скорость как будто незначительная и на глазах одного поколения не вызывает заметных изменений в лике Земли. Однако в ходе геологических процессов, нередко растягивающихся на миллионы и десятки миллионов лет, движения приводят к поднятиям и опусканиям в сот-

ни метров и даже в километры. Материки уходят под воды океанов, а бывшие морские равнины оказываются на суше. Однако вертикальное движение в одном направлении не бесконечно, поднятие суши обязательно сменяется опусканием, нередко до погружения в море, а опускание переходит в поднятие. Поэтому вертикальные движения земной поверхности называют также колебательными.

Мощной и своеобразной формой движения вещества Земли служат также складчатые деформации. Под их влиянием горизонтально лежащие пласты горных пород выводятся из первоначального положения и сминаются в складки. Проследивая один и тот же пласт в складке, мы увидим, что он поднимается, потом перегибается, образуя свод, затем опускается, далее перегибается в противоположном направлении, снова поднимается и т. д. Пласт, смятый в складки, можно назвать каменной волной. Он свидетельствует о бывших мощных деформациях в глубинах Земли. Там под влиянием внутреннего тепла и огромного давления вышележащих толщ твердый камень стал пластичным и деформировался без нарушения цельности.

В тех случаях когда горные породы остаются хрупкими, в них под давлением возникают разрывы. По ним отдельные участки нередко перемещаются друг относительно друга — блоки могут подниматься, опускаться или передвигаться в косых направлениях. Крупные разрывы на земной поверхности создают прямолинейные обрывы, обрезанные словно ножом. По разломам участки земной поверхности поднимаются или опускаются, образуя резко очерченные поднятия или провалы. Разломные провалы часто заполняются водой, и тогда возникают глубокие озера, как, например, Байкал в нашей стране или Мертвое море в Аравии. По разломам охотно прокладывают себе путь реки, создавая глубокие ущелья и каньоны.

Особая роль принадлежит разломам, уходящим в глубь Земли на многие десятки и даже сотни километров. Такие разломы, простирающиеся на тысячи километров, называются глубинными. В земной коре, и особенно в верхней части мантии, вещество нагрето до температуры плавления, но тем не менее оно находится в твердом состоянии из-за огромного давления верхних

оболочек земного шара. Однако положение коренным образом изменяется, когда образуется глубинный разлом. Под ним уменьшается давление на раскаленное твердое вещество недр, которое становится жидким, и образовавшаяся магма, освободившаяся от оков огромного давления, поднимается к земной поверхности. Колонна магмы застывает на глубине или достигает поверхности и изливается через вулканы. Возникают цепочки вулканов вдоль глубинных разломов земной коры.

Глубинные разломы — это не просто глубокие разрывы, а подвижные зоны длительного развития, возникшие в нижних частях земной коры и в верхней мантии. Ширина зон глубинных разломов может достигать десятков километров. Глубинные разломы являются естественными границами многих крупных участков земной коры. Они не только определяют очертания платформ и геосинклиналей, но и играют чрезвычайно важную роль в их развитии.

Мы видели, что по-разному проявляются вертикальные, складчатые и разрывные формы движения земной коры. Но общее между ними заключается в том, что они изменяют строение Земли, поэтому такие движения называли тектоническими (от древнегреческого слова «тектос» — строительный; имеются в виду движения, изменяющие структуру Земли).

Вернемся, однако, к теме нашей книги — Русской равнине. Геологически она представляет собой платформу. В геологии платформами называют устойчивые участки земной коры, состоящие из двух этажей — кристаллического фундамента и лежащего на нем чехла осадочных пород. Строение фундамента очень сложно. Здесь пласты горных пород смяты в сложные складки, пронизаны застывшей гранитной и базальтовой магмой, содержат рудные жилы. Поверхность фундамента неровная — с выступами и впадинами. В Карелии и на Кольском полуострове, на Украине от побережья Азовского моря до Полесья — и в некоторых других местах его породы непосредственно выходят на поверхность. В других местах равнины фундамент залегает на глубине сотен и даже нескольких тысяч метров. А во впадинах тектонического происхождения фундамент в виде длинных и узких рвов опущен на глубину до 8—12 км. Один из таких рвов есть на Украине, от реки Припяти до

низовий Дона. Фундамент Русской платформы формировался в течение нескольких миллиардов лет в архее и протерозое.

Чехол платформ сложен слоистыми осадочными породами, значительно менее прочными, чем кристаллические породы фундамента. В областях поднятий основания платформы мощность осадочного чехла незначительная и местами сходит на нет. Во впадинах она достигает 1500—2000 м, а в тектонических рвах возрастает еще в несколько раз. В отличие от фундамента, осадочные породы чехла лежат горизонтально и только во впадинах слабо наклонены.

Образование осадочного покрова Русской платформы началось в конце протерозоя и с перерывами продолжается до настоящего времени. При этом фундамент испытывал колебательные движения, то опускаясь ниже уровня моря, то поднимаясь над ним. Однако мощных толщ на платформе не возникало, а это значит, что ее фундамент был достаточно устойчивым. Об этом же свидетельствует и отсутствие в чехле платформы проявлений вулканической деятельности.

Фундамент Русской платформы сложен древнейшими архейскими и раннепротерозойскими толщами; по этому признаку ее относят к древним платформам. Широко распространены в земной коре и молодые платформы, фундамент которых сложен более молодыми толщами. Примером может служить так называемая Скифская платформа, занимающая равнины Степного Крыма и Предкавказья. Лежащий в ее основании складчатый фундамент сложен палеозойскими отложениями.

В прямо противоположных геологических условиях возникли звенья вулканической короны Русской равнины — Карпаты, Крым, Кавказ и Урал. По рельефу они представляют собой горные области, в которых составляющие их пласты горных пород повсюду смяты в сложные складки самых различных размеров.

Следует обратить внимание на то, что в складчатых областях встречаются осадочные толщи такого же возраста, как и на Русской равнине, но отличаются от них гораздо большей мощностью. Например, мощность отложений юрской системы на Русской платформе до 250 м, тогда как на южном склоне Большого Кавказа 5000—6000 м! Это значит, что в то время как платформа

медленно и неглубоко опускалась под уровень моря и на ней отлагались осадочные породы, граничащая с платформой на юге земная кора сильно и быстро прогибалась и в ней накапливалась многокилометровая толща песков, глин и потоков лав, извергавшихся вулканами.

Подвижные участки земной коры не что иное, как обширные вытянутые прогибы, в них за сравнительно короткое время образовались мощнейшие осадочные и вулканические толщи. Прогибы были неоднородными, по соседству располагались участки с разными знаками вертикальных движений. Такие сильно подвижные неоднородно построенные области земной коры называют геосинклинальными.

Жизнь геосинклинальной области длительная и сложная. После заполнения прогиба опускание сменялось поднятием, мощные толщи горных пород под влиянием сжатий земной коры уплотнялись и сминались в складки, пронизывались внедрениями магмы и становились жесткими. Море отступало, и на его месте быстро поднималась суша, реками она расчленялась на хребты и ущелья и в конце концов превращалась в горную страну.

В конце протерозоя и в самом начале палеозоя проявилась байкальская складчатость, ее следы видны в Енисейском кряже, Восточном Саяне и других древних горах. В конце палеозойской эры совершилась герцинская складчатость, с нею связано образование Урала, горных поднятий Казахстана и Алтая, южной части Тянь-Шаня и других гор. Наконец, в мезозойскую и кайнозойскую эры наступила эпоха самой молодой альпийской складчатости, косвенно проявляющаяся и ныне в виде землетрясений, современной вулканической деятельности и других явлений в отдельных областях земного шара. Альпийской складчатостью созданы высочайшие хребты Средней и Южной Европы, Азии, Кордильеры и Анды в Америке.

Следует иметь в виду, что, чем древнее горная страна, тем труднее восстанавливается ее геологическое прошлое, и в том числе вулканизм. Поэтому изложение начнем с геологически молодых Карпат, затем перейдем к близким к ним по возрасту и находящимся на их продолжении Крыму и Кавказу. И в заключение ознакомимся с вулканизмом значительно более древних Уральских гор.

Руины вулканов Восточных Карпат

Карпаты — чудесный горный хребет, ожидающий исследователей, любителей красоты природы, ожидающий геологов... которые поднимут волну исследований и преобразуют Карпаты в страну будущего.

Академик А. Е. ФЕРСМАН

Словно туго натянутый лук, направленный на восток более чем 1000-километровой горной дугой, протянулись Карпаты от истоков Вислы и Моравы до нижнего течения Дуная по землям четырех братских государств — Чехословакии, Польши, СССР и Румынии.

Карпатам по времени и условиям образования родственны другие горные сооружения. На западе они сменяются Альпами и дальше Апенниннами и Пиренеями, на юго-востоке Балканами, горами Крыма, Кавказа, Малой Азии, Ирана, Памира, Сулеймановых, Гималаев и Бирмы. Эти части единой грандиозной горной цепи, в основном вытянутой в широтном направлении, образовались во время складчатости в мезозойскую и кайнозойскую эры и вместе взятые составляют огромный альпийский складчатый пояс (рис. 3.). Свое название он получил по имени Альп, которые раньше других стали детально изучаться. Здесь же нужно сказать, что альпийские складчатые сооружения возникли на месте Тетиса — обширных морских бассейнов, тянувшихся через Северо-Западную Африку, Юго-Западную и Южную Европу, Малую Азию, Крым, Кавказ, Иран, Афганистан, Непал и Индокитай, в палеозойскую эру и особенно четко выраженных в мезозойскую и в начале четвертичной. Это был геосинклинальный пояс, состоявший из ряда звеньев. После альпийской складчатости на месте Тетиса поднялись высочайшие хребты средиземноморского пояса, и только Средиземное море и глубоководные части Черного и Каспийского морей представляют его незначительные остатки.

часть Восточных Карпат известна под названием Румынских, или Семиградских). К западу, за высокими вершинами Украинских Карпат, гранича с Польшей, Чехословакией, Венгрией и Румынией, лежит Закарпатье, одна из самых молодых областей нашей страны. Именно на примере Закарпатья мы познакомимся с вулканизмом Восточных Карпат.

Красотой и необычайным разнообразием поражает закарпатская природа. На равнине и у подножия гор привольно раскинулись поля, сады и виноградники. Над ними на фоне мягко очерченных Карпатских гор пятнами голубовато-зеленого бархата рисуются массивы великоколенного карпатского леса. А выше поднимаются полосы горных лугов — знаменитые карпатские полонины.

Основой рельефа Закарпатья служат Восточные Карпаты, с северо-востока окаймляющие обширную равнину. В этом районе Карпаты состоят из трех параллельных хребтов (рис. 4). Крайнее северное положение занимает Водораздельный хребет высотой 900—1300 м. Южнее находится высокий Полонинский хребет с вершинами, поднятыми до 2000 м над уровнем моря. Еще южнее, на границе с равниной, протянулась вулканическая гряда. Один ее конец заканчивается в Чехословакии горным массивом Выгорлат, другой — Гутинскими горами в Румынии, поэтому гряду обычно называют Выгорлат-Гутинской. С ней связаны мощные проявления вулканической деятельности в Восточных Карпатах.

Развитие вулканизма в Закарпатье

Как ни могуч вулканизм, все же он не может рассматриваться сам по себе, независимо от других геологических процессов не только на «своей», но и на соседних территориях. Чтобы разобраться в вулканизме Закарпатья, нам придется выйти за пределы области и узнать основные сведения о геологическом прошлом не только этой, но и смежных территорий. Главные черты геологического строения Закарпатья и соседних областей показаны на рис. 5. Из карты видно, что все важнейшие геологические районы имеют вид полос и про-

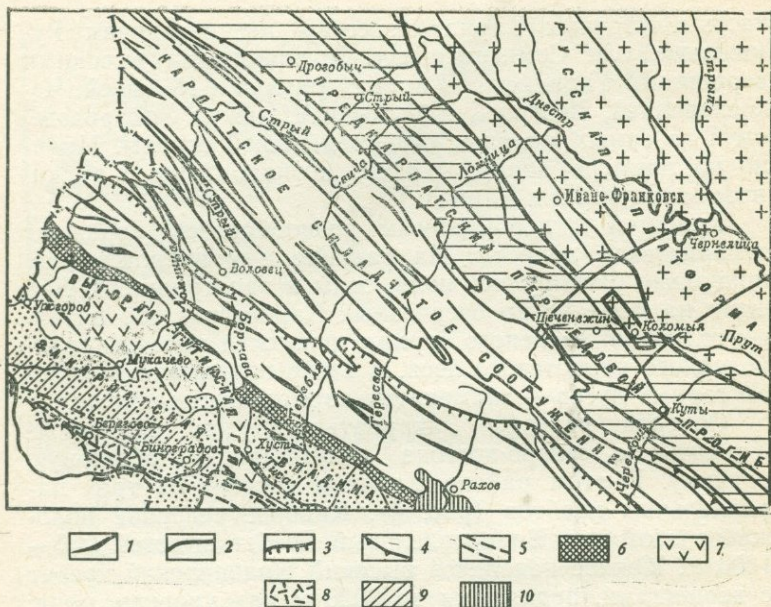


Рис. 5. Схема тектонического строения Закарпатья и смежных территорий (по В. Г. Бондарчуку с использованием данных С. М. Спитковской)

1 — антиклинали; 2 — разрывные нарушения; 3 — Магурский надвиг; 4 — внешний край Карпат; 5 — Припаннонский глубинный разлом; 6 — Закарпатский глубинный разлом; 7 — вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды; 8 — вулканические породы Береговского и Косино-Запсоньского холмогорий; 9 — погребенная цепь вулканов Закарпатской впадины; 10 — Раховский приподнятый блок кристаллических пород. Точками обозначена Закарпатская впадина, горизонтальной штриховкой — Предкарпатский прогиб, крестиками — Русская платформа

тягиваются с северо-запада на юго-восток. Этими районами являются Закарпатская впадина, Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, Карпатское складчатое сооружение, Предкарпатский передовой прогиб и Русская платформа. Названные районы отличаются не только геологическим строением, но и временем образования. Возникли они в определенной последовательности.

Древнее всего Русская платформа. Мы уже знаем, что ее кристаллический фундамент сформировался в архее и протерозое. Юго-западный край платформы

проходит в соседних с Закарпатьем Львовской и Черновицкой областях. Здесь кристаллический фундамент сильно опущен: у Львова он находится, например, на глубине нескольких километров.

Карпатское складчатое сооружение гораздо моложе, образовалось оно на месте длительно развивавшейся геосинклинали. Строго говоря, это была геосинклинальная область, состоявшая из ряда прогибов, разделенных поднимавшимися грядами.

История Карпатской геосинклинали разделяется на четыре стадии. Существовавшее на месте будущих Карпат обширное палеозойское складчатое сооружение было разрушено до основания и на образовавшуюся равнину в начале триаса проникло море. Малые мощности и карбонатный состав осадков раннетриасового — среднеюрского моря определенно свидетельствуют о том, что в этом районе земная кора была сравнительно устойчивой и вела себя, подобно платформе.

В позднеюрскую эпоху между Русской платформой и устойчивым участком земной коры на территории Венгрии, называемом Венгерским срединным массивом, появилась Карпатская геосинклиналь. Сильно прогнулась земная кора, на дне моря накопились карбонатно-кремнистые осадки.

В позднеюрскую и в начале раннемеловой эпохи произошли вспышки вулканизма в виде подводных излияний лав основного состава. Лава при соприкосновении с водой распадалась на множество шаров. Такие шаровые лавы встречаются на Раховщине по потоку Радомир и в некоторых других местах. Под влиянием морской воды застывающая лава изменялась, пропитывалась альбитом* и хлоритом*, приобретая «зеленокаменный» облик. Такие зеленокаменные вулканические породы основного состава называют спилитами. Часть расплава не достигала дна и на небольшой глубине распространялась между осадками, образуя пластовые внедрения диабазов* и габбро-диабазов*. Они известны на Раховщине по потоку Квасному и в других местах. В это же время в других участках внедрялась ультраосновная магма (в ней очень много магния и железа), создав массивы перидотитов*.

* Звездочкой обозначен геологический термин, объяснение которого дано в словарики в конце книги.

Новая обстановка сложилась в меловом и палеогеновом периодах, когда в продолжающей прогибаться геосинклинали возникли продольные поднятия в виде подводных гряд. Размываясь, они стали источником многокилометровой своеобразной толщи меловых и палеогеновых отложений, состоящей из чередующихся в строгом порядке пластов песчаников, аргиллитов и мергелей *, своего рода «каменных ритмов». Такую ритмично построенную осадочную толщу называют флишем. Она настолько характерна для складчатого сооружения Карпат, что его очень часто называют флишевыми Карпатами.

Во время образования флиша действовали подводные вулканы. На дно геосинклинали изливались лавы основного и среднего состава, тотчас превращавшиеся в спилиты и кератофиры (зеленокаменные вулканические породы среднего состава). Под водой происходили вулканические взрывы, в результате которых возникли туфы спилитов и кератофиров. Часть расплава застревала вблизи поверхности в осадках в виде пластовых внедрений диабазов.

Этот второй этап жизни Карпатской геосинклинали, когда в прогибе, залитом морем, собирался раздробленный каменный материал, позже воздвигнувший горы, называют геосинклинальным, или доороженным (от греческого слова «орос» — гора). Вулканизм геосинклинальной стадии, эпизодичный и незначительный по мощности, не идет ни в какое сравнение с грандиозным вулканизмом следующей стадии.

Важнейшее событие в истории Карпатской геосинклинали произошло в начале неогенового периода, точнее, в миоценовую эпоху *. Преобладавшее в прошлом погружение геосинклинали сменилось поднятием. Сперва возникли острова, которые, разрастаясь, превратились в сплошную сушу. При этом многокилометровая толща осадков, накопившаяся в прогибе, вспучилась и смялась в складки. Так геосинклинальный прогиб перешел в свою противоположность — складчатое горное сооружение. Оно состоит из многих антиклиналей, сгруппированных таким образом, что самое высокое место пучка складок находится в бывшей осевой зоне прогиба. Такое сложное горноскладчатое сооружение, возникшее на месте геосинклинали, называют мегантиклинорием. Нужно

иметь в виду, что в горном сооружении Карпат на равных правах со складками выступают разрывы, разделяющие хребет на блоки разного размера. Поэтому правильнее говорить о Карпатах наряду с другими звеньями альпийского пояса как о мегантиклинории со складчато-глыбовым строением.

Следы гигантских сил, вызвавших деформации осадочных толщ геосинклинали, великолепно видны во флишевых Карпатах в скальных обрывах и выемках дорог в виде причудливо изогнутых пластов. Тогда же каменные массы были разорваны и переместились по пологим поверхностям (надвигам) на десятки километров. Часть надвига, лежащая на чужеродных породах, называется покровом. Установлено, что в строении Карпат тектонические покровы широко распространены, поэтому Карпаты также называют покровно-складчатым горным сооружением. Эту третью стадию развития Карпатской геосинклинали, когда на месте огромного узкого прогиба земной коры образовалась горная страна, называют орогенной. Проходила она в миоценовую эпоху.

Появление горного хребта не могло не отразиться на смежных территориях. Поднятие Карпат привело к опусканию земной коры по обе стороны хребта. Образовались два прогиба: с внешней стороны горной дуги — Предкарпатский передовой прогиб, с внутренней — Закарпатский.

Дальнейшее поднятие хребта вызвало значительные географические изменения — в начале неогенового периода море ушло из закрывшейся геосинклинали и переместилось в примыкающие к Карпатам впадины. Горные реки, стекая с хребта, неустанно разрушали камень и приносили во впадины огромную массу гальки, песка и ила, образовав осадочную толщу мощностью до 3 км. В геологии подобные толщи обломочных пород, накопившиеся в предгорьях и подножиях горных хребтов и заполняющие прогибы по окраинам складчатых поднятий, называют молассой.

Море постепенно мелело, возникали обособленные заливы, вода в них испарялась настолько, что стали осаждаться поваренная соль и другие минеральные соли. В заболоченных заливах накапливались остатки отмерших деревьев и, покрываясь илом, превращались в бурый уголь. Так образование, а затем поднятие Кар-

патского складчатого сооружения привело к появлению Закарпатской и Предкарпатской впадин.

В результате поднятия Карпат и одновременного опускания территории нынешнего Закарпатья в стыке участков, двигавшихся в разных направлениях, возникли настолько огромные напряжения, что силы растяжения превосходили прочность земной коры. Появилась протяженная глубокая зона слабости, расщепляющая земную кору и верхнюю мантию. Так на границе Карпат и Закарпатской впадины образовался Закарпатский глубинный разлом. Но он не был единственным. В начале неогена Закарпатская впадина на юге граничила с жесткой массой Венгерского срединного массива. В то время он продолжал приподниматься и на его границе с начавшей энергично опускаться Закарпатской впадиной возник Припаннонский глубинный разлом (по древнеримскому названию области в бассейне верхнего течения Дуная — Паннония).

Чтобы понять последующие геологические события, нужно еще раз подчеркнуть исключительно важную роль глубинных разломов в вулканизме. Прежде всего без них невозможно расплавление вещества в глубинах Земли. Поскольку каждый глубинный разлом — это зона слабости, то там, где проходит глубинный разлом, давление становится меньше. Ослабление давления создает условия для образования магмы — ведь вещество верхней мантии настолько разогрето, что при обычных условиях расплавилось бы. Однако сплошного огненно-жидкого пояса в недрах Земли нет, и в основном из-за того, что огромное давление каменной оболочки, словно обручем сжимающее раскаленное вещество верхней мантии или базальтовой оболочки, препятствует расплавлению. Следовательно, появление глубинных разломов создает благоприятные условия для образования магмы и вулканической деятельности. И действительно, в неогеновый период, когда в Карпатах возникли глубинные разломы, здесь бушевала вулканическая стихия.

Из двух глубинных разломов более ранний — Припаннонский. В первой половине неогенового периода, в миоценовую эпоху, на границе Закарпатского прогиба и Венгерского срединного массива на островах появились вулканы. Они выводили на поверхность липаритовую и андезитовую лавы, но главную роль среди них

играла липаритовая. Руины нескольких крупных вулканов того времени установлены в окрестностях города Берегова. Миоценовый вулканизм проявился в орогенную стадию развития Карпатской геосинклинали и поэтому называется орогенным.

Вслед за Припаннонским разломом в плиоценовую эпоху* «вступил в строй» Закарпатский глубинный разлом. Он вызвал к жизни еще более мощный вулканизм. Вдоль разлома возникли примыкавшие друг к другу огромные вулканические постройки, нередко поднимавшиеся на несколько километров над окружающей равниной. В воздух стремительно поднимались темные пепловые и газовые тучи, со склонов вулканов устремлялись вниз потоки огненной лавы. Время от времени случались грандиозные взрывы, разрушавшие вулканические постройки, а на их месте возникали обширные многокилометровые впадины (кальдеры). В кальдерах и на склонах вулканов выдавливались купола вязкой лавы. Вулканические постройки, увеличиваясь в размерах, в конце концов соединились и образовали в виде сплошного хребта Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду, приподнятую над равниной. Так она выглядела к концу неогенового периода, по форме и условиям образования очень сходная с горной цепью современных вулканов Камчатки.

Хотя плиоценовый вулканизм почти без перерыва следовал за миоценовым, все же он проходил в несколько иной обстановке. К тому времени значительная часть Закарпатской впадины перестала прогибаться, стала жесткой и геологически соединилась с Карпатским складчато-глыбовым сооружением. Море окончательно покинуло Закарпатскую впадину, и плиоценовые вулканы начали действовать на суше. Да и состав извергавшихся лав стал иным, преимущественно андезитовым и андезито-базальтовым. Эти отличия свидетельствуют о переходе Карпатской геосинклинали к заключительному этапу своего развития — позднеорогенной стадии. Соответственно вулканизм, сформировавший Выгорлат-Гутинскую гряду, надо определять как позднеорогенный.

К настоящему времени история вулканизма Украинских Карпат восстановлена достаточно детально. До воссоединения Закарпатья с Украинской ССР вулканизм Выгорлат-Гутинской гряды был почти не изучен. В се-

редине прошлого века по вулканической гряде прошли маршруты известного немецкого геолога Ф. Рихтгофена. Во второй половине XIX в. здесь работал Ф. Крейц, назвавший андезитами главную массу вулканических пород. В 20-х годах нынешнего столетия С. Рудницкий принимал за вулканы и кальдеры конические горы и крупные циркообразные впадины в Выгорлат-Гутинской гряде. Как выяснилось позже, представления Рудницкого в ряде случаев оказались ошибочными.

В изучение вулканизма советской части Карпат большой вклад внесли академик В. С. Соболев и его ученики В. П. Костюк, А. П. Бобриевич, О. Н. Горбачевская, Л. Г. Данилович, В. В. Золотухин, С. М. Спитковская, М. Ю. Фишкин и крупные специалисты в этой области Е. Ф. Малеев, Э. А. Лазаренко и Б. В. Мерлич. К настоящему времени строение Выгорлат-Гутинской гряды известно настолько хорошо, что по сохранившимся от разрушения корням вулканов удалось восстановить форму, размеры и очень сложную историю формирования ряда ее участков.

Чтобы узнать о вулканической деятельности в разных частях гряды, о строении вулканов и о полезных ископаемых, связанных с ними, нужно, очевидно, познакомиться с различными памятниками былой вулканической деятельности. Остановим свой выбор на наиболее интересных в этом отношении местах, лежащих вблизи городов или на трассах туристских маршрутов (рис. 6).

Вулканические памятники в окрестностях Ужгорода

Пригороды областного центра Закарпатской области, в основном к северу от Ужгорода, по долине реки Уж вдоль автомагистрали Ужгород—Перечин—Львов — превосходный район для ознакомления с былой вулканической деятельностью этого края.

В нескольких километрах от Ужгорода, у села Оноковцы, в карьере прекрасно виден поток основной лавы. Карьер, врезанный в основание правого склона реки Уж, состоит из двух уступов (этажей). Карьер для геолога — лучшее место для наблюдений. На свежих сколах камня, не завуалированных выветриванием, видны все особенности строения.

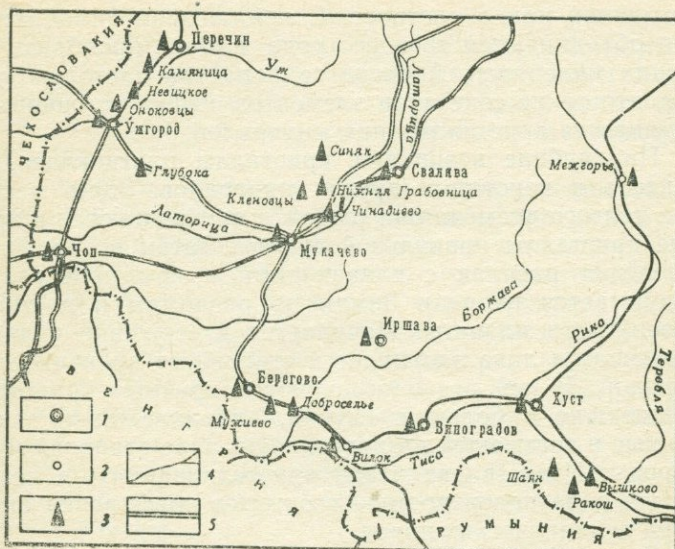


Рис. 6. Основные памятники молодой вулканической деятельности в Закарпатье

1 — город; 2 — село; 3 — вулканический памятник; 4 — река; 5 — шоссе

Горная порода, вскрытая карьером, — это темно-серый с синевой очень прочный камень, в строении которого выделяются два элемента. Первый — резко обособленные довольно крупные кристаллы правильной формы — вкрапленники. Здесь они представлены толстотаблитчатыми кристаллами серого плагиоклаза* и короткостолбчатыми кристаллами черного пироксена*. Вторым структурным элементом породы является темно-серая плотная масса, обычно без признаков кристаллического строения. Она служит как бы основой породы, поэтому ее называют основной массой. Породы, в строении которых наблюдаются вкрапленники и основная масса, внешне очень выделяются. Такое строение называется порфировым. Оно настолько свойственно вулканическим породам, что на нем следует остановиться специально.

Зарождение порфировой структуры начинается в недрах Земли, в очагах магмы на глубинах в десятки километров. Магма состоит из многих химических элементов, находящихся здесь скорее всего в ионизированном

состоянии, как в растворе. С понижением температуры они объединяются в своего рода жидкие прообразы будущих минералов. А когда температура настолько упадет, что такие сочетания элементов станут устойчивыми, начинается кристаллизация минералов.

На глубине возникают кристаллы плагиоклаза, пироксена и некоторых других минералов. Здесь в течение долгого времени они растут и превращаются в крупные кристаллы правильной формы. Затем во время извержения расплав с плавающими в нем кристаллами поднимается из недр Земли по разломам и достигает поверхности планеты. Начинается извержение вулкана, излившаяся лава застывает и становится вулканической породой. В ней резко выделяются крупные кристаллы, пришедшие с больших глубин, — вкрапленники, заключенные в застывшей на поверхности лаве основной массе породы. Итак, в два этапа кристаллизации — в недрах Земли и на поверхности — возникает порфировая структура вулканических пород.

Вулканические породы по своему химическому составу, и прежде всего по количеству кремнезема, делятся на следующие группы.

Ультраосновные (пикриты) состоят из пироксена и оливина*, окрашены в черный цвет, тяжелые (удельный вес более 3,2), кремнезема менее 40%.

Основные (базальты) состоят примерно из равных количеств пироксена и плагиоклаза. Породы темноокрашенные, довольно тяжелые (удельный вес 2,9—3,0), кремнезема 40—52%.

Средние (андезиты) состоят из плагиоклаза и находящихся в меньшем количестве темных минералов (пироксен, роговая обманка*). Андезиты чаще всего окрашены в серый или коричневый цвет, они несколько легче базальтов (удельный вес около 2,9), кремнезема 52—65%.

Кислые (липариты, дациты). Это светлоокрашенные породы, состоящие в основном из полевых шпатов* и кварца, тогда как слюды* и роговой обманки мало. По весу легче других вулканических пород (удельный вес 2,6—2,7), кремнезема более 65%.

Однако разделение вулканических пород на пикриты, базальты, андезиты и липариты оказывается недостаточным. Кроме них, столь же широко распространены

породы с промежуточными свойствами между базальтами и андезитами, андезитами и дацитами, дацитами и липаритами. Их соответственно называют андезито-базальтами, андезито-дацитами и липарито-дацитами. Кстати, породы переходного состава часто встречаются в Карпатах.

Но вернемся, однако, к горной породе, вскрытой в карьере села Оноковцы. Характерная порфирировая структура позволяет уверенно говорить о ее вулканическом происхождении. А темная окраска, значительный вес и наличие вкрапленников пироксена и плагиоклаза дают основание относить ее к лавам основного состава. Более точно определить породу по внешним признакам, к сожалению, нельзя. Это можно сделать путем лабораторных исследований, прежде всего изучая тончайшие пластинки пород под микроскопом и используя данные химического анализа. Исследования показали, что вулканическая порода села Оноковцы принадлежит к андезито-базальтам.

Свойства андезито-базальта изменяются с высотой карьера. Нижний уступ сложен массивным однородным андезито-базальтом, в лаве второго уступа встречаются крупные линзовидные полости длиной нередко до полуметра. Располагаются они почти горизонтально, точнее, слегка наклонены на север.

Что же это за полости в андезито-базальте, как они возникли? Мы уже раньше говорили, что лава на поверхности быстро теряет заключенные в ней газы. Они выделяются в виде пузырей, поднимающихся через толщу жидкой лавы, и, выйдя на поверхность, улетучиваются. Иная судьба у газовых пузырей, появившихся незадолго перед застыванием лавы, когда расплав становится особенно вязким и задерживает их подъем. Газовые пузыри «консервируются» в камне в виде пустот, наглядно свидетельствуя о выделении летучих из лавы.

В пустоты застывшей лавы охотно проникают вулканические газы и минеральные растворы, оставляя после себя щетки, корочки, налеты и другие скопления минералов. Закарпатские вулканические породы геологически молоды, поэтому послегазовые пустоты еще не заполнились вторичными материалами. Однако минералообразование в полостях началось. О нем свидетельствуют корочки и гнезда унгварита, встречающиеся в анде-

зито-базальте не только села Оноковцы, но и других участков Выгорлат-Гутинской гряды.

Унгварит — чрезвычайно любопытное минеральное образование. Он в карьере встречается в виде неправильной формы скоплений разного размера, начиная от мелких, поперечником в несколько сантиметров, и кончая крупными, достигающими полуметра.

Строение стяжений унгварита сложное. С поверхности они одеты в белую глинистую «рубашку», ниже ее находится коричневое ядро. Окраска унгваритового ядра неоднородная — на коричневом фоне выделяются то густо-, то слабоокрашенные полосы и разводы, придающие камню декоративность. Унгварит хрупкий, молотком легко разбивается на куски неправильной формы с раковинчатым изломом и острыми как у бритвы краями. Такой излом указывает на аморфное строение унгварита.

Унгварит внешне однороден и долгое время считался минералом. Однако специальное изучение показало, что он в действительности представляет минеральную смесь из аморфного кремнезема (опала), мельчайших червеобразных выделений нонтронита* и окислов железа.

В верхней части карьера и в его юго-западном конце массивный андезито-базальт сменяется неоднородной породой, состоящей из обломков и глыб пористого андезито-базальта. В одних местах они соединены между собой очень плотно, будто сварены, в других сцементированы тем же мелкораздробленным лавовым материалом. Вообще все сцементированные породы, состоящие из угловатых обломков, называют брекчиями. Порода, о которой идет речь, возникла при дроблении застывшей корки двигавшегося потока лавы, поэтому ее можно назвать андезито-базальтовой брекчиевой лавой.

Брекчиевые лавы возникают в застывших участках движущихся потоков, чаще всего в верхних и нижних частях и, конечно, во фронтальных участках. Для геологов брекчиевые лавы особенно интересны тем, что по ним можно определить контуры потока застывшей лавы. Это особенно важно в тех случаях, когда потоки лав одного состава перекрывают друг друга и мощная вулканическая толща кажется единой. В нашем случае, проследившая в карьере распространение брекчиевой лавы, можно убедиться, что здесь вскрыты средняя и верхняя части потока, а также его окончание.

Следует обратить внимание на трещины, рассекающие поток лавы. Они интересны в двух отношениях. Во-первых, густота трещин определяет размеры добываемых блоков камня, а значит и его применение. Густая сеть горизонтальных трещин разделяет андезитобазальт на куски угловатой формы. Естественно, что такой материал непригоден для изготовления плит, дорожной брусчатки и других видов тесаного камня, но с успехом используется для получения бута и щебенки. Во-вторых, по трещинам можно установить форму магматического тела. Это особенно важно в тех случаях, когда обнаженность плохая и видно не все тело, а только отдельные его части.

Каким образом возникают трещины в потоке лавы? Они появляются при остывании затвердевшего потока лавы. Охлаждение неизбежно сопровождается сокращением объема, а следовательно, появлением трещин. При охлаждении плитообразного магматического тела образуются пластовые и поперечные трещины. Пластовые трещины параллельны поверхностям охлаждения потока лавы, которыми являются кровля и подошва. Поперечные трещины перпендикулярны к ним.

В карьере села Оноковцы пластовые трещины в андезитобазальтовом потоке лежат почти горизонтально (слегка наклонены к северу), а в юго-западной части каменоломни довольно круто наклоняются, переходят в вертикальные и затем подворачиваются (рис. 7). Это размещение пластовых трещин подтверждает вывод о горизонтальном залегании потока, сделанный ранее на основании анализа расположения андезитобазальтовой брекчиевой лавы.

Поперечные трещины ориентированы перпендикулярно к поверхности охлаждения. Они возникли в результате сокращения объема застывшего потока лавы. Сокращение сравнительно небольшое, поэтому поперечные трещины отстоят друг от друга на большее расстояние, чем пластовые.

После осмотра Оноковского карьера отправимся в село Невицкое, находящееся примерно в 12 км от Ужгорода. Почва повсюду скрыла камень, и о горных породах на протяжении первого километра пути по ручью нельзя ничего сказать. Но вот дорога к Невицкому замку переходит на склон. Первый скальный выход. Гор-

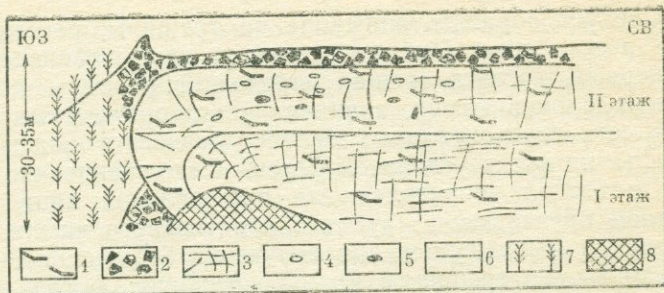


Рис. 7. Поток лавы в карьере села Оноковцы

1 — андезито-базальтовая лава; 2 — брекчиевая лава; 3 — трещины отдельности; 4 — пустоты в лаве; 5 — гнезда унгварита; 6 — граница этажей карьера и их номера; 7 — деревья; 8 — каменная осыпь, частично задержанная

ная порода непохожа на ранее встречавшиеся. Она состоит из глыб и крупных обломков андезито-базальта. Слагающий ее материал образовался при вулканическом взрыве. Эта горная порода — типичный вулканический глыбовый туф. Он сильно выветрен, и это маскирует его особенности. В заброшенном карьере виден глыбовый туф со своеобразной малиново-красной окраской, выступающей главным образом в цементе туфа.

Поскольку порода свежая, покраснение ее нельзя связывать с выветриванием. Окраска мелкообломочного материала туфа первичная, возникла она во время вулканического взрыва, когда раскаленные газы, вырвавшиеся из жерла вулкана и выбросившие в воздух тучу раздробленных кусочков застывшей лавы, окислили минералы, богатые железом. Так цемент туфа пропитался окислами железа и окрасился в малиново-красный цвет.

Возвратимся на шоссе и пойдем по нему вверх. По пути мы будем переходить ко все более высоким частям геологического разреза. В выемке дороги встретятся скальные выходы темно-серого андезито-базальта. Это — части потока лавы, лежащего на обожженном глыбовом туфе. В андезито-базальте местами много уплощенных пор, полого наклоненных на юг, — свидетельство течения потока лавы в том же направлении. Не доходя 200—250 км до международного молодежного лагеря «Верховина», андезито-базальты исчезают, сменяясь глыбовым туфом с характерной бугорчатой поверхностью.

Соединяя в одно целое наблюдения по маршруту, мы видим, что левый склон долины реки Уж построен довольно сложно. В нижней части он состоит из обожженного глыбового туфа андезито-базальта, в средней — из потока андезито-базальтовой лавы и в верхней — снова из глыбового туфа.

Над крутым склоном долины Ужа поднимает свои мощные стены Невицкий замок, в истории он упоминается в начале XIV в. До нынешнего времени хорошо сохранились центральная башня и пояс внешних оборонительных стен. Осмотр замка представляет немалый геологический интерес. Дело в том, что на постройку замка взят местный камень и в его стенах, как в музее, видны разнообразные вулканические породы. В каменной кладке встречаются не только плотные и пористые андезито-базальты, но и полосчатые их разновидности, состоящие из полос и линз лавы серого и темно-серого цветов.

Из естественного строительного материала замка особенно интересны вулканические бомбы — куски лавы, выброшенные вулканом в жидком состоянии. От обломков вулканических пород, раздробленных взрывом, они отличаются сплошной корочкой закалки.

Бомбы различны по своим свойствам. Одни из них, круглые или веретенообразные, будто выточенные на токарном станке, образовались при выбросах достаточно жидких кусков лавы, которые быстро вращались во время полета в воздухе и падали на землю твердыми. Такие бомбы называются закрученными. Другие вулканические бомбы, похожие на ленту (их поверхность усложнена продольными желобками и гребешками), называют ленточными. Они образовались из более вязкой лавы, чем закрученные. Изредка в стенах Невицкого замка встречаются бомбы угловатой формы с поверхностью, покрытой трещинками. Такие бомбы напоминают растрескавшуюся хлебную корку и называются вулканическими бомбами типа хлебной корки. Образуются они из густой, малоподвижной лавы.

Как видим, по внешнему виду бомбы можно судить о свойствах лавы. О природе вулканических бомб метко написал академик А. Н. Заварицкий: «Вулканическая бомба представляет как бы выброшенную из лавы пробу, подвергшуюся механическому испытанию на вязкость

при ее полете». Нередко бывает, что один и тот же вулкан поставляет на поверхность порции лавы различной вязкости. Именно так случилось и с Невицким вулканом, выбрасывавшим в разные моменты своей жизни бомбы трех видов: закрученные, ленточные и типа хлебной корки.

К селу Невицкому почти примыкает большое село Камяница с огромным механизированным карьером для добычи камня. Карьер врезан в правый склон долины Ужа и состоит из семи уступов, вскрывающих андезит на 120 м по вертикали. В этих уступах — своего рода гигантской каменной лестнице — можно шаг за шагом проследить строение вулканической толщи.

В любом месте карьера видно, что андезиты разбиты на плитки протяженными и близко расположенными трещинами. Среди множества пластовых трещин выделяются главные, тянущиеся на многие десятки метров и отстоящие друг от друга на 0,8—1,0 м. Между ними заключены менее заметные трещины, ими андезит разделен на плитки толщиной в несколько десятков сантиметров. Пластовые трещины полого наклонены на юг, причем они не строго прямолинейны, а волнообразно сменяют друг друга (рис. 8). Очевидно, андезитовая лава устремлялась к югу, а сам вулкан находился к северу от Камяницы. Лава растеклась на обширной площади, образовав покров.

Андезиты рассечены также вертикальными трещинами, разделяющими породу на участки башнеобразной формы. Однако при выветривании главную роль играют пластовые трещины, поэтому андезит легко распадается на плитки. В связи с этим в карьере нет монолитов тесового камня и довольно легко получить щебенку — важнейший материал для строительства автомобильных и железных дорог.

Местами андезиты раздроблены и образуют наклонные полосы. Такие зоны дробления, в отличие от трещин охлаждения, образовались позже в холодной лаве под влиянием тектонических сил.

Осмотр карьера дает возможность воочию убедиться в большой мощности покрова андезитовой лавы. По вертикали он прослеживается в нижних четырех горизонтах, причем его подошва не видна. Поскольку высота этих горизонтов около 70 м, значит, мощность покрова

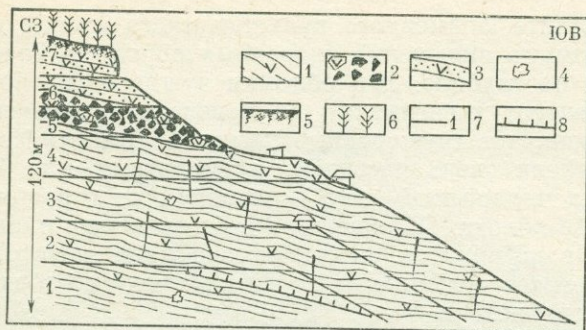


Рис. 8. Мощный покров андезита в карьере села Камяница

1 — андезит с пластовыми трещинами отдельности; 2 — брекчиевая лава; 3 — слоистый вулканический туф; 4 — гнезда унгварита; 5 — почвенный слой; 6 — деревья и трава; 7 — граница уступа карьера и номер уступа; 8 — автомобильная дорога на второй уступ карьера

не меньше 75—80 м. Такие мощные накопления лавы, образовавшиеся за одно излияние, обычно возникают при заполнении лавой понижений рельефа, чаще всего речных долин.

Верхняя часть покрова андезитовой лавы в Камяницком карьере сложена обожженной брекчиевидной лавой, состоящей из нагромождения андезитовых глыб. Выше лежит слоистый вулканический туф с изредка встречающимися отпечатками листьев — свидетельство отложения раздробленных частиц лавы в древнем озере.

К востоку от областного центра Закарпатья интересный памятник бывлой вулканической деятельности находится у села Глубока — Холмецкий купол дацита.

Холмецкий купол сплошь покрыт лесом и очень плохо обнажен, поэтому слагающая его порода лучше всего видна в каменоломне, врезанной в соседний небольшой холм. Это свинцово-серый дацит — порфировая порода с вкрапленниками серого полевого шпата и черного пироксена в плотной светлой основной массе. На выветрелой поверхности вулканической породы хорошо заметны чередующиеся полосы серого и свинцово-серого цветов. Они наклонены на северо-восток под углом 30—40°. Такие довольно крутые наклоны следов течения невозможны в потоках лавы, но обычны в вулканических куполах.

В даците Холмецкого вулканического купола встречается много включений инородных пород, захваченных магмой на глубине. Эти обломки чужды лаве, поэтому их называют ксенолитами (в переводе с древнегреческого означает «чужеродные камни»). Даци́ты Холмецкого купола очень насыщены ксенолитами — до 10—15 штук на квадратный метр — размером от горошины до крупного яблока. Обращает на себя внимание плавность контуров ксенолитов. Возникла она из-за неустойчивости обломков чужеродных пород в магме, растворявшихся в расплаве.

Вулканические купола не редкость в Закарпатье, но больше всего их в окрестностях Мукачева и Берегова.

Вулканические места Мукачева и его окрестностей

Красивый город, рассеченный почти пополам рекой Латорицей, с трех сторон охваченный амфитеатром отрогов Выгорлат-Гутинской гряды и с юга широко открытый на просторы Закарпатской низменности, — отличное место для знакомства со следами прошлой вулканической деятельности. Здесь и Росвиговский холм — хорошо выраженный вулканический купол, и внешне очень эффектная трапециевидная вулканическая гора Паланок, увенчанная средневековым замком, и остатки вулкана на северной окраине города.

Не менее интересны и окрестности Мукачева. У села Клиновцы прекрасно видно внедрение основной магмы, разбитое трещинами на правильные каменные столбы. На окраине села Нижняя Грабовница можно осмотреть сложно построенное внедрение андезитовой магмы, в окрестностях санатория «Синяк» видны потоки лав одноименного вулкана.

При въезде в Мукачево со стороны Ужгорода привлекает взор высокий холм, которым заканчивается полоса предгорий (рис. 9). На самом деле — это короткий гребень, протянувшийся в северо-восточном направлении и перешейком связанный с предгорьем. Гребень называют Росвиговским холмом, или горой Ловачкой.

На юго-восточном склоне холма находится карьер с узким входом, быстро расширяющийся в глубь горы и

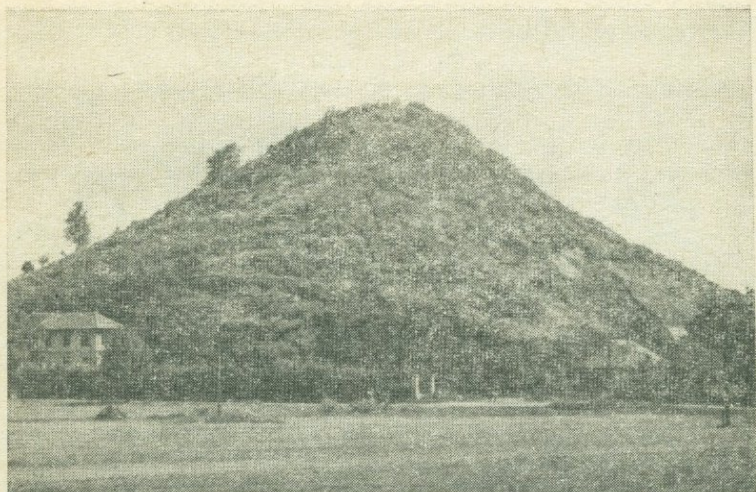


Рис. 9. Гора Ловачка — вулканический купол на окраине Мукачева

похожий на почти замкнутую чашу. В обрывистых склонах карьера виден серый, с сиреневым оттенком мелкопористый андезито-дацит. На выветрелой поверхности камня ясно проступает полосчатость — слои течения лавы наклонены на север под углом $40-45^\circ$. Такое крутое залегание полосчатости исключает залегание андезито-дацита в виде потока и дает основание считать, что он образует вулканический купол.

В андезито-дацитах Росвиговского купола во многих местах встречаются ксенолиты того же состава. Они не вынесены лавой с глубины, как в Холмецком куполе, а образовались на месте. Возникли они в то время, когда внешняя часть вулканического купола уже застыла и была твердой, а внутренняя оставалась еще пластичной, продвигалась вверх, дробила застывшую корку и включала ее обломки — нынешние ксенолиты.

Росвиговский вулканический купол интересен еще и тем, что в нем, помимо пластовых и перпендикулярных к ним трещин охлаждения, есть тектонические. В карьере четко выделяется густая сеть вертикальных протяженных тектонических трещин, разделяющих андезито-дацит на плиты толщиной 20—40 см. Разрушение поро-

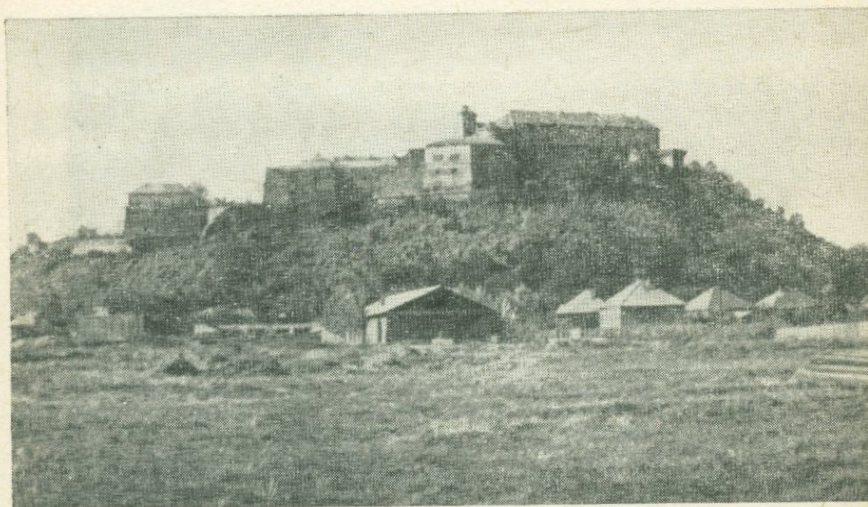


Рис. 10. Вулканический купол Паланок со средневековым замком, окраина Мукачева

ды при выветривании вдоль трещин привело к образованию мелких обломков — естественной щебенки.

Залегание полосчатости андезито-дацита в разных участках Росвиговского холма показывает, что первоначально купол был значительно больше современного. Дело в том, что строение вулканических куполов характеризуется крутым до вертикального залеганием полосчатости в центральных частях, уменьшением наклона с удалением от центра вплоть до горизонтального и, наконец, обратным пологим падением во внешних частях куполов. Поскольку в андезито-даците горы Ловачки в разных местах видно только крутое залегание полос течения лавы, это значит, что промежуточных и внешних частей купола уже не существует, что они уничтожены выветриванием и разрушающей деятельностью реки Латорицы, в недалеком прошлом подмывавшей предгорья.

На юго-западной окраине Мукачева над Закарпатской равниной поднимается коническая гора со срезанной вершиной — Паланок, увенчанная древним Мукачевским замком-крепостью (рис. 10). Гора Паланок — так-

же вулканический купол. Слагающие его серые с сиреневым оттенком андезито-дациты очень плохо обнажены. Склоны горы сплошь покрыты почвой и поросли густой травой, так что без специальных расчисток нельзя разобратся в ее строении.

У северной окраины Мукачева можно видеть руины вулкана Сарны. Западный склон одноименной горы опускается к шоссе Мукачево — Львов, где в заброшенном карьере вскрыта мощная толща глыбового туфа андезито-базальта. При осмотре туфа поражает огромный размер рассеянных в нем глыб вулканической породы, нередко достигающих в поперечнике 1,5 м. Несомненно, что эти чрезвычайно тяжелые глыбы весом до 5—6 т после выброса в воздух не могли далеко унести и падали у жерла вулкана. Следовательно, глыбовый туф горы Сарны намечает жерло или близкую к нему прижерловую часть поздне третичного вулкана. Кажется, налицо все признаки (жерло, коническая форма горы), чтобы рассматривать Сарны как довольно хорошо сохранившийся вулкан. Однако это не так. Дело в том, что вулкан Сарны, подобно всем вулканам Выгорлат-Гутинской гряды, действовал в конце неогенового периода, точнее в плиоценовую эпоху, 10—2 млн лет назад.

Естественно, что за столь длительный промежуток времени вулкан сильно разрушился и стал ниже и уже.

Как же шло разрушение вулкана, во всех частях одинаково или по-разному? Поскольку вулканическая постройка сложена более прочными породами, чем окружающая осадочная толща, вулкан в рельефе так и остался возвышенностью, хотя и уменьшился в своих размерах. Однако это не значит, что при разрушении форма вулкана оставалась прежней. Участки вулканической постройки, несомненно, отличались строением, и поэтому разрушение их шло с разной скоростью. Скорее всего форма руин вулкана только в общих чертах совпадает с первоначальной.

Гора Сарны состоит не только из глыбового туфа. В разных участках горы — карьере, скалистой выемке грунтовой дороги, протянувшейся вдоль долины Латорицы, и на склонах возвышенности — кроме мощных пластов глыбового и агломератового туфа неоднократно встречаются потоки андезито-базальтовой лавы. Итак,

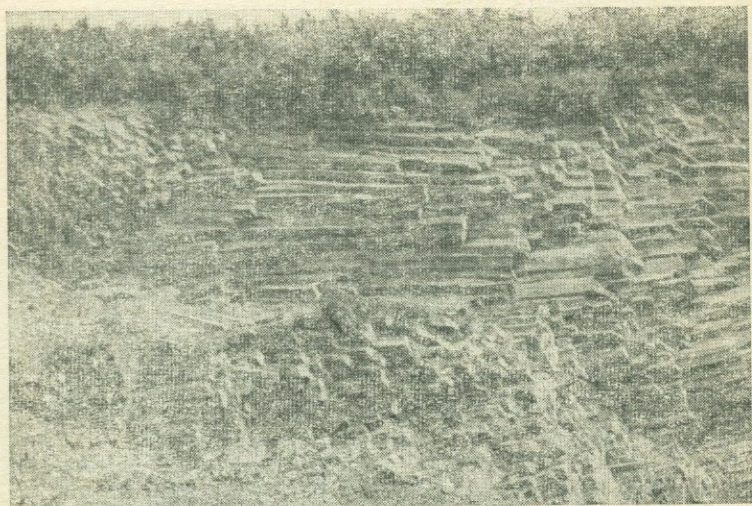


Рис. 11. Каменные «поленья» в карьере села Клиновцы

вулкан Сарны состоит из чередующихся пластов туфов и потоков лавы. Такие вулканы называют слоистыми, или стратовулканами.

Закончив осмотр руин вулкана Сарны, отправимся в село Клиновцы. Здесь в правый склон долины реки Визницы врезан карьер, состоящий из нескольких уступов общей высотой 30—35 м и длиной около 80 м. В карьере представляется поразительная картина — темно-серый камень, на вид очень крепкий, тонкими трещинами разбит на столбы правильной шестигранной, реже пятигранной формы. Толщина столбов 0,2—0,4 м, длина 2—7 м. Каменные призмы плотно «уложены», напоминая штабель колотых дров (рис. 11). Достаточно бегло осмотреть карьер, чтобы убедиться в изменении ориентировки каменных столбов от места к месту: горизонтальная сменяется умеренно наклонной, последняя переходит в слабо наклонную в другую сторону и т. д. Несмотря на сложность ориентировки каменных столбов, все же можно уловить, что в целом они вытянуты в северо-западном направлении и наклонены под небольшими углами (5—20°).

Горная порода каменных столбов нам уже встречалась: это темно-серый андезито-базальт. Камень очень прочный — при ударе молотком звенит, как металл. Андезито-базальт не совсем однородный — в нем часто встречаются ксенолиты уплотненной зеленоватой глины.

С чем связано разделение андезито-базальта на каменные столбы? Это внешне чрезвычайно эффектное явление обязано сокращению объема застывающего андезито-базальта, которое сосредоточивалось вокруг ряда равноотстоящих центров на охлаждающихся поверхностях. Вдоль линий, соединяющих ближайшие центры, охлаждающаяся порода испытывала наибольшее растяжение, и когда оно преодолеvalo прочность камня, возникали трещины, перпендикулярные этим линиям. Легко представить, что при пересечении трещин получаются шестиугольные участки. Продолжаясь в глубь андезито-базальта, они образуют призматические столбы. В идеальных условиях равномерного охлаждения появляются шестигранные столбы; при отклонении от них и неодинаковом расстоянии между центрами охлаждения возникают четырех-, пяти- и даже семисторонние каменные призмы. Данные говорят о том, что каменные столбы располагаются в пространстве не случайно, а строго определено — перпендикулярно к поверхностям охлаждения. В карьере столбы андезито-базальта вытянуты в северо-западном направлении, а это значит, что лава вышла на поверхность по разлому северо-восточного направления.

В верхнем конце карьера (по отношению к течению реки Визницы) видно, что с высотой столбчатая отдельность угасает и сменяется полосчатым андезито-базальтом с намечающейся плитчатой отдельностью. Это наблюдение очень важно — из него становится ясно, что столбчатая отдельность образовалась не в прикровленной части лавового тела, а на некоторой глубине. Оно также указывает на то, что лава на уровне нижней и средней частей карьера поднималась круто, а на уровне верхнего участка растекалась в стороны. Эти особенности наряду с обилием ксенолитов глины говорят о том, что андезито-базальт слагает вулканический купол, который с момента образования и до настоящего времени не испытал сколько-нибудь заметного разрушения.

Следующий вулканический памятник — застывший на глубине массив андезита у села Нижней Грабовницы. Карьер здесь вскрывает толщу вулканических пород по высоте на 15 м и по длине на 70—80 м. Нижнюю и среднюю части карьера составляет андезит с ксенолитами уплотненной глины и андезито-базальта (рис. 12). Над массивным андезитом лежит брекчиевая лава с довольно ровной верхней поверхностью и

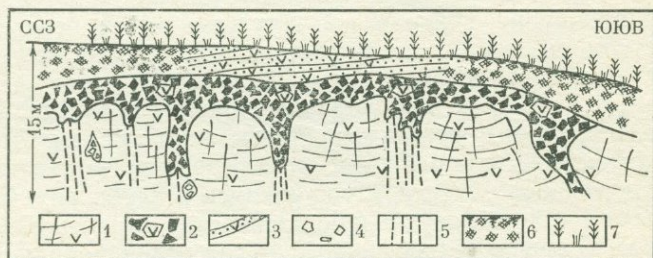


Рис. 12. Строение андезитового субвулканического массива села Нижней Грабовницы

1 — андезит с трещинами отдельности; 2 — брекчиевый андезит; 3 — слоистый агломератовый туф; 4 — гнезда унгварита; 5 — часто расположенные вертикальные трещины; 6 — задернованный склон; 7 — деревья

очень неровной нижней, в нескольких местах глубоко опущенной в андезит. Завершает разрез пласт слоистого агломератового туфа, при этом ясно видно, как брекчиевая лава срезает его напластование. Присмотримся к сложному рисунку трещиноватости андезита. Преобладают пластовые горизонтальные трещины, но в нескольких участках они заворачиваются вверх и переходят в густо расположенные вертикальные трещины, выше сменяющиеся брекчиевой лавой.

Массив андезита Нижней Грабовницы возник не сразу, а в несколько этапов. Сперва в слоистую вулканическую толщу на небольшой глубине вторглась андезитовая магма. Дойдя до пласта агломератового туфа, она приостановилась и срезала его нижнюю часть. Застывая и испытывая давление от подпиравшего расплава, краевая часть андезита дробилась, а находившийся под ней расплав по мере охлаждения становился вязче.

Давление снизу на почти застывшую магму не прекращалось, но проявлялось уже не во всем объеме, а сосредоточивалось в отдельных, более всего податливых участках. В них очень вязкий расплав поднимался струями и, застыв, запечатлел свое восходящее движение в виде вертикальных трещин.

Андезитовый массив Нижней Грабовницы по внешнему виду слагающей породы и наличию ксенолитов можно принять за вулканический купол. Однако форма его залегания иная. Андезитовое тело отличается от купола двумя важными особенностями. Прежде всего магма застывала не на поверхности Земли, а на небольшой глубине. Вторая особенность состоит в том, что внедрившаяся андезитовая магма находилась под давлением снизу, и с этой тенденцией к переходу в настоящий вулкан связано образование брекчиевой лавы и полос вертикальной густой трещиноватости в андезите.

Такого типа магматические тела, связанные с вулканической деятельностью и образовавшиеся путем внедрения магмы в вулканическую толщу, называют субвулканическими, т. е. находящимися под вулканом. Субвулканические массивы встречаются почти в каждом вулканическом районе. Но образуются они не во все этапы вулканической деятельности, а преимущественно в заключительные моменты. В это время активность недр Земли падает и магма лишена необходимой силы, чтобы пробиться на поверхность. Такой же ход вулканизма подтверждается и в данном случае. Припомним, что в субвулканическом андезитовом массиве Нижней Грабовницы встречаются ксенолиты андезито-базальтов, а это значит, что образование андезитового субвулкана происходило после излияния андезито-базальтовой лавы.

За северной окраиной Нижней Грабовницы появляется темно-серая, почти черная андезито-базальтовая лава с характерной глыбовой отдельностью, протянувшаяся далеко вверх по долине реки Матековой до санатория «Синяк» и далее по долинам двух ее притоков. Лавовая толща поднимается на 100—120 м над рекой и, как показало бурение, уходит вглубь не менее чем на 200 м, так что ее общая мощность превышает 300 м.

В створе крутых склонов речной долины показывается характерного вида коническая гора Буза, замыкающая долину. Живописен и интересен открывающийся от-

сюда рельеф истоков Матековой — конус горы Буза окружен кольцом еще более высоких гор Обавский Камень, Белый Камень и Средняя. Создается впечатление, будто перед нами кальдера с вулканическим конусом в центре, наподобие двойного итальянского вулкана Сомма-Везувий. Однако сходство чисто внешнее, так как гора Буза состоит не из более молодых вулканических пород, а по возрасту совпадает с окружающими ее горами.

Довольно интересные обнажения андезито-базальта находятся у лесной дороги вдоль ручья Матиева, притока реки Матековой. Над свалом крупных глыб андезито-базальта поднимается скалистая андезито-базальтовая стенка. В вулканической породе полосчатости не видно, но редкая сеть пластовых трещин, полого наклоненных на север, указывает на течение лавы в северном направлении. В этом обнажении, так же как и в других, расположенных у дороги выше и ниже каменоломни, андезито-базальт однородный и массивный, без пор и включений. Поэтому можно считать, что по ручью Матиево видна средняя часть потока андезито-базальта.

Потоки андезито-базальтовой лавы по рекам Матековой и соседним рекам Визнице, Обаве и Латорице, липаритовые купола в истоках Визницы, андезито-базальтовые купола и субвулканы хребта Синяк и здесь же распространенные разнообразные туфы — все это не случайные вулканические образования, а части крупного слоистого вулкана Синяк. Это один из крупнейших вулканов Выгорлат-Гутинской гряды. Он занимает площадь около 170 км², в плане имея вид не совсем правильной окружности с диаметром основания примерно 20—25 км.

Береговское холмогорье

К югу от Мукачева простирается необозримая плодородная Закарпатская равнина с разбросанными по ней аккуратными селами, фермами, оросительными каналами, возделанными полями и огородами, могучими дубравами. Над удивительно плоской равниной местами поднялись, как острова, возвышенности, метко названные «островными горами». Обширная (площадью около 50 км²) и, пожалуй, геологически самая интересная возвышенность поднимается над Береговом. Называется



Рис. 13. Вулканический купол горы Ардов

она Береговским холмогорьем. Оно состоит из ряда близко расположенных гор и холмов. Высшей точкой является Большая Береговская гора в центральной части холмогорья. Она поднимается над уровнем моря на 367 м и над равниной примерно на 250 м. В окрестностях Берегова много геологически любопытных мест. Это липаритовый купол и поток перлита на горе Ардов, месторождение алуниита и каолина на Большой Береговской горе, руины крупного Береговского двойного вулкана и другие.

Гора Ардов — крайняя северо-западная возвышенность Береговского холмогорья. При подъезде к городу со стороны Мукачева она заслоняет холмогорье и рисуется в виде плоской, как бы расползшейся горы (рис. 13). Знакомство с ее строением начнем в карьере на западном склоне горы. От окраины Берегова попасть в него проще всего по дороге, предназначенной для вывоза камня. В высокой и длинной отвесной стенке карьера видна только одна порода — серый полосчатый липарит. Полосчатость, положение которой определяет направление течения лавы, полого наклонена на восток.

От карьера по крутому склону, местами поросшему

колючим кустарником, поднимемся на вершину горы. Отсюда начнем спуск в северном направлении, внимательно осматривая попадающиеся на пути обнажения вулканических пород. В верхней части склона таких выходов мало, но в средней и нижней частях маршрут много интересней. По пути довольно часто встречаются расчистки и небольшие карьеры, пройденные при разведке месторождения перлита.

На протяжении первых 160—180 м распространен такой же полосчатый пористый липарит, как и в карьере. В основной массе породы попадают мелкие шарики лучистого строения размером в несколько миллиметров — сферолиты. Ниже по склону на протяжении 220—240 м прослеживается полосчатый липарит. В нем полосы с тонкозернистой основной массой сменяются плохо раскристаллизованными полосами (более хрупкими из-за большого количества вулканического стекла). Полосы течения наклонены на север под углом 10—35°. Нижняя часть склона состоит из тонкополосчатого серого вулканического стекла с характерным жирным блеском и раковинчатым изломом. Своеобразие ему придают концентрические сферические трещинки, обособляющие мелкие шарики размером до горошины. По форме, размерам и в какой-то мере сильному блеску они напоминают жемчуг, с чем связано название такого вулканического стекла — перлит (оно происходит от немецкого слова «перле» — жемчуг).

О перлите, ценном в промышленности материале, нужно сказать особо. Путем его прокаливания получают своеобразный искусственный каменный материал — вспученный перлит. Это очень пористая и легкая каменная масса, превышающая первоначальный объем в 10—12 раз, а то и больше, своего рода каменная «пена» и «вата». Вспученный перлит нашел разнообразное применение. В строительном деле он идет на изготовление штукатурных плит. Перлитовая штукатурка не уменьшается в объеме и не трескается, к тому же огнестойка. Она использована, например, при строительстве здания Организации Объединенных Наций в Нью-Йорке. Запасы перлита Ардовского месторождения значительны — около 10 млн. т.

Геологически чрезвычайно интересна Большая Береговая гора. Слагающая ее горная порода очень свое-

образна. Прежде всего она отличается ослепительно белым цветом и малой крепостью — легко разламывается руками и пачкает пальцы. При увлажнении дыханием пахнет сырой глиной, с водой дает пластичную массу. Короче говоря, это белая глина, каолин *. Ее свойства от места к месту быстро меняются. В одних участках каолин однородный, в других отчетливо видно обломочное строение, точно такое же, как у вулканического туфа.

Почти столь же часто встречается пористая порода более сложного состава. Она состоит из каолина и мелких кристалликов розового или чуть желтоватого более твердого алунита *. Нередко к ним добавляются крепкие зерна и сростки серого кварца.

Каолин и алунит — ценные полезные ископаемые, издавна добывавшиеся на Береговской горе. Однородный белый каолин вывозился в Саксонию для изготовления лучших сортов фарфора. В XVII—XVIII вв. алунит добывали для переработки на квасцы, что определило другое название минерала — квасцовый камень. В то время квасцы были незаменимы при дублении кож и изготовлении минеральных красок. В последние годы появилась возможность получать из алунита алюминий. Алунитовые месторождения Большой Береговской горы имеют промышленное значение, но пока что находятся в резерве.

Сохранившиеся в каолиновой и каолин-алунитовой породе признаки обломочного строения, характерные для вулканических туфов, не оставляют сомнения в том, что он образовался по туфам. Однако туфы уходят вниз на большую глубину, а каолин и алунит встречаются исключительно в верхней части горы.

Как же образовались каолиновая и каолин-алунитовая породы Большой Береговской горы? Чтобы ответить на этот вопрос, нужно обратить внимание на особенность строения Береговского холмогорья. Из схематической геологической карты и особенно разреза (рис. 14) видно, что широко распространенная толща липаритовых туфов неоднородна, двумя горизонтами уплотненных глин и песчаников она разделена на две части — нижнюю и верхнюю.

Каолин и алунит в липаритовых туфах образовались, как установили В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин,

в то время, когда вулканическая деятельность стала затухать. После того как прекратились вулканические взрывы, выжимание куполов вязкой лавы и излияние коротких потоков липаритовой лавы, из охлаждающегося магматического очага в недрах Земли стали просачиваться горячие растворы. Образовались они путем сжижения паров воды и газов вулканического происхождения. В них, как в парах и газах, выделяемых современными вулканами, было много сероводорода. Он-то и

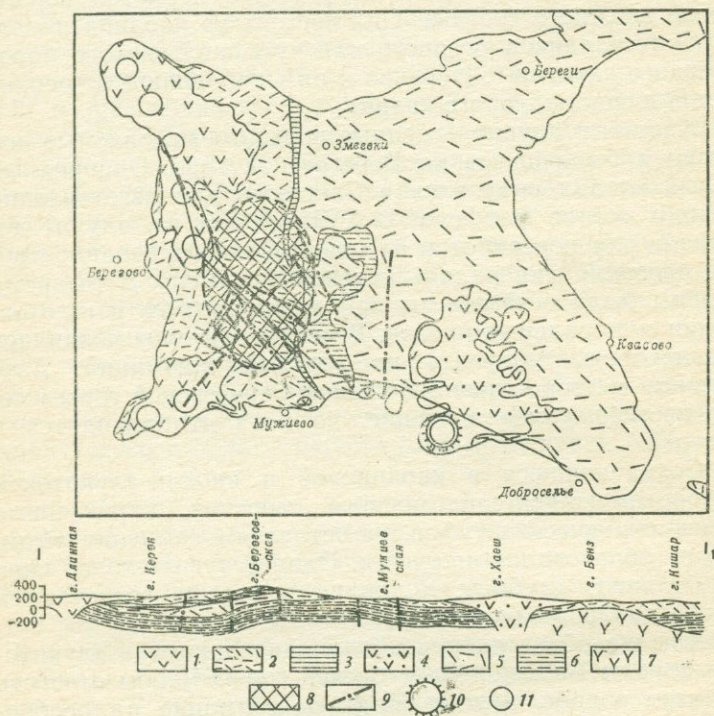


Рис. 14. Схематическая геологическая карта и разрез Береговского холмгорья (по Э. А. Лазаренко с использованием данных Е. Ф. Малеева)

1 — верхние липариты; 2 — верхние липаритовые туфы; 3 — верхняя осадочная толща; 4 — нижние липариты; 5 — нижние липаритовые туфы; 6 — нижняя осадочная толща; 7 — андезитовые лавы и туфы; 8 — вторичные кварциты; 9 — линия тектонического разрыва; 10 — центр Береговского вулкана; 11 — вулканические купола

вызвал в растворах щелочную реакцию. Восходящие растворы двигались не по трещинам, а сплошь пропитывали пористые вулканические туфы, как бы фильтруясь через них.

Щелочные растворы химически активны и изменяли минералы туфов, уничтожая старые и образуя на их месте новые. Состав возникших минералов зависел от глубины. На небольшой глубине (0,5—1 км) главные составные части липаритовых туфов — вулканическое стекло и плагиоклаз — полностью разложились и на их месте образовались полевые шпаты, богатые щелочами: альбит (натриевая разновидность) и адуляр (калиевая разновидность).

Дальнейшее продвижение восходящих растворов было приостановлено толщей уплотненных глин и песчаников верхней осадочной толщи, пород, практически лишенных пор и не пропускавших растворов. Осадочные породы стали своего рода барьером для растворов. Это препятствие преодолели только пары летучих веществ, и прежде всего сероводорода.

Иную роль сыграли верхние липаритовые туфы, лежащие над водонепроницаемыми осадочными породами. Через пористые туфы легко просачивалась поверхностная вода с растворенным в ней кислородом воздуха. Сероводород легко окислялся и давал раствор сернистой кислоты, вслед за тем преобразовывавшийся в раствор более крепкой серной кислоты. Получившийся активный химический реагент разлагал туфы с образованием сернокислой соли алюминия и калия (алунита), каолинита и кремнезема. Таким путем верхние липаритовые туфы Большой Береговской горы превратились во вторичные алунитовые и каолиновые породы, в составе которых много халцедона и кварца. Эти породы называют вторичными кварцитами. Нижние липаритовые туфы также сильно изменены, но главные минералы в них не алунит и каолинит, а альбит и адуляр.

Далеко не всем известно, что Береговское месторождение каолина в некотором отношении уникально. Дело в том, что промышленные месторождения каолина связаны с выветриванием пород, содержащих полевые шпаты. Таковы широко известные месторождения каолинов в СССР, Китае, Югославии, Англии. Чуть ли не единственным исключением из этого огромного списка место-

рождений каолина служит Береговское, образовавшееся в ходе затухающей вулканической деятельности.

На Большой Береговской горе есть и рудные месторождения. С XII в. здесь велась добыча самородного золота, до сих пор сохранились старинные разработки («турецкие копи»). Имеются на Береговской горе и свинцово-цинковые руды. Залегают они в виде жил и наряду с кварцем, баритом*, кальцитом и каолинитом включают свинцовый блеск и цинковую обманку.

После осмотра Большой Береговской горы продолжим путь на восток. При въезде в село Доброселье на склоне горы Хаеш находится средний по размерам карьер, а за ним — большой. В обеих каменоломнях вскрыта одна и та же порода — светло-шоколадного цвета липарит со слабозаметными вертикальными полосами течения. В плотной основной массе липарита с тонкозернистым изломом довольно часто встречаются вкрапленники каолинизированного полевого шпата и реже — табличек черной слюды и зерен серого кварца. Обращают на себя внимание близко расположенные вертикальные трещины, совпадающие с полосчатостью. Они разделяют липарит на крупные глыбы, что способствует добыче превосходного бутового камня.

Проследивая от места к месту положение полосчатости и трещиноватости липарита, легко заметить, что в главном карьере эти указатели направления течения лавы находятся в вертикальном положении, а по мере удаления все более отклоняются. Такое веерообразное расположение полосчатости и трещиноватости очень типично для вулканических куполов.

Липарит горы Хаеш составляет один из крупнейших в Закарпатье вулканический купол поперечником около километра. Он находится в центре обширной кальдеры. История вулкана, известного под именем Береговского, сложная. Первоначально произошли взрывы и излияния липаритовой лавы, в итоге образовался слоистый вулкан высотой не менее 1000 м, а возможно, и до 1500 м. Позже случился катастрофический взрыв, уничтоживший вершину и рассеявший раздробленный материал вплоть до Предкарпатья. После взрыва вязкая липаритовая лава поднялась по жерлу вулкана и выжалась над дном кальдеры в виде купола. Так возник двойной вулкан, наподобие современного итальянского

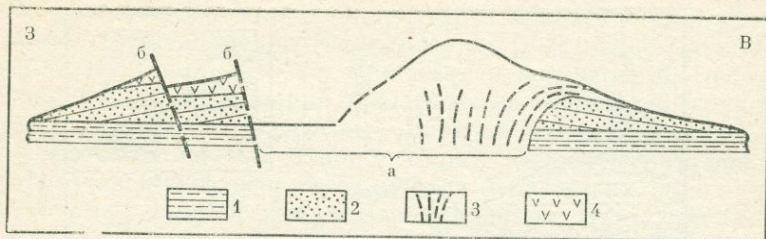


Рис. 15. Схема строения Береговского вулкана и Хаешского липаритового купола (по М. Ю. Фишкину)

1 — аргиллиты нижней осадочной толщи; 2 — липаритовые туфы среднего горизонта; 3 — липаритовый купол горы Хаеш; 4 — поток липарита на горе Керек-Мужиевская; а — предполагаемый поперечник Береговского вулкана; б — сбросы

вулкана Сомма-Везувий. И наконец, после того как замерла активная вулканическая деятельность, туфы под влиянием горячих восходящих растворов подверглись алунификации, каолинизации и окварцеванию. Сами же липариты, закупорившие жерло вулкана, не пропускали горячих растворов и не испытали сколько-нибудь заметного изменения. Остатки Береговского вулкана и его предполагаемое строение показаны на рис. 15.

В большой каменоломне, вблизи центральной части села Доброселья, видны алунифицированные липаритовые туфы, круто наклоненными трещинами разбитые на огромные плиты. Заметны сильная пористость алунифицированных туфов и острые режущие края пустот. Пористость туфов — вторичное свойство, возникшее в результате выноса части вещества первичной породы при алунификации. Прочный с острыми кромками камень Доброселья в прошлом использовался как лучший материал для изготовления мельничных жерновов (так называемый млинський камінь) и славился по всему Закарпатья. Ныне алунифицированные туфы благодаря своей легкости и значительной прочности — превосходный естественный стеновой материал.

К северу от Доброселья среди липаритовых туфов в результате бурения недавно обнаружена мощная толща своеобразных пород — игнимбритов. Внешне они похожи на липариты, но отличаются наличием обломков вулканического стекла. В действительности же это —

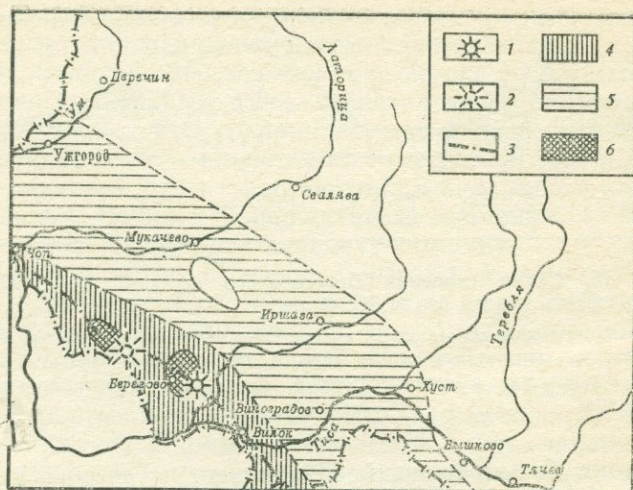


Рис. 16. Схема распространения продуктов миоценового вулканизма в Закарпатье (по Е. Ф. Малееву)

1 — Береговский вулкан; 2 — предполагаемый Беганьский вулкан; 3 — предполагаемый глубокий разлом; 4 — вулканогенные образования максимальной мощности; 5 — туфы небольшой мощности; 6 — участки распространения вулканических куполов

не лавовые породы, а туфовые, возникшие путем сваривания раскаленной стеклянной пыли и обломков вулканического стекла. (О свойствах и происхождении игнимбритов читатель подробнее узнает в главе о вулканах Кавказа; с деятельностью некоторых из них связано образование обширных площадей игнимбритов). Находки игнимбритов в окрестностях Доброселья свидетельствуют о том, что деятельность Береговского вулкана сопровождалась катастрофическими взрывами и появлением раскаленных туч пепла и газов.

Осмотренные вулканические памятники, хотя и выразительны, все же не дают полного представления о распространении лав и особенно туфов миоценовых вулканов. О вероятном распространении проявлений миоценового вулканизма дает представление схематическая карта (рис. 16). Из нее видно, что вулканические продукты этого возраста широко, но неравномерно распределены в Закарпатской впадине. Наибольшие их массы

сосредоточены в юго-западной части области в виде полосы северо-западного направления. В ее пределах выделяется узкая полоса с максимальной мощностью вулканогенных образований, и здесь же находятся два крупных вулкана того времени — Береговский и Беганьский.

Любопытно, что мощная толща миоценовых туфов, образовавшаяся несколько раньше береговских (так называемые даниловские, или новоселицкие, туфы), увеличиваясь в мощности и размерах обломков, протягивается в Северную Венгрию. Следовательно, нижняя часть миоценовых туфов образовалась из «чужого» пирокластического материала, выброшенного северовенгерскими вулканами.

За Добросельем Береговское холмогорье кончается и за мостом через реку Боржаву сменяется равниной. Она уходит не только на юг, но и на восток и север. На северо-востоке видны удаленные на несколько десятков километров вершины Выгорлат-Гутинской гряды, обычно едва проступающие в голубой дымке. А на востоке в мареве жаркого дня чуть-чуть вырисовываются контуры высокой и «коренастой» Черной горы. В центральной части равнины воздымается на 250 м изолированная гора Шаланка. Она вулканического происхождения и состоит из потоков андезито-базальтовой и андезитовой лав.

Останец вулкана Черная гора

Обширная Черная гора, у западного подножия которой раскинулся небольшой древний город Виноградово, настолько велика, что общий обзор ее можно сделать только за несколько километров до городской черты. Она поднимается над уровнем моря на 568 м, над городом на 450 м и протянулась почти на 5 км. Северный склон горы сплошь покрыт вековым дубовым и буквым лесом. Иначе выглядит обращенный к солнцу южный склон, трудом многих поколений виноградарей превращенный в своеобразную огромную каменную лестницу. По заполненным землей ступеням этой лестницы бесчисленными стройными шпалерами поднимается виноградная лоза.

Коническая форма Черной горы и сплошное распространение вулканических пород привело С. Рудниц-

кого, А. Хеффера и других первых исследователей к заключению, что она является потухшим и частично разрушенным вулканическим конусом. Однако дальнейшие работы показали, что, несмотря на свой многокилометровый поперечник, Черная гора — всего лишь остаток более крупной вулканической постройки. Чтобы убедиться в этом, осмотрим несколько участков ее.

В нижней части Черной горы находится большой заброшенный карьер, известный под именем Севлюшского. Он состоит из двух почти соприкасающихся каменоломен.

Интерес представляет южный карьер. Его уступ высотой 20—25 м в верхней и средней частях недоступен для непосредственного осмотра. В нижней части виден поток темно-серой, почти черной андезито-базальтовой лавы, разделенный трещинами на крупные глыбы. Как обычно, с глубиной трещины охлаждения встречаются реже, что особенно хорошо видно в котловане, врезанном в дно карьера. И наоборот, кверху трещины становятся гуще, в кровле потока переходя в нагромождение глыб.

На потоке андезито-базальтовой лавы лежит пласт светлого литокластического туфа*, контрастно выделяющийся на темном фоне карьера. Пласт уходит внутрь горы (погружается на восток) под углом 20—25°. Мощность пласта туфа в разных участках 1,2—2,0 м. Чем объясняется изменение его мощности на коротком расстоянии нескольких десятков метров? Осмотрев пласт и выяснив его соотношение с окружающими образованиями, нетрудно установить, что быстрые изменения мощности пласта туфа вызваны двумя причинами: неровностью кровли подстилающего потока лавы и вдавливанием глыб андезито-базальта из покрывающего глыбового туфа. А это значит, что за выбросом мелко-раздробленного пирокластического материала достаточно быстро следовало накопление глыбового — мелкообломочный рыхлый материал не успевал окаменеть, и в него проседали лежащие выше глыбы.

Над литокластическим туфом лежит мощный пласт глыбового. Он состоит из глыб и вулканических бомб андезито-базальта; некоторые из них гигантского размера — поперечником до 2—3 м. Форма бомб шарообразная и эллипсоидальная со скульптурной поверхностью

(ребристой, волнистой) и пористой внешней оболочкой. Изредка встречаются бомбы с растрескавшейся поверхностью типа хлебной корки. Обращает на себя внимание малиново-красная окраска внешней оболочки бомб. Вызвана она окислением кусков вязкой лавы во время полета в воздухе. Глыбы и бомбы соединены кирпично-красным литокластическим туфом.

Эти особенности строения вулканогенной толщи, вскрытой Севлюшским карьером, и прежде всего огромные размеры вулканических глыб и бомб, определенно указывают на то, что поблизости находилось жерло вулкана. Об этом же говорят многочисленные обнажения агломератовых туфов в удаленных друг от друга частях Черной горы на востоке и юге, где обломки и бомбы меньше — поперечником несколько десятков сантиметров.

Севлюшский карьер интересен еще и тем, что он наглядно показывает сложность строения вулканических толщ и быструю их изменчивость. Эта особенность объясняет выклинивание двух маломощных потоков андезито-базальтовой лавы в северной части карьера. В нескольких десятках метров к северу в меньшем карьере видна та же вулканическая толща, но с некоторым отличием — в глыбовом туфе залегает маломощный поток андезито-базальта со шлаковой кровлей и подошвой.

Строение вулкана Черная гора сложное. Он состоит из потоков и пластов туфов андезито-базальтов и андезитов, образующих крупную многокилометровую постройку. В нескольких местах она прорвана дацитово-лавой в виде вулканических куполов.

В других участках горы лавовые потоки и пласты туфов наклонены только к юго-востоку и в том же направлении уменьшаются в мощности: размер обломков в туфах падает от метровых глыб до кусков в десятки сантиметров. Следовательно, центр вулкана находился на несколько километров северо-западнее Черной горы, и потому последняя является только его меньшей частью, сохранившейся от разрушения Тисой и Боржавой первоначального крупного вулкана. Тиса и сейчас продолжает с юга подтачивать Черную гору, а Боржава далеко ушла в сторону и ныне размывает восточную часть Береговского холмогорья.

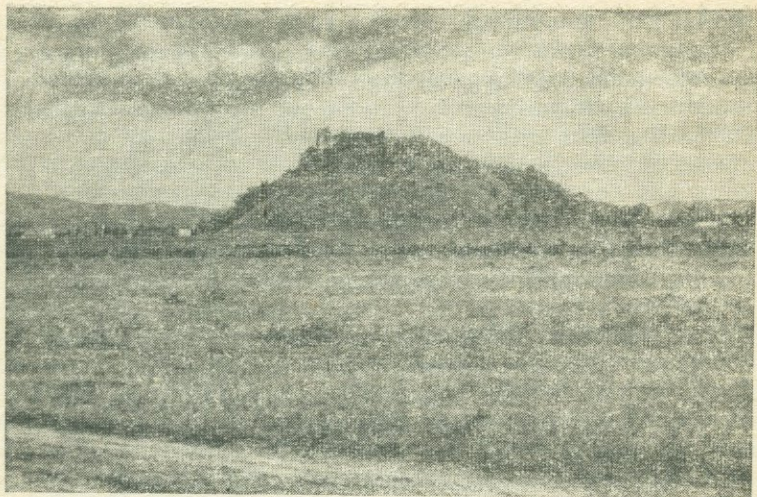


Рис. 17. Липаритовый купол Королевская гора в долине Тисы

Осмотрев Севлюшский карьер, направимся к городу Хусту. Дорога огибает подножие Черной горы, затем поднимается на древнюю высокую террасу Тисы и неожиданно выводит на перевал. С возвышенности открывается изумительный по красоте вид на долину Тисы и перегородившую ее каменную громаду Выгорлат-Гутинской гряды. Бурная Тиса пропилила в ней щель — знаменитые Хустские ворота. За ними по другую сторону гор в широкой долине раскинулся Хуст. По эту сторону ворот долина Тисы быстро расширяется, именно отсюда начинается обширная Средне-Дунайская равнина.

К югу от перевала виден интересный вулканический памятник — возвышающаяся над равниной трапециевидной формы Королевская гора (рис. 17). На ней сохранились руины замка венгерских королей. Королевская гора — вулканический липаритовый купол с основанием, скрытым под наносами долины.

За селом Великая Копань прямая как стрела лента шоссе протянулась по долине Тисы, все ближе подводя к Выгорлат-Гутинской гряде. За селом Рокосовом в обрыв вулканической гряды врезаны два огромных карьера, протянувшиеся на 3—4 км. В обоих вскрыт мощ-

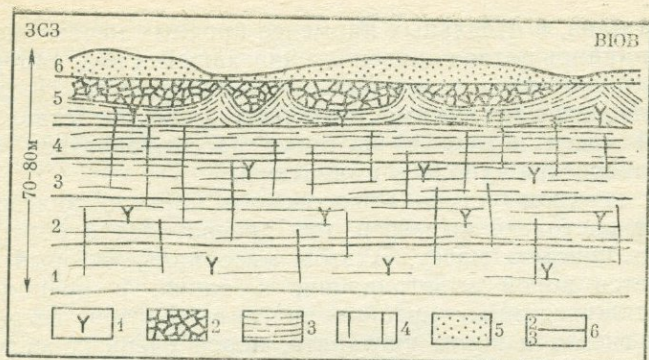


Рис. 18. Строение потока андезито-дацитовый лавы в Рокосовском карьере

1 — плитчатый андезито-дацит центральной части потока; 2 — полустекловатый андезито-дацит кровли потока; 3 — горизонтальные трещины отдельности; 4 — вертикальные трещины отдельности; 5 — андезито-дацит, выветрелый до состояния глины; 6 — номера этажей карьера, граница между ними

ный поток андезито-дацита, но для осмотра более удобен восточный карьер (ближний к Хусту). В многоэтажном карьере высотой 70—80 м видны верхняя и средняя части мощного потока. Его основание находится ниже поверхности Земли, и потому полная мощность потока точно неизвестна. Однако если она хотя бы даже на 10—20 м больше видимой в карьере и как минимум составляет 80—90 м, то и тогда поток андезито-дацита нужно считать весьма мощным. В центральной части потока прекрасно выражена плитчатая отдельность, с глубиной толщина и длина каменных плиток увеличиваются.

В двух верхних уступах карьера картина несколько иная. Плитчатый андезито-дацит средней части потока сменяется в кровле массивной полустекловатой породой с глыбовой отдельностью. Но самое интересное состоит в том, что кровля потока в нескольких местах прорвана клиновидными внедрениями лучше раскристаллизованного андезито-дацита, уже негоризонтальным расположением трещин отдельности, а косым, вырисовывающим контуры внедрений лавы (рис. 18). Это значит, что, после того как поток лавы с поверхности затвердел и превратился в своего рода трубу, по которой

текла лава, в отдельных наименее прочных местах жесткий панцирь потока давлением двигавшейся под напором лавы прорывался клиновидными выжиманиями. Последние геологически несамостоятельны — они представляют собой части потока и не могут рассматриваться как вулканические купола в миниатюре.

В верхнем уступе Рокосовского карьера андезито-дацит настолько выветрен, что превратился в обохренную глинистую массу. В этом материале, который называется корой выветривания, а также в трещинах, находящихся ниже крепких андезито-дацитов, встречаются гнезда и жилы унгварита, порой очень красивого, состоящего из зеленых и коричневых полос. Иногда удастся встретить полупрозрачный унгварит, по окраске и просвечиваемости не отличающийся от лучшего янтаря.

Обратим внимание на кору выветривания. У специалистов ее глинистый, пачкающий руки материал, совершенно не поддающийся минералогическому определению, обычно не вызывает никакого интереса. Однако условия создания коры выветривания, пожалуй, сложнее, чем вулканических пород, из которых она возникла, и, что очень важно, по ее особенностям можно судить о климате. Для коры выветривания вулканических пород Закарпатья характерно разложение коренных пород до образования каолина, галлуазита* и окислов железа, придающих коре красно-бурую окраску. Кора выветривания сформировалась в заключительную часть неогенового периода в условиях теплого и достаточно влажного климата, близкого к субтропическому.

Кора выветривания закарпатских вулканических пород имеет немаловажное практическое значение. Ее верхняя часть, окрашенная в ярко-красные или золотистые тона, — охра — ценная минеральная краска, не изменяющаяся от света и воды. Минеральные краски добывают в предгорьях Выгорлат-Гутинской гряды и поставляют во многие области страны, вплоть до Дальнего Востока.

Вулканические места Хуста

Вблизи впадения быстрой Рики в Тису у подножия конусообразной горы, увенчанной развалинами мону-ментального средневекового замка, раскинулся древний

украинский город Хуст. В нем находится несколько вулканических памятников. Это прежде всего Замковая гора и руины небольшого вулкана на окраине города.

Замковая гора, с которой связано много преданий и исторических событий, почти на полторы сотни метров стремительно поднялась над городом. Ближе к ее подножию дома расступаются в стороны, оттесненные скалой — крайним южным форпостом горы. В прошлом здесь добывали камень, но уже давно карьер заброшен. Скала сильно выветрена, в ней множество тончайших, едва заметных трещинок, и не сразу удастся получить образец породы со свежими поверхностями излома — темно-серого андезито-базальта с многочисленными вкрапленниками полевого шпата.

В андезито-базальте очень четко выражена плитчатая отдельность. Часто расположенными трещинами, полого наклоненными на северо-восток, застывшая лава разбита на тонкие плитки. Хотя данные и скромные, но они позволяют заключить, что андезито-базальт залегает в виде потока.

От карьера по невысокому крутому склону взберемся на плоскую грядку, покрытую старым густым лесом. Гряда постепенно поднимается в северном направлении и почти внезапно переходит в крутой склон Замковой горы. Скальных выходов по пути нет, под ногами лежит суглинок с рассеянной в нем галькой точно такого вида и состава, как в долине Тисы. Пород, находящихся ниже, не видно, но по таким свойствам рельефа, как выровненность поверхности гряды и массивность ее формы, можно считать, что не только на улице Франко, где гряда заканчивается и точно известен ее состав, но и на всем своем протяжении она сложена андезито-базальтом. Спустя некоторое время после своего образования поток андезито-базальтовой лавы размывался Тисой, оставившей на его поверхности гальку.

Плоская гряда заканчивается, и сразу начинается подъем по крутому склону Замковой горы. В чаще леса встречаются глыбы и обломки темно-серого андезито-базальта. Вблизи вершины горы находится приземистый выход андезито-базальта с крутой тонкой полосчатостью, вытянутой в меридиональном направлении. Это позволяет рассматривать Замковую гору как вулканический купол, причем вертикальный наклон полосча-

тости свидетельствует о том, что здесь находится центральная часть купола. Другими словами, рельеф Замковой горы в общем совпадает с вулканическим куполом.

Пологая гряда, отходящая к югу от Замковой горы, скорее всего — расплывшаяся к югу часть купола в виде короткого потока андезито-базальта. Правда, несколько необычен северо-восточный наклон плитчатости удаленной части потока лавы, направленный не по его падению, а навстречу ему. Видимо, это местное отклонение, вызванное поднятием древнего рельефа, по которому текла лава.

С вершины Замковой горы открывается красивая панорама окрестных мест. На западе — мощная, сплошь заросшая лесом Выгорлат-Гутинская гряда, прорезанная Хустскими воротами (рис. 19). За ними к востоку долина Тисы расширяется, переходя в Солотвинскую впадину. На юго-востоке на левобережье Тисы привлекают взор остроконечные горы в окрестностях села Вышкова. Под ногами раскинулись игрушечные домики и улицы Хуста, утопающие в зелени. На севере, куда уходят истоки Тисы, синеют вершины высокого Половинского хребта.

На восточной окраине Хуста — руины небольшого вулкана. За железнодорожным переездом поднимается на 15 м куполообразный холм, чуть ли не наполовину «съеденный» энергичной разработкой камня. Местное население называет холм Гуркой, в геологической литературе он известен как гора Виселичная.

На склоне Гурки, обращенном к железной дороге, в двух примыкающих друг к другу карьерах видно, что гора состоит из нескольких горных пород, граничащих между собой по зигзагообразным линиям. В нижней части карьера лежит поток темно-серой андезито-базальтовой лавы с плитчатой отдельностью. Выше залегает обожженная малинового цвета лава с рассеянными в ней глыбами и обломками темно-серой лавы. Это кластолава, т. е. лава с включением обломков иной лавы. Образовалась она в два этапа. Сперва приблизившаяся к поверхности лава захватила обломки застывшей лавы, затем она вышла на поверхность и кислородом воздуха окислилась, возникшие окислы железа окрасили цемент кластолавы в малиновый цвет.

Полное строение горы видно с другой стороны, вдоль подножия невысокой и короткой гряды, начинающейся у Гурки и быстро опускающейся к руслу Тисы. В заброшенном карьере великолепно прослеживается слоистая толща горных пород, наклоненная на юго-запад. Первые ее два горизонта мы уже видели — это поток андезито-базальтовой лавы и перекрывающая его кластолава.

Над кластолавой лежит мощный пласт литокластического туфа с рассеянными в нем обломками и глыбами андезито-базальта. Эта неоднородность размеров обломочного материала туфа, или, как говорят геологи, несортированность породы, не совсем обычна и нуждается в объяснении. Для этого разберемся в накоплении пирокластического материала. При вулканическом взрыве в воздух выбрасывается раздробленный материал различной крупности, начиная от глыб размером несколько метров и кончая тончайшими частичками (вулканической пылью). Сопровождающий взрыв ветер уносит в сторону пирокластический материал, который тем скорее падает на землю, чем крупнее. У жерла накапливаются глыбы и крупные обломки, на склонах вулканического конуса обломки помельче, за его пределами — вулканический песок и пыль. Но независимо от места накопления пирокластического материала размер обломков будет более или менее одинаков. В нашем случае картина иная — в довольно однородной массе вулканического щебня рассеяны крупные обломки и даже глыбы.

Чтобы объяснить примесь глыб и обломков в литокластическом туфе, приходится допустить, что в образовании этой породы, помимо накопления обломков из взрывной тучи, действовал еще другой процесс, например грязевые потоки, стремительно скатывавшиеся по склонам вулкана, усталанным обломками и глыбами горных пород.

Давайте представим, как развивались события. Дожди, очень часто сопутствующие вулканическим извержениям, приносили много воды. Бурные потоки стекали по склонам вулканической горы и сносили не только рыхлый, только что осевший из воздуха пирокластический материал, но и обломки и глыбы ранее образовавшихся пород, торчавшие на склонах. У подножия вулкана дви-

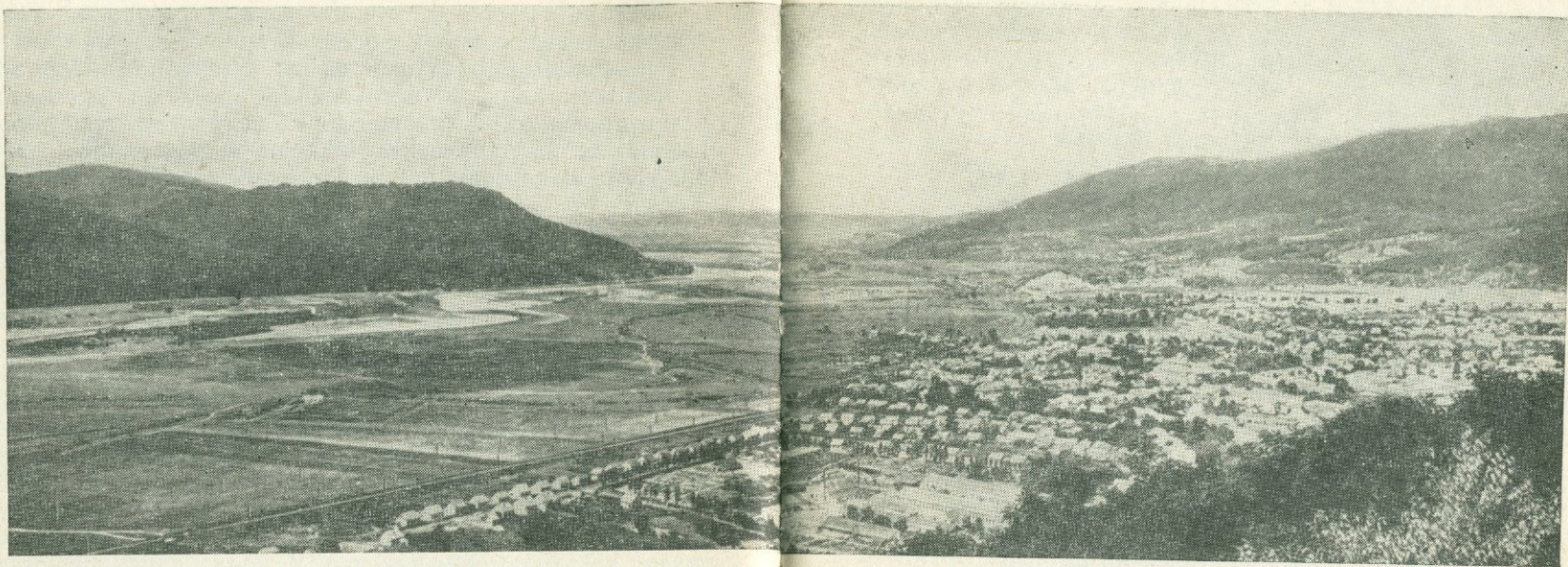


Рис. 19. Панорама Выгорлат-Гутинской гряды и Хустских ворот с Замковой горы

жение грязевого потока замедлялось, и тут накапливалась грязевая масса с рассеянными в ней глыбами и обломками вулканических пород. Затем она окаменела и превратилась в неоднородный желтый туф — ископаемый грязевой поток. Подобные грязевые потоки вулканической природы широко распространены в Индонезии — стране действующих вулканов, где их называют лахарами (это название перешло в мировую геологическую литературу).

Над неоднородным желтым туфом (ископаемым лахаром) лежит желтый однородный литокластический туф, образовавшийся без участия грязевых потоков. И наконец, самым молодым в разрезе является обожженный лапиллиевый туф с изредка встречающимися обломками андезито-базальта.

Осмотр Гурки показывает, что здесь мы имеем дело с остатком прижерловой части небольшого слоистого вулкана. По сохранившемуся фрагменту нельзя судить о

первоначальной высоте вулкана. Но скорее всего это был небольшой вулкан высотой 100—200 м, наподобие современных, действующих короткое время. Вулкан был несамостоятельным, возник он в ходе бокового извержения крупного Хустского слоистого вулкана (остатки его хорошо видны в правом склоне долины Рики).

Сопровождающие вулканы, питающиеся из того же очага магмы, что и основной вулкан, называют паразитическими. Они великолепно изучены в областях современного вулканизма, и по ним можно представить внешний вид и образование древних паразитических вулканов. Очень показателен в этом отношении крупный Ключевской вулкан на Камчатке с его огромным «семейством» паразитических вулканов. Только на его восточном склоне обнаружено более 50 небольших конических с усеченной вершиной вулканических гор высотой не более 100—150 м. Состоят они в основном из обожженных вулканических бомб и шлака. Они нередко окис-

лялись, разогревались и спекались в красную, не очень крепкую массу. Скорее всего, что у Хустского вулкана, как и у современных, был не один паразитический конус, а несколько или даже много. В «сферу его влияния» входил, конечно, и вулканический купол Замковой горы.

Остроконечные горы около села Вышкова

К юго-востоку от Хуста, за большим селом Вышковым поднимается «лес» остроконечных гор. Это — семейство гор Шаян, своеобразный памятник вулканической деятельности. В расположенном в нескольких километрах от Вышкова карьере села Ракош можно увидеть вулканические туфы, из которых получают превосходную плитку для облицовки зданий.

От Вышкова по долине Тисы ведет шоссе длиной около 10 км. Оно упирается прямо в горы. Справа на 200 м поднимается гора Большой Шаян. Рядом находятся ее сестры — горы Средний и Малый Шаян, также имеющие немалый геологический интерес. Но мы ограничимся осмотром Большого Шаяна. От подножия до самой вершины гора сплошь покрыта густым лесом, камни скрыты под почвой и опавшей листвой, поэтому никаких сведений о геологическом строении горы получить не удастся.

Внимательно осмотрим отвалы штолен. Среди камней чаще всего встречается светлая порфировая порода с вкрапленниками серого плагиоклаза и дымчатого кварца. Можно не сомневаться, что это — магматическая порода, вулканическая или близкая к ней по условиям образования. Основная масса в одних образцах плотная, в других — тонкозернистая, в зависимости от того, из какой части массива был добыт камень — у контакта или далеко от него. Такие особенности породы, как светлая окраска, относительно небольшой вес и, что очень показательно, наличие вкрапленников кварца, совершенно определенно относят ее к кислым. Петрографическое исследование показало, что порода горы Большой Шаян принадлежит к дацитам, содержание кремнезема в ней около 66%.

В даците отсутствуют вкрапленники темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка, черная слю-

да), в которых заключена главная масса магния и железа породы. Это очень важная особенность, по ней можно судить о процессах, протекавших в магматическом очаге на глубине. Дело в том, что любая исходная магма, в том числе кислая, непременно содержит железо и магний, при кристаллизации входящие в темноцветные минералы. И если магматическая порода лишена темноцветных минералов, то это значит, что в расплаве произошли процессы, благодаря которым из него были удалены магний и железо. Процессы изменения состава магмы называют дифференциацией, и, следовательно, дациты горы Большой Шаян, лишенные темноцветных минералов, нужно рассматривать как образовавшиеся в ходе дифференциации магмы.

В отличие от многих кислых вулканических пород Закарпатья, для которых характерна свежесть (дациты Холмецкого купола, липариты жерла Береговского вулкана и др.), дацит Большого Шаяна довольно сильно изменен. Преобладающий в его составе плагиоклаз замещен каолинитом и карбонатом*, благодаря чему порода стала белесоватой, а вкрапленники плагиоклаза утратили стеклянный блеск и превратились в матовые. На стенках трещин часто встречаются корочки аллофана*, состоящие из чередования плотных стекловидных полосок с мучнистыми. Эти изменения вызваны деятельностью растворов, из которых отлагались руды.

Хотя современная конусовидная форма дацитового тела Большого Шаяна очень характерна, но она еще не свидетельствует о его первоначальной форме и условиях образования. Дело в том, что такая форма свойственна как вулканическим куполам, возникшим на поверхности, так и массивам, образовавшимся путем внедрения магмы на глубине.

Как показала С. М. Спитковская, анализ геологического разреза Большого Шаяна (рис. 20) позволяет судить об условиях образования дацитового тела. Начнем с того, что оно прорывает отложения паннонского яруса, полная мощность которых в ближайших местах составляет 450—500 м. У Большого Шаяна эти отложения частично размыты, и, как показало бурение, от них сохранилась толща мощностью около 300 м. Учтем, что гора поднимается над поверхностью размытых паннон-

ских отложений на 200 м, причем несомненно, что и ее вершина несколько размыта. Мощность сохранившейся толщи паннонских отложений вместе с современной высотой горы плюс 10—30 м на ее размыв составит около 510—530 м. Сравнив полученные данные, мы видим, что магма в момент внедрения не только подошла к земной поверхности, но и прорвалась и поднялась над ней на несколько десятков метров в виде невысо-

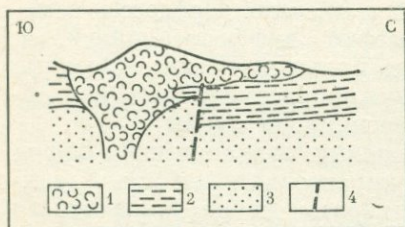


Рис. 20. Схематический геологический разрез горы Большой Шаян (по С. М. Спитковской)

1 — дациты; 2 — плотные глины, песчаники и бурый уголь паннонского яруса; 3 — плотные глины, песчаники и туфы сарматского и тортонского ярусов; 4 — разрывные нарушения

кого купола. Таким образом, по условиям образования дацитовое тело горы Большой Шаян неоднородно: в нижней части это субвулканическое тело, в верхней — вулканический купол.

При осмотре отвала следует обратить внимание не только на образцы дацита, но и на неоднородный камень, прорезанный сетью белых каолиновых прожилков с мелкими кроваво-красными кристалликами киновари. Даци́т с густой сетью прожилков с киноварью — руда на ртуть, очень важный и дефицитный металл в наше время. В глубине Большого Шаяна обнаружено несколько рудных участков, которые пока не разрабатываются.

Другим полезным наследием вулканической деятельности в этом районе являются минеральные источники. В Закарпатье минеральные источники не редкость. Они закономерно располагаются вдоль Выгорлат-Гутинской гряды и южных склонов Полонинских гор. Как же возникли минеральные источники?

На глубине многих сотен метров подземные воды медленно просачиваются через поры и трещины горных пород. Блуждая в недрах, они обогащаются веществами, извлеченными из горных пород, и превращаются в сложный раствор, состоящий из разнообразных солей

и газов. В то же время на глубине под влиянием затухающей вулканической деятельности образуется углекислый газ. Находясь под сильным давлением, он сжимается и, встречаясь с подземными водами, растворяется, образуя единую жидкость.

Где-то на пути подземной минеральной воды попадает трещина, поднимающаяся к поверхности Земли. В трещине давление на водный раствор уменьшается, и это сразу сказывается на поведении углекислоты. Она быстро переходит из жидкого состояния в газообразное, и вода бурно изливается на поверхность. Но в бьюетах* санатория минеральная вода вытекает спокойно. Объясняется это тем, что вода источников забрана в трубы и поступление ее в бьюеты регулируется.

Окрестности Вышкова интересны еще и тем, что у села Ракош добывают вулканический туф. На окраине села в склоне горы разрабатываются светлые зеленовато- и желтовато-серые литокластические туфы, легко раскалывающиеся на плитки. Туфы состоят из пористых кусочков кислой лавы размером с горошину, а иногда покрупнее (поперечником до 5—20 мм). Туфовая толща слоистая, в ней выделяется несколько пластов, не очень сильно различающихся по окраске и количеству крупных обломков. Пласты слабо наклонены на север. Ракошские туфы образовались в миоценовую эпоху.

В карьере действует несколько камнерезных установок. Из каменных заготовок алмазными плитами вырезают правильной формы плитки. На гладкой, словно шлифованной, поверхности четко выступает замысловатый мозаичный узор, особенно красивый в участках скопления крупных обломков. Плитками такого камня (в Закарпатье его называют «вышковским») облицовано здание ресторана в Тячеве и многие дома в Вышкове и ближних селах.

Своеобразие неогенового вулканизма Закарпатья

После того как мы узнали о вулканической деятельности в отдельных местах Закарпатья, остановимся на некоторых важнейших особенностях неогенового вулканизма в целом. Начнем с более раннего миоценового вулканизма.

Прежде всего бросается в глаза широкое распространение пород, образовавшихся из кислой магмы, в Береговском и Косино-Запсоньском холмогорьях, Беганьской горе и других местах. В этих участках встречаются пласты липаритовых туфов мощностью в десятки и даже сотни метров, крупные вулканические купола, образующие самостоятельные горы, и мощные потоки липаритовой лавы. Правда, ниже земной поверхности лежат андезитовые лавы и туфы, но предполагалось, что их мало, поэтому роль андезитов в общей массе продуктов миоценового вулканизма считалась незначительной. Вулканические породы и туфы, образовавшиеся в миоценовую эпоху, объединяли в одно семейство — липаритовую формацию.

Однако в последние годы, когда были пробурены глубокие скважины в Береговском холмогорье и его окрестностях, у села Великой Доброни, города Чопа и в ряде других мест, стало ясно, что в мощной миоценовой осадочной толще заключены довольно крупные вулканические горизонты, состоящие из переслаивающихся лав и туфов андезитов и андезито-базальтов. Например, у Великой Доброни на глубине 560—910 м залегает толща андезитовых туфов с лавовыми потоками. Несомненно, что скважина попала в какой-то перекрытый осадочной толщей слоистый вулкан. На глубине 3300—3380 м вскрыт массив порфировидного диорита *. К проявлениям глубинного вулканизма относятся и полуглубинные массивы основного и среднего составов Вышковского района.

Эти данные позволили Э. А. Лазаренко выделить, кроме липаритовой формации, еще и андезитовую. Сразу возник вопрос: одного они возраста или нет? В результате тщательного изучения керна* глубоких скважин оказалось, что в миоценовой толще по крайней мере четыре раза повторялись андезитовая формация и следовавшая за ней липаритовая.

Отсюда на первый взгляд можно сделать вывод, что в Закарпатье, как и во многих других вулканических районах, мы встречаемся с довольно обычным случаем смены андезитов липаритами. Она объясняется тем, что из очага основной магмы на поверхность сперва поступали неизменные или почти неизменные порции, застывшие в виде андезито-базальтов и андезитов. Остав-

щаяся на глубине магма под влиянием ряда причин становилась неоднородной, как говорят геологи, дифференцировалась. В ходе дифференциации магма в верхней части очага обогащалась кремнием и щелочами, т. е. химическими элементами, характерными для кислых магм. Поэтому по мере дифференциации магмы и выхода на поверхность Земли отдифференцированных порций образовывались все более кислые лавы.

Это объяснение, однако, неприменимо к нашему случаю. Ведь если бы дело обстояло так, тогда в составе вулканических продуктов должны преобладать андезитовые и андезито-базальтовые породы, но в действительности их явно меньше, чем липаритовых.

Имеется и другое предположение. Допустим, что все миоценовые вулканические породы возникли из кислой магмы. Но тогда образуются только кислые вулканические породы, поскольку нет механизма, посредством которого из кислой магмы можно получить большие объемы разнообразных пород среднего и основного состава. Таким образом, предположение о родоначальной магме кислого состава несостоятельно.

Впервые объяснение одновременному образованию липаритовой и андезитовой формаций в миоцене Закарпатья дал Э. А. Лазаренко. Он привел ряд данных о независимости друг от друга обеих формаций — каждая из них возникла из обособленного магматического очага. Другими словами, породы липаритовой формации образовались из магматического очага в гранитной оболочке, породы андезитовой формации — из очага в верхней мантии. Близость во времени, а иногда и одновременность действия двух очагов объясняется тем, что, когда складывались благоприятные условия для подъема магмы, они оказывались одновременными для очагов кислой и основной магм.

Иные особенности характеризуют плиоценовый вулканизм. Выгорлат-Гутинская гряда сложена андезитами, андезито-базальтами и близкими к ним породами, тогда как липаритов очень мало. По подсчетам Е. Ф. Малеева, в ходе плиоценового вулканизма в Закарпатье на поверхность поступило около 2000 км³ андезито-базальтовой и андезитовой лавы и только около 60 км³ липаритовой и дацитов, т. е. всего несколько процентов от общего количества изверженного материала! По-

роды плиоценового вулканизма объединены в андезитовую формацию.

Где же происходила дифференциация основной магмы, благодаря которой в состав андезитовой формации вошло и немного кислых пород — андезито-дацитов, дацитов и липаритов? Скорее всего в промежуточных магматических очагах, т. е. в участках земной коры, где продвигавшаяся вверх родоначальная магма задерживалась. В охлаждающейся магме в спокойной обстановке совершалась дифференциация и образовывались небольшие объемы кислых расплавов. Выходя на поверхность, они дали андезито-дацитовые и липаритовые лавы.

Господствующие в Выгорлат-Гутинской гряде огромные массы андезито-базальтов и андезитов по составу близки к родоначальной магме. Возникли они из быстро поднявшейся с места рождения, нигде не задерживавшейся магмы. На своем пути она не успевала поглотить кислые породы гранитной оболочки и сколько-нибудь существенно изменить состав (поэтому она только немного кислее родоначальной магмы).

Еще одна интересная особенность, в которой протекал вулканизм Карпат, раскрывается, если сравнить его геологические и географические условия с современными цепями вулканов на окраине Тихого океана. Припомним, что в миоценовую, а затем в плиоценовую эпоху в Восточных Карпатах сложилась своеобразная обстановка. От юго-западного края Русской платформы до Венгерского срединного массива располагался ряд геологических зон. Крайнее положение занимал Предкарпатский прогиб с глубоко погруженным фундаментом. В миоцене он был покрыт водой. Дальше находилось Карпатское складчатое сооружение, сперва состоявшее из ряда невулканических островов, а затем в ходе поднятий объединившееся в горный хребет. Еще дальше, параллельно Карпатскому сооружению, протянулась цепь миоценовых вулканов, в плиоцене сменявшаяся к северу лежащей Выгорлат-Гутинской вулканической грядой. В тылу этих геологических зон лежали Венгерский срединный массив и его окраинная часть — Закарпатская впадина.

В середине 60-х годов В. И. Лебединский и А. И. Шалимов увидели в этой картине строения Карпат и примыкающих к ним зон большое сходство с двойными

островными дугами — одним из характерных типов современных геосинклиналей. Взглянув на географическую карту Тихого океана, мы заметим, что цепочки гористых островов в виде дуг, выпуклых в сторону океана, обрамляют побережье океана. Поэтому их и называли островными дугами. Замечательным примером островной дуги служат Курильские острова. Многочисленные острова Курил разобщены только над поверхностью воды. В действительности же это — вершины и гребни огромного хребта, основание которого лежит на дне океана. Вдоль внешнего края островов и восточного побережья Камчатки протянулась глубоководная океаническая впадина в виде узкого желоба. Его склон в сторону суши переходит в подводную гряду невулканических возвышенностей. За ней и подводным проливом находится вторая гряда островов, на этот раз поднимающихся над морем и усаженных вулканами. Горная постройка в сторону суши сменяется Охотским морем, геологически жестким участком земной коры, погруженным под воду.

Островные дуги, пожалуй, самые беспокойные участки земной коры. На протяжении последнего этапа геологической истории здесь происходят быстрые опускания и поднятия, мощные толщи горных пород сминаются в складки, земную кору рассекают разрывы, совершается множество землетрясений, извергаются вулканы.

Можно утверждать, что в неогене Карпатская геосинклиналь была двойной островной дугой. Предкарпатский прогиб легко сравнить с глубоководным желобом современной островной дуги, горную цепь Карпат — с внешней невулканической дугой, миоценовую и плиоценовую вулканические гряды — с внутренней вулканической дугой, Венгерский срединный массив и его окраинную часть (Закарпатскую впадину) — с тыльной частью современной геосинклинали побережья Тихого океана.

Вывод о том, что Карпатская геосинклиналь в неогене проходила стадию островных дуг, имеет немаловажное значение. В этом случае особенно полезно сравнение «палеодуг» Карпат с современными островными дугами, в которых мы сейчас можем видеть геологические процессы (и их результаты), протекавшие 15—5 млн. лет назад в Карпатах.

Древние вулканы Крыма

Крым был моим первым университетом. Он научил меня интересоваться природой и любить ее. Он научил меня работать, раскрывать тайны природных богатств.

Академик А. Е. ФЕРСМАН

Крымские горы во многом отличаются от соседних и геологически родственных им Восточных Карпат и Кавказа. Это касается не только длины и высоты, но и продолжительности активной геологической жизни и вулканизма. К тому же крымские вулканы значительно сильнее разрушены. И тем не менее они дают возможность познакомиться с некоторыми особенностями вулканической деятельности лучше, чем в Карпатах и на Кавказе.

Крым, или, точнее, Крымский полуостров, соединенный с материком узким и низменным Перекопским перешейком, имеет форму неправильного четырехугольника с широким выступом Тарханкутского полуострова на северо-западе и длинным выступом Керченского полуострова на востоке. Площадь Крымского полуострова 26 тыс. км². Расстояние от Перекопа на севере до самой южной точки Крыма — мыса Сарыч — составляет 195 км, в широтном направлении от мыса Тарханкут до Керченского полуострова — 325 км. Поверхность Крыма резко делится на северную, степную, часть, занимающую три четверти полуострова, и южную, горную, часть, на долю которой приходится одна четверть (рис. 21).

Равнинная часть Крыма хотя и обширна, но рельеф ее довольно однообразен. На севере это совершенно плоская равнина, занятая Сивашом (мелководным заливом Азовского моря) и солеными озерами. Южнее у Джанкоя, она слегка всхолмлена, и только вблизи Симферополя появляются первые возвышенности.

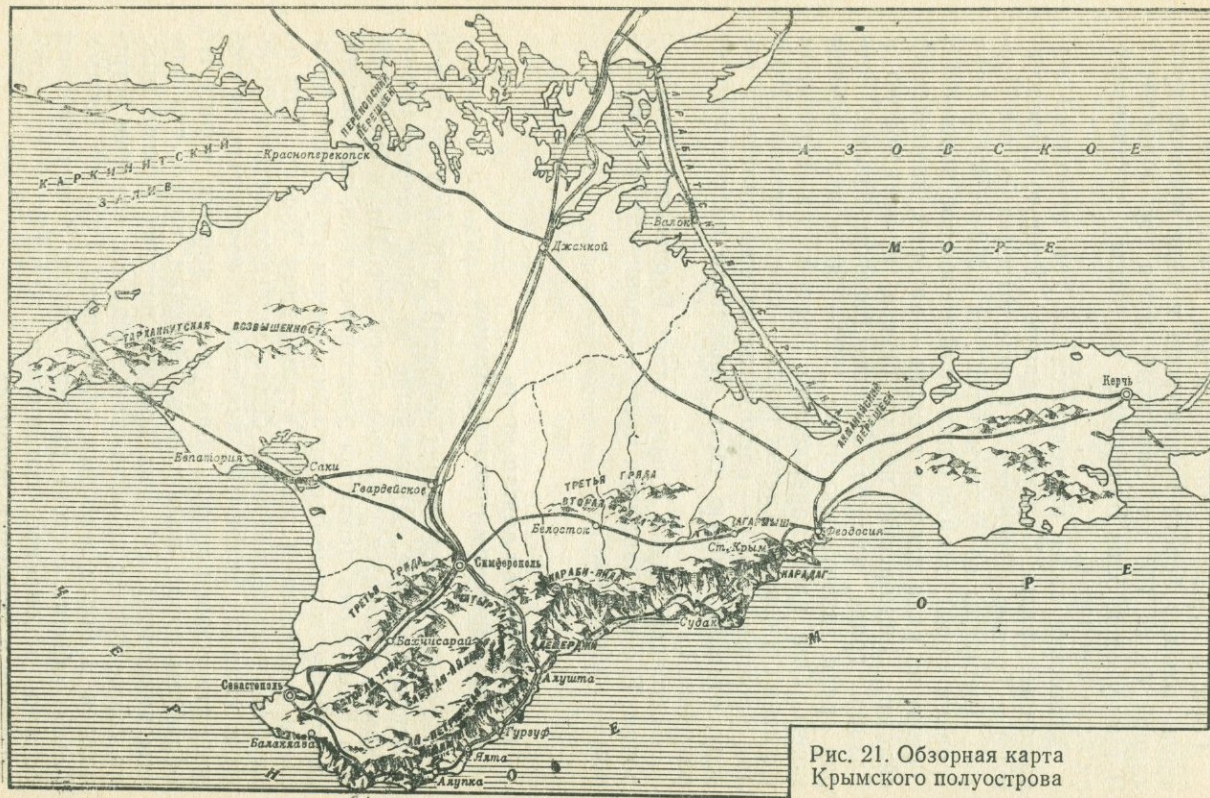


Рис. 21. Обзорная карта
Крымского полуострова

Горный Крым — это скалистый хребет, вытянутый вдоль южного берега полуострова в виде пологой дуги длиной более 160 км. Западный конец гор подходит к Черному морю близ Балаклавы, восточный заканчивается близ Феодосии.

Крымские горы разделяются на три отчетливо выраженные гряды: Первую (Главную), Вторую (Предгорную) и Третью (Внешнюю). Самая высокая из них Первая (вершины ее поднимаются на 1200—1500 м над уровнем моря), занимающая крайнее южное положение, состоит из ряда плоских вершин — нагорий, называемых яйлами. Приморскую полосу берега, примыкающую к Главной гряде, именуют Южным берегом Крыма. Вторая гряда значительно ниже (600—750 м над уровнем моря). Она идет параллельно Первой, на некотором удалении к северу. Третья гряда — самая низкая (250 м над уровнем моря) — располагается еще дальше к северу, отделяя горную часть Крымского полуострова от равнинной.

Восточный район Крыма занят Керченским полуостровом. Его юго-западная часть — равнинная, а в остальном — холмистая.

Вулканическая деятельность в геологическом прошлом Крыма

История геологических событий в Крыму уходит в далекое прошлое. Древнейшие из них, запечатленные в камне, относятся к палеозойской эре. Но, в сущности, для Крыма они являются доисторическими, так как палеозойские горные породы обнаружены глубокими буровыми скважинами только в равнинном Крыму. Там на глубине тысячи метров и более залегают метаморфические сланцы, кварциты, диабазы и некоторые другие магматические породы, образующие мощную толщу. По образцам пород, поднятых из скважин, видно, что пласты наклонены. Об этих древних породах Крыма можно также судить по обломкам и глыбам, которые встречаются в более молодых отложениях Горного Крыма. Глыбы обычно состоят из известняков. В них найдены остатки ископаемых организмов, живших в каменноугольном и пермском периодах.

Эти скудные геологические данные все же дают основание считать, что на месте равнинного Крыма в палеозойскую эру существовала геосинклиналь. В ней накапливались осадочные породы, в недрах Земли действовал магматический очаг, питавший палеозойские вулканы. В ряде случаев магма застывала, не доходя до поверхности, в виде массивов глубинных пород. В конце палеозойской эры осадки были смяты в складки, а море покинуло современный равнинный Крым. Складчатое поднятие быстро разрасталось и превратилось в горную страну.

После того как к концу палеозойской эры образовалось складчатое горное поднятие, земная кора стала жесткой и более устойчивой. На ней с перерывами накапливались осадки, колебательные движения были вялыми. На месте геосинклинали возникла молодая платформа, а поскольку ее фундамент создан герцинской складчатостью, платформу называли эпигерцинской, т. е. послегерцинской (от древнегреческого слова «эпи» — после). Есть у нее и другое название — Скифская платформа, данное по имени скифов, некогда живших в степях Причерноморья.

В начале мелового периода Скифская платформа погрузилась в море. На дне моря были отложены толщи осадков меловой, палеогеновой и неогеновой систем. И только к концу неогенового периода платформа освободилась от моря. А в районе Сиваша опускания продолжают поныне.

Осадочный чехол Скифской платформы залегает не только горизонтально, но и образует очень пологие, значительные по размерам поднятия и прогибы (рис. 22).

Геологическая история Горного Крыма во многом отличается от событий, происходивших в равнинном Крыму. Достоверно она прослеживается с конца триасового периода.

Крымская геосинклиналь в триасовом и в начале юрского периода представляла собой морской бассейн, с севера ограниченный приподнятой сушей нынешнего равнинного Крыма, с юга — поднятием, находящимся в пределах современного Черного моря. Древняя суша разрушалась, возникавший глинистый и песчаный материал сносился в прогиб.

Так постепенно в конце триаса и в ранней юре на дне моря образовалась мощная толща осадков, состоявшая из многократного переслаивания пластов ила и песка, сравнительно бедных органическими остатками. Она уплотнилась, затем окаменела и превратилась в «слоеный пирог» из аргиллитов и песчаников. Эта очень характерная толща составляет основание Крымских гор и прослеживается вдоль Южного берега от мыса Ласпи до Судака, а также выходит на поверхность на большой площади в верховьях рек Бельбека, Качи и Альмы. По древнему названию Крымского полуострова ее именуют таврической формацией.

Погружение Крымской геосинклинали на первых порах шло довольно спокойно. Затем в ее северной части возник глубинный разлом, по которому поднялась магма. В одних случаях она не дошла до поверхности и застыла на глубине в виде внедрений между пластами. Эти тела хорошо видны в истоках реки Бодрак. В других местах (например, в окрестностях Симферополя) расплавленная масса достигла поверхности, по которой то растекалась потоками лавы, то, взрываясь, создавала накопления туфов. Магматическая деятельность отмечалась в конце триасового и в начале юрского периодов. В абсолютном исчислении события, о которых идет речь, происходили 170—200 млн. лет назад.

Заключительный этап этой магматической деятельности проходил вдоль огромного разлома меридионального направления, разбившего Крым на две части. Магма поднялась по разлому и застыла на небольшой глубине, образовав массивы грушевидной формы. В настоящее время они выведены на дневную поверхность в виде куполовидных гор Южного берега — Кастели, Чамны-Буруна, Медведь-Горы и др. Время образования массивов — 160—170 млн. лет назад. Примерно в то же время начались деформации горных пород таврической формации: слои сминались в складки различных размеров, от долей метра до километров. Смятые пласты песчаников и аргиллитов великолепно видны на Южном берегу, особенно в выемках шоссе и в поднимающихся над морем обрывах.

В среднеюрскую эпоху на месте Крымских гор расстиралось море. Дно моря было неровным, подводные горы разделили его на ложбины, в которых накапли-

вались пески и илы. Местами гряды поднимались над уровнем моря в виде островов с изрезанной береговой линией. В заболоченных участках тихих мелководных заливов накапливались остатки тропических растений, впоследствии превратившиеся в каменный уголь.

Продолжавшееся прогибание Крымской геосинклинали в среднеюрскую эпоху возродило глубинные разломы, по которым устремилась магма. Среднеюрская эпоха — время наиболее сильной вулканической деятельности в Крымской геосинклинали. Остатки среднеюрских вулканов обнаружены во многих местах — на Карадаге, у села Голубой залив, возле курортов Мелас и Форос, у села Карагач, вблизи Симферополя, и в других местах.

На границе средне- и позднеюрской эпох произошло важное событие. Накопившаяся мощная толща среднеюрских горных пород сжалась в складки, и на короткое время почти вся территория Горного Крыма оказалась приподнятой над уровнем моря. В это время сформировались многие черты «архитектуры» Крымских гор. Тогда же возникли и самые крупные складки. Спустя короткое время море возвратилось в Горный Крым, но заняло меньшую площадь.

Собранная в складки земная кора стала жесткой, утратила подвижность, и уже в позднеюрскую эпоху прогиб не был типичной геосинклиналью. В нем в довольно спокойной обстановке накапливались известковые илы. В мелководных прибрежных участках охотно селились колониальные кораллы и известковые водоросли. Нарастая друг на друга, они образовывали подводные скалы (риффы). Теперь мы их видим среди толщи слоистых известняков Первой гряды в виде обособленных участков прочных массивных известняков.

Позднеюрский прогиб с некоторыми изменениями существовал и в раннемеловую эпоху. В середине мелового периода произошло крупное поднятие складчато-глыбового сооружения, возникшего из Крымской геосинклинали. Острова, сливаясь между собой, стали началом будущего горного хребта. На южных островах поднимались вулканы, действовавшие примерно 100 млн. лет назад. Вулканическая деятельность мелового периода — последнее проявление вулканизма в Горном Крыму. И хотя затем в геологической истории было еще

много бурных событий, излияния лавы больше не повторялись.

В последующие эпохи геологическая история Горного Крыма сводится к разрастанию поднятия мелового возраста и формированию его современного лика. Первоначально это был обширный остров, постепенно превратившийся в полуостров. Поднятие шло прерывисто, крымский участок земной коры то опускался, и его окраины заливались морем, то воздымался над морским простором в виде широкого плоского свода.

В неогеновый период, когда мегантиклинорий Крыма быстро поднимался и вместе с тем разрушался, к северу от его восточной части образовался глубокий прогиб, заполнившийся морскими неогеновыми отложениями мощностью до 5 км. По названию местной реки он назван Индольским. Индольская впадина составляет лишь восточное окончание обширного Индоло-Кубанского передового прогиба в поясе передовых прогибов Альпийского складчатого пояса. Большая часть этой структуры занимает южную часть дна Азовского моря и обширную Кубанскую низменность.

Рассмотрев в общих чертах историю вулканической деятельности в Горном Крыму, мы видим, что она проявлялась многократно, в разное время и в различных формах — в глубинах Земли и на ее поверхности, под водой и на суше. К этому нужно еще добавить, что в Крымских горах магматические породы не занимают больших площадей и объемов, но встречаются во многих местах. Изверженных пород по площади и объему гораздо меньше, чем песчаников, аргиллитов, известняков, мергелей и других осадочных пород. Эта особенность может показаться необычной, ведь в горных странах магматические породы, как правило, широко распространены и нередко слагают протяженные горные хребты. Достаточно, например, сослаться на Урал или Малый Кавказ, где вулканические и глубинные породы непрерывными полосами протягиваются нередко на многие десятки и даже сотни километров.

Однако правильнее сказать, что бедность Крыма магматическими породами — кажущаяся, так как значительная часть Крымских гор ныне находится под водами Черного моря южнее современной береговой линии. Именно там, в затопленной части Крымских гор, по

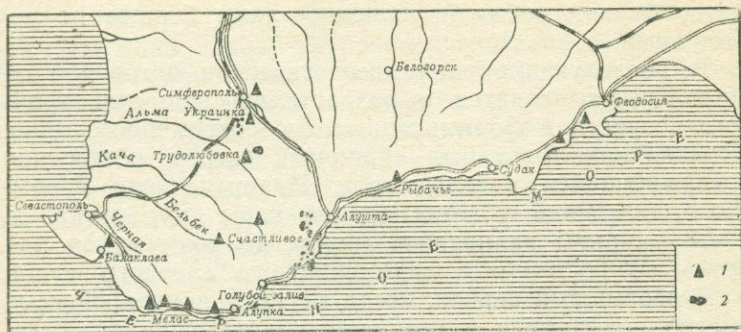


Рис. 23. Главные памятники вулканизма в Горном Крыму

1 — вулканические памятники; 2 — массивы глубинных пород

всей видимости, и распространена главная масса изверженных пород и связанных с ними руд. Там же находились вулканы мелового периода, о деятельности которых свидетельствуют туфы в окрестностях Балаклавы.

В целом геологическая история и тектоническое строение Крымского полуострова несколько проще, чем Восточных Карпат.

Изучением вулканизма Крыма занималось много поколений геологов. Первым естествоиспытателем, посетившим Крым в начале 80-х годов XVIII в., был К. И. Габлиць. В своей книге о географии юга России он упоминает о проявлениях вулканизма на Южном берегу Крыма. Чуть позже, в конце XVIII в., по Крыму путешествуют русские академики-естествоиспытатели В. Ф. Зуев и П. С. Паллас, сделавшие немало ценных геологических наблюдений.

Однако целенаправленное изучение магматических пород началось лишь в конце XIX в., когда А. Е. Лагорио, крупный геолог и экспериментатор, широко известный опытами по получению минералов и горных пород в лабораторных условиях, исследовал вулканическую группу Карадаг и интрузивные массивы Южного берега. В первой половине XX в. В. В. Аршинов и А. Ф. Слудский получили сведения об отдельных проявлениях вулканизма и сделали первые обобщения.

Современные представления о вулканической деятельности, ее общей картине развития базируются на

геологической основе, созданной М. В. Муратовым, и специальных геолого-петрографических исследованиях В. Н. Павлинова, В. И. Лебединского, А. И. Шалимова, С. М. Кравченко и других, проведенных в 40—60-х годах.

Перейдем к знакомству с конкретными проявлениями вулканизма Горного Крыма. Местоположение вулканических памятников, о которых пойдет речь, показано на рис. 23. Следует обратить внимание на то, что, поскольку Крымские горы древнее Карпат и сильнее разрушены, здесь встречаются не хорошо сохранившиеся вулканы, а только их руины или даже только их корни.

Вулканическая группа Карадаг

В горах Восточного Крыма между Феодосией и Судак, там, где скалистые гребни спускаются к тихим, голубым бухтам фантастическим нагромождением каменных круч, зубцов, колонн и глубоких ущелий, встают руины Карадага.

Горная группа Карадаг занимает небольшое пространство между Коктебельской и Щебетовской плодородными долинами. Хребты и вершины Карадага состоят из вулканических темных пород, которые резко отличаются от соседних возвышенностей, сложенных из светло-серых известняков. Этим более темным цветом и объясняется, вероятно, название горного массива Карадаг (в переводе с тюркского — «Черная гора»).

Горная группа Карадаг занимает небольшую площадь около 20 км², а вулканические породы захватывают всего около половины ее. Сконцентрированы они в двух местах — в возвышенности, протянувшейся вдоль побережья (Береговой хребет), и в высокой куполовидной вершине в глубине суши (Святая гора, или Большой Карадаг). К ней примыкает вершина пониже — Малый Карадаг (рис. 24). Береговой хребет по рельефу неоднороден и делится на четыре части, получившие названия Карагач, Хоба-Тепе, Магнитный и Кок-Кая.

Н. Н. Прозоровский-Голицын и А. Е. Лагорио обратили внимание на своеобразную особенность его рельефа — высокую Святую гору конической формы,

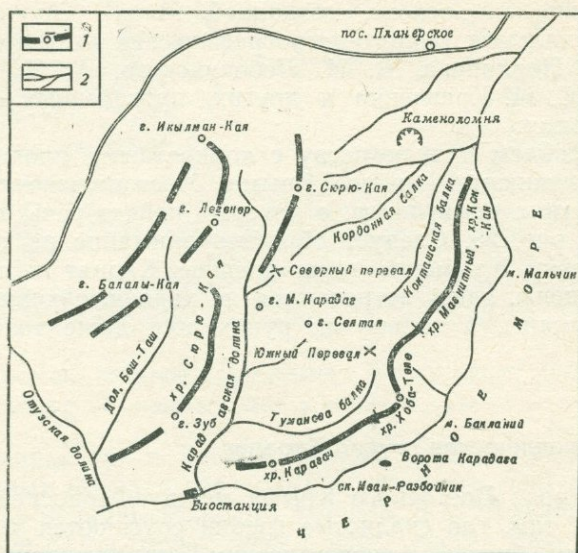


Рис. 24. Схема основных хребтов, балок и бухт Карадага

1 — хребты; 2 — балки

окруженную в виде полукольца вулканическим Береговым хребтом. У них возникло представление о вулканическом конусе и обрамляющих его стенах обширного кратера. Первые исследователи рассматривали Карадаг как один большой вулкан. Рисовалась картина наподобие конического конуса широко известного итальянского вулкана Везувия, окруженного чашеобразной стеной более древнего вулкана Сомма.

Дальнейшие исследования показали, что представление о Карадаге как двойном вулкане типа Сомма-Везувий неправильно. Было установлено, что Святая гора и Береговой хребет состоят из разных горных пород, отличаются строением и не могут считаться частями одного вулкана.

Представление о геологическом строении Карадага дает схематическая карта (рис. 25). Видно, что в строении вулканической группы принимают участие лавы и туфы, но распространены они неодинаково — лав мало, а туфов много. Привлекает к себе внимание участок

Берегового хребта под именем Хоба-Тепе. Нижняя его часть — типичное субвулканическое тело кератофира, вернее, вулканическая пробка, закрывшая жерло древнего вулкана. Интересна также Святая гора, сложенная своеобразными редкими породами — трассами.

Вулканическая группа Карадаг, несмотря на небольшие размеры, характеризуется сложным строением и состоит из различных вулканических пород. К тому же строение Карадага сильно усложнено еще и тем, что толща горных пород, первоначально находившаяся в горизонтальном положении, затем была дислоцирована, смята в складки и разрывами разбита на блоки.

На карте показаны разрывы двух типов. Первый тип представлен сбросами (показан пунктиром). Сбросы

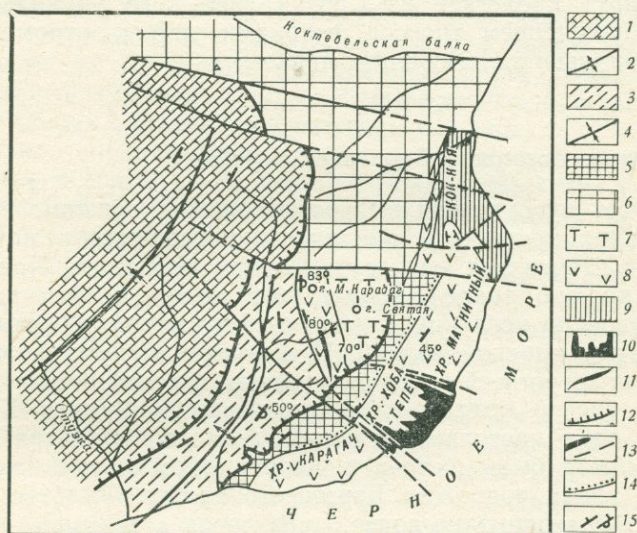


Рис. 25. Схематическая геологическая карта вулканической группы Карадаг (по В. И. Лебединскому и А. И. Шалимову)

1 — верхнеюрские известняки; 2 — перегиб синклинали; 3 — песчаники и глины средней юры; 4 — перегиб антиклинали; 5 — глины и конгломераты средней юры; 6 — глины и песчаники в окрестностях Планерского; 7 — трассы Святой горы; 8 — вулканогенная толща Берегового хребта и Малого Карадага; 9 — глины и конгломераты, лежащие под вулканическими породами Берегового хребта; 10 — кератофировый массив Хоба-Тепе; 11 — крупные дайки кератофиров; 12 — надвиг; 13 — сбросы; 14 — тектонический контакт; 15 — залегание слоистых толщ

рассекают Береговой хребет в поперечном направлении. Разрывы второго рода — надвиги (на карте они обозначены сплошными линиями с короткими поперечными черточками). Крупный надвиг проходит по Тумановой балке, по нему среднеюрская толща Святой горы надвинута на средне-верхнеюрские сланцеватые глины, слагающие дно и склоны балки.

О строении вулканической группы Карадаг можно получить довольно полное представление, совершив три маршрута. Первый — вдоль морского берега у подножия Берегового хребта — дает возможность в великолепных обнажениях приморских скал увидеть строение вулканической толщи. Второй маршрут проходит по гребню Берегового хребта, он дополнит нижний путь. Третий маршрут пролегает по Святой горе с ее уникальным месторождением трассов, потоками лав и огромными вертикально залегающими дайками.

Вдоль подножия Берегового хребта

Этот путь нельзя полностью пройти пешком: в нескольких местах высокие скалы обрываются в море и берег становится недоступным для пешехода. Правда, кто хорошо знает Карадаг, тот может пройти вдоль обрывов по неглубокому подводному карнизу в скалах, выбитых морской волной. И все-таки по пути несколько раз встретятся глубокие участки, которые можно одолеть только вплавь, а у грандиозных обрывов Хобатепе один настолько длинный (больше километра), что не может быть и речи о непрерывном пешем маршруте вдоль подножия Берегового хребта. Удобнее всего его совершить на лодке.

За белоснежным зданием бывшей биологической станции видна широкая Карадагская балка, врезанная в горизонтальные поверхности разных уровней. Это — древние террасы, каждая из них представляет собой остаток днища балки.

В верховье балки взор привлекает зубчатый известняковый хребет, напоминающий гигантскую каменную стену, Сюрю-Кая. За ним видна пологая седловина Северного перевала, правее поднимается черная скалистая вершина Малого Карадага. Еще дальше возды-

мается обширный купол Святой горы, почти сплошь заросший густым лесом.

Но вот пляж остался позади, и лодка приблизилась к береговому обрывам Карагача с его скалами и утесами. Берег усеян глыбами. Перед нами каменный хаос. А дальше обрывы неумолимо приближаются к морю, и у скалы Левинсона-Лессинга в виде огромной вертикальной пластины, отделившейся от Карагача, глыбы и скалы преграждают путь по узкой полоске суши.

Со стороны моря хорошо видно, что Карагач состоит из буровато-зеленых и коричневых пластов туфов, залегающих вертикально или круто наклоненных в сторону суши. Одни из них крепкие, сильнее сопротивляются выветриванию и выделяются в виде стен. В местах, где пласты разбиты трещинами, вместо стен возникли башни, столбы и другие причудливые формы выветривания, часто встречающиеся на крутом морском склоне хребта. Местами их так много, что кажется, будто вырос удивительный «каменный лес». Менее прочные пласты при разрушении образовали сглаженные склоны.

Скала Левинсона-Лессинга, как и многие высокие участки Карагача, сложена литокластическими туфами. Но туфы скалы не совсем обычные. Среди мелко-го пирокластического материала рассеяны обломки гораздо более крупные, вплоть до глыб, к тому же нередко иного состава. Точно такого вида туф мы видели на горе Гурке в Закарпатье. Туф скалы Левинсона-Лессинга — отложение окаменевшего грязевого потока, скатившегося по склону древнего вулкана.

Продолжим путь дальше. Обогнув скалу Левинсона-Лессинга и оставив позади отвесные обрывы Карагача, мы попадаем в Разбойничью бухту, миниатюрную, как и все бухты Карагача. С запада она оканчивается высоким обрывом с превосходно выраженным наклонным залеганием агломератового туфа, содержащего много крупных обломков разных вулканических пород. Одни из них черные, другие — темно-серые, третьи — зеленоватые. В некоторых из них резко выделяются мелкие белые или розовые шарики. Первоначально это были пустотки, образовавшиеся на месте газовых пузырьков, быстро выделявшихся из лавы.

Такие пузырьки часто встречаются в вулканических породах Закарпатья. Но карпатские лавы геологически

молоды, циркулировавшие по ним растворы не успели заполнить минеральным веществом газовые пустоты, и последние так и остались полыми. Крымские лавы значительно древнее, после своего образования они были погребены под осадками, через них длительное время просачивались минеральные растворы, и пустоты в конце концов заполнились минералами. Эти минеральные заполнения газовых пустот внешне напоминают миндальный орех и называются миндалинами.

Легко заметить, что миндалины различны по составу. Они часто заполнены белым кальцитом или голубоватым халцедоном. Слоисто-концентрический халцедон, состоящий из полосок, отличающихся окраской и параллельных друг другу, наподобие годовых колец в стволе дерева, называется агатом.

Однородные халцедоны, окрашенные в розовый или красный цвет, называют сердоликами. Многие карадагские сердолики очень красивы и вызывают восхищение у ценителей камня. Халцедон, агат и сердолик, несмотря на большие различия во внешнем виде, имеют один и тот же химический состав и внутреннее строение (это скрытокристаллический микроволокнистый кремнезем).

Кроме кальцита, халцедона и его разновидностей, в миндалинах встречаются также хлорит и минералы из группы цеолитов. Хлорит образует черно-зеленые мелкочешуйчатые кристаллы, сильно отражающие свет. Они легко изгибаются, но не распрямляются. Хлорит — минерал сложного строения, в него входят кремний, алюминий, магний, железо и значительное количество воды.

Цеолиты — обширная группа минералов, пожалуй, нигде так хорошо не представленная в нашей стране, как на Карадаге. По химическому составу минералы этой группы являются сложными соединениями кремния, алюминия, различных, главным образом легких, металлов и обязательно содержат много воды, которая благодаря своим особым свойствам называется цеолитной. Замечательная особенность этой воды состоит в том, что при осторожном нагревании цеолитов вода постепенно теряется без разрушения кристаллов. И наоборот, при медленном охлаждении вода поглощается до прежних пределов. Таким образом, содержание воды в цеолитах переменное и зависит от внешних условий (температуры и упругости паров воды в окружающей

среде). На Карадаге встречается много цеолитов — белый лучистый натролит, кроваво-красный гейландит, совершенно прозрачный анальцит и другие цеолиты, которые может различить только опытный минералог.

С востока Разбойничья бухта замыкается высокой пирамидальной скалой Иван-Разбойник, рассеченной трещинами на столбчатые тела. Скала сложена кератофиром, а по способу образования представляет собой субвулканическое тело, образовавшееся путем внедрения магмы вблизи поверхности в толщу туфов.

Сразу за Иваном-Разбойником лежит Пуццолановая бухта, получившая свое название по имени горной породы пуццоланы, используемой в качестве добавки при получении ценных сортов цемента, устойчивых к морской воде. В районе этой бухты в начале нашего века безуспешно пытались добывать пуццолану.

Нижний склон бухты крутой, но не обрывистый, поэтому, соблюдая осторожность, можно подняться по нему и познакомиться с геологическим строением хребта Карагач.

На морском склоне над Пуццолановой бухтой, помимо пластов разнообразных туфов, встречается несколько потоков массивной и шаровой лавы. Вулканические породы под влиянием выветривания разрушаются на глыбы, скатываются и, задерживаясь на пляже, делают его почти непроходимым. Одна из таких огромных глыб, вернее скала, лежит в море у берега. Здесь можно без особых затруднений рассмотреть шаровые лавы.

Шаровые лавы в отличие от массивных, или компактных, лав состоят из бесчисленных обособлений шарообразной и подушкообразной форм. Именно поэтому их называют шаровыми, или подушечными, лавами. Эти обособления тесно примыкают друг к другу, отделяясь туфовым материалом. Подошвенные части их прилегают к поверхности нижних обособлений лавы, образуя с них своего рода слепки. Это происходило тогда, когда верхние порции лавы ложились на нижние в пластичном состоянии.

Другая важная особенность лавовых шаров и подушек — обилие в них миндалинов. Следовательно, жидкие шары лавы были пористыми и согласно расчетам настолько легкими, что могли плавать в воде. Так, при

подводном извержении в 1891 г. близ острова Пантеллерия в Средиземном море на поверхность воды всплывали куски пузыристой сильно нагретой лавы, окруженные паром.

Шаровые лавы встречаются во многих местах СССР и в других странах, однако происхождение их до настоящего времени не вполне ясно. Трудность в том, что деятельность современных вулканов на суше не сопровождается образованием шаровых лав, а непосредственных наблюдений над формированием шаровых лав при подводных извержениях еще не было. Однако на Карадаге и в других местах видно, что шаровые лавы переслаиваются с морскими отложениями. Это дает основание рассматривать их как результат подводных извержений.

Образование шаровых лав могло происходить следующим образом. На дне моря в условиях значительного или даже большого давления водной оболочки лава с трудом преодолевает сопротивление и медленно вытекает в виде струй. Вместе с тем она испытывает давление изнутри, но оно не постоянно, а изменяется, как бы пульсирует. Шары образуются в моменты, когда внутреннее давление лавы превосходит внешнее давление водной оболочки. Струйки лавы под влиянием сил поверхностного натяжения образуют огромные капли и шары. Когда внутреннее давление становится меньше внешнего, поступление лавы прекращается. Шейка капли пережимается и разрывается, возникает шар лавы. Как только возрастает внутреннее давление, снова начинается истечение лавы, возникает следующий шар и т. д.

Шаровые лавы Пуццолановой бухты по составу представляют собой типичные спилиты. Однако шаровое сложение имеют и другие лавы, например кератоспилитовые, андезитово-базальтовые и др. В общем шаровое сложение характерно для лав, извергавшихся под водой и обладавших достаточной подвижностью. Вязкие кислые лавы при подводных извержениях не приобретают шарового сложения. Отсутствие шаровых кислых лав объясняется тем, что в вязком кислом силикатном расплаве силы поверхностного натяжения проявляются много слабее и потому лава не распадается на множество шаров, а изливается в виде коротких потоков.

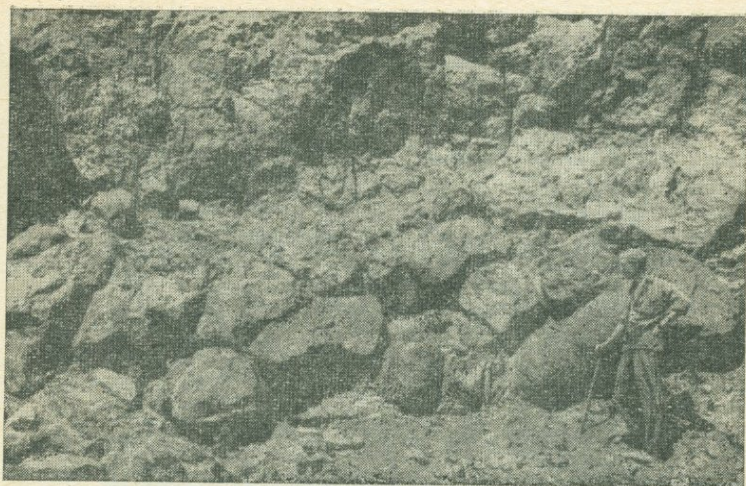


Рис. 26. Поток подушечной лавы в Пограничной бухте

Дальше к востоку Пуццолановая бухта через участок пляжа, сплошь заваленный камнем, переходит в Пограничную бухту. В основании обрыва Пограничной бухты лежит уникальный по своему строению поток лавы порфиристов. На протяжении какого-то десятка метров массивная лава постепенно переходит в подушечную (рис. 26). Сама постепенность этого перехода совершенно очевидно говорит об отсутствии резкой границы между потоками шаровой и массивной лав.

Напротив Пограничной бухты, в сотне метров от берега, поднимается скалистый остров в виде арки, через которую свободно проходит не только лодка, но и катер. Это известные «Ворота Карадага», или «Золотые ворота», ведущие с моря в мир фантастических карадагских скал. На суше напротив «Ворот Карадага» высятся вертикальная стена, пересекающая хребет Карадаг снизу доверху (рис. 27). Стена состоит из кератофира и по условиям залегания является типичной дайкой. Кератофировая дайка прочнее окружающих туфов и лав, и поэтому при выветривании она выделилась в виде стены.

У дайки Пограничной бухты особенно причудливый вид на берегу: в скале морские волны и ветер выточили

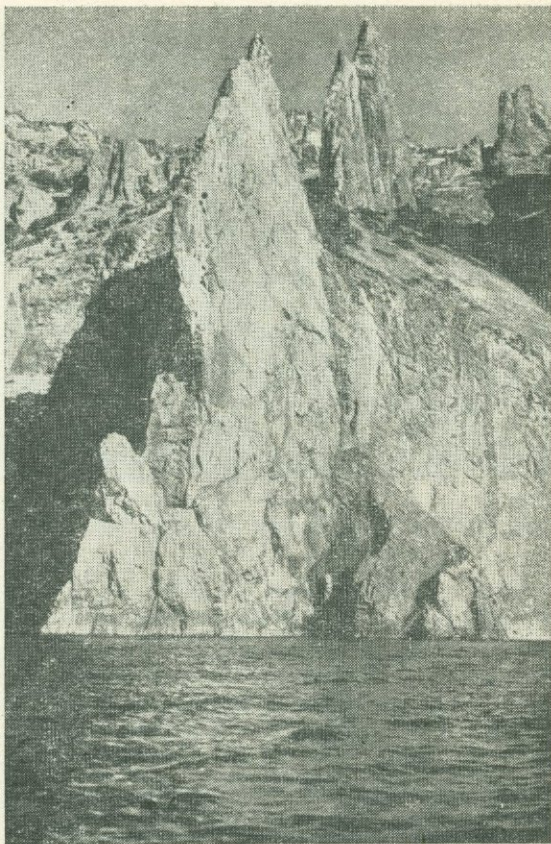


Рис. 27. Стена вулканического происхождения в Пограничной бухте

ли фигуру каменного льва, готового к прыжку. Одинаковый состав горных пород, слагающих дайку и «Ворота Карадага», и четкая горизонтальная столбчатая отдельность дают основание считать, что «Ворота Карадага» являются продолжением дайки, но только несколько смещенным в сторону по сбросу.

Обогнув скалу Льва, мы окажемся в небольшой, но довольно глубоко врезанной в сушу Львиной бухте. В ее крутых склонах видны вулканические туфы, по-

токи спилитов и несколько маломощных даек. С другой стороны бухты вознесся к небу огромный пирамидальный утес Маяк, словно страж, оберегающий залив с востока.

Незабываемое впечатление оставляют пустынные и неприступные скалы, окаймляющие Львиную бухту, хаотическое накопление глыб на пляже и причудливые каменные изваяния, ограничивающие миниатюрный залив. Но в непогоду, когда темные облака проносятся над морем, задевая Маяк и другие скалы, а морские волны, устремясь в бухту, с ревом разбиваются о камни, она выглядит мрачной и грозной.

За Львиной бухтой начинаются дикие и совершенно неприступные обрывы хребта Хоба-Тепе. Обогнув скалу Маяк, лодка на протяжении многих сотен метров следует вдоль исполинского каменного обрыва, местами даже нависающего над морем. Лишь кое-где в этой сплошной каменной стене виднеются расселины и гроты, выбитые морскими волнами в местах, где особенно много трещин. Со стороны моря, особенно если отплыть от берега на несколько сотен метров, хорошо видно, что береговой обрыв Хоба-Тепе целиком состоит из кератофиров, разбитых трещинами на столбчатые отдельности. Создается впечатление, будто массив сложен из каменных «поленьев», аккуратно уложенных в гигантскую поленницу.

Массив Хоба-Тепе по однородности слагающего кератофира и большим размерам резко отличается от других частей Карадага, обладающих ярко выраженным пластовым строением. При этом кератофировый массив слагает только нижнюю и среднюю части приморского склона Хоба-Тепе, верхняя же сложена слоями пирокластов и потоками лав. Кератофиры Хоба-Тепе внедрены в эту слоистую толщу в виде вулканической пробки. Именно здесь находился выводной канал вулкана. Хоба-Тепе заканчивается вертикальной стеной, уходящей вверх до гребня Берегового хребта. Она сменяется рядом бухт и бухточек, отделенных друг от друга живописными скальными мысами.

За Хоба-Тепе следует Магнитный хребет. У моря он начинается крошечной бухтой Барахты, отделенной от следующей за ней Сердоликовой бухты несколькими крупными вертикальными дайками, выступающими в

виде высоких стен. Одна из даек продолжается в море. Выступ ее из-за массивности очертаний получил название мыс Слон.

Особенно грандиозна и живописна дайка Стена Лагорио. Она торчит на крутом склоне Магнитного хребта, словно гигантский нож, устремленный в голубую высь. У этой дайки, как и у многих на Карадаге, неустойчивый состав — в краевых участках она сложена кератофиром, в центральных — порфиритом. Различие между этими породами заключается в разной степени изменения охлаждавшейся дайки под влиянием растворов, пропитывавших окружающие туфы. Различие касается прежде всего количества натрия: в порфиритах его мало, в кератофирах много.

Дальше за Стеной Лагорио начинается довольно большая Сердоликовая бухта с галечниковым пляжем и причудливым Плойчатым мысом. Скальным выступом она разделена на две части или, точнее, на две самостоятельные бухты — Западную и Восточную.

Сердоликовые бухты геологически построены так же, как и другие участки Берегового хребта. Морские склоны бухт сложены мощными пластами различных вулканических туфов с заключенными в них потоками лав порфиритового, кератофирового, спилитового и андезитового состава.

Здесь же часто встречаются мощные пласты темно-коричневой обломочной породы, внешне похожей на бомбовый туф. Она состоит из шариков и угловатых обломков стекловатого андезита, соединенных коричневато-бурой массой из кусочков того же андезита. Эта порода, называемая гиалокластитом, возникла не при вулканическом взрыве, а при подводном излиянии лавы (о том, каким путем образовались гиалокластиты, будет рассказано в разделе, посвященном Уралу, где впервые в СССР опознаны эти породы).

Плойчатый мыс привлекает внимание изогнутыми полосками-плойками, которые и определили его название. Геологически Плойчатый мыс представляет собой кератофировый субвулканический массив куполовидной формы, плойки (окаменевшие следы движения магмы) отражают его полосчатое строение. Восточный конец Сердоликовой бухты замыкается Тупым мысом, также являющимся субвулканическим телом.

За Тупым мысом скалистые обрывы начинают удаляться от берега, и, хотя пляж еще загроможден глыбами, по нему уже можно идти. В нескольких сотнях метров от Тупого мыса Береговой хребет нацело пересекается расщелиной, по которой сочится вода.

Эта расщелина — след крупного сброса, который отделил Магнитный хребет от меньшего по размеру следующего хребта Кок-Кая. Последним заканчивается полоса вулканических пород вдоль побережья. Кок-Кая по сбросу приподнят над Магнитным хребтом, поэтому под ним видны подстилающие вулканическую толщу темно-серые плотные глины. В них при тщательных поисках можно обнаружить остатки ископаемых моллюсков. Они свидетельствуют о среднеюрском возрасте осадочной толщи, подстилающей туфы и лавы.

В осыпях, окружающих хребет Кок-Кая, и на площадке находящегося поблизости мыса Мальчина встречаются различные минералы. В аргиллитах часто находят плотные стяжения сидерита* в виде караваев, нередко разбитые трещинами с красным гейландитом. Особенно много минералов встречается в вулканических породах. Среди них тонкие жилки зеленоватого халцедона, кристаллы и сростки горного хрусталя и сиреневого аметиста. В миндалинах спилитов можно найти бесцветный анальцим, радиально-лучистые сростки кристаллов белого натролита, внешне от него неотличимого мезолита, сноповидные сростки десмина. Много на Кок-Кая жилок и корок кристаллов кальцита. Имеются среди них и совершенно прозрачные разновидности кальцита, известные под именем исландского шпата — ценного оптического сырья.

За мысом Мальчином через несколько сотен метров хребет Кок-Кая быстро снижается и переходит в обширную впадину — Коктебельский амфитеатр, в котором раскинулся поселок Планерское.

По гребню Берегового хребта

Оставив белокаменное здание Карадагского отделения Института биологии южных морей и перейдя неглубокую Карадагскую балку, мы окажемся на ровной поверхности — террасе балки. Дальше путь идет по тро-

пинке к гребню Карадага. Слева к нему примыкает низкая плоская возвышенность. Это — Лобовой хребет. Он сложен вулканическими породами, но очень плохо обнажен.

Тропинка постепенно приближается к обрывистому краю Карагача. За оврагом остается обособленная куполовидная вершина Шапка Мономаха, также состоящая из вулканических пород. Край хребта Карагача представляет собой резко оборванную высокую гряду, поднимающуюся над морем более чем на 300 м. У нее обрывистый морской склон и пологий противоположный, заросший травой и постепенно переходящий в склон Тумановой балки.

На Карагаче высятся скалы самой причудливой формы с интригующими названиями: Король, Королева, Свита и Трон. Действительно, на фоне неба вырисовываются две гордые фигуры: нижняя, увенчанная короной, и верхняя — шлемом. Это каменные Королева и Король, направляющиеся к Трону, висящему над морем. А выше них, на вершине Карадага — группа наклоненных в сторону моря каменных зубцов. Это застывшая в подобострастном поклоне Свита, почтительно следующая за королевской четой. Возникновение скульптурной группы в неоднородных туфах обязано выветриванию.

Приблизившись к подножию Карагача, пойдем дальше по тропинке, почти теряющейся у скалистых обрывов. Вначале может показаться, что подъем вверх невозможен, но, осмотревшись, заметим узкий коридор между двумя стенами. По нему без всякого риска, хотя и круто поднимаясь, выйдем на гребень Карагача.

С гребня открывается великолепная панорама. Белое здание отделения Института биологии южных морей с высоты кажется игрушечным. Дальше виднеются слабо наклоненные к морю выровненные пространства у мыса Меганом, правее их — высокие скалистые известняковые горы. Самая высокая из них с трехглавой вершиной — Эчки-Даг (Козья гора). Круто вниз уходят обрывы Карагача, увенчанные каменными пиками. Вдоль хребта на востоке высоко поднялся фантастически изрезанный массив Хоба-Тепе.

Спустимся немного по морскому склону к основанию зубчатых скал Свиты. Издали видно, что их поверхность покрыта буграми и ямками. Подойдя вплотную, заме-

тим, что скалы сложены агломератовым туфом, состоящим из обломков кератофира, плотно соединенных желтовато-зеленым литокластическим туфом. Обломки кератофира при выветривании оказываются прочнее туфа. Они выделяются в виде бугорков, тогда как менее прочный цемент разрушается и образует ямки. Именно поэтому туфобрекчия стала «рябой».

Обратим внимание и на то, что туфы рассечены многочисленными, но протяженными вертикальными трещинами. Благодаря им туфы при выветривании разделяются на останцы-монолиты в виде вертикальных столбов и башен. Такие столбы выветривания часто встречаются в других местах Берегового хребта, но особенно часты в Хоба-Тепе.

Дальше по гребню Карагача, сразу за скалой Свитой встречаем мощный протяженный поток кератофира, наклоненный к Тумановой балке. Прочный поток застывшей лавы, как панцирь, покрывает слоистую лаво-пирокластическую толщу Карагача, что объясняет однообразный наклон и плоский рельеф континентального склона хребта. Этот спокойный рельеф находится в резком контрасте с изрезанным и обрывистым морским склоном, состоящим из пластов различных туфов.

Несимметричный рельеф не только Карагача, но и всего Берегового хребта отчетливо выражен в любой точке. Следовательно, залегание пластов туфов и потоков лав везде одинаково, они повсюду наклонены в сторону суши.

Примерно в средней части Карагача, в 10 м левее гребня, поднимается небольшая скала, образованная потоком лавы сложного состава и строения. Этот поток, как и некоторые другие на Карадаге, представляет, несомненно, единое геологическое тело. Он состоит из ряда пород, отличающихся друг от друга минералогическим и химическим составом.

В потоке у гребня Карагача выделяется пять видов пород, связанных между собой постепенными переходами (рис. 28). Последовательность пород снизу вверх следующая: кератофир — частично альбитизированный порфирит* — порфирит — двупироксеновый андезит — стекловатый андезит.

Чем же объясняется многообразие вулканических пород в едином потоке лавы? Поскольку поток раскален

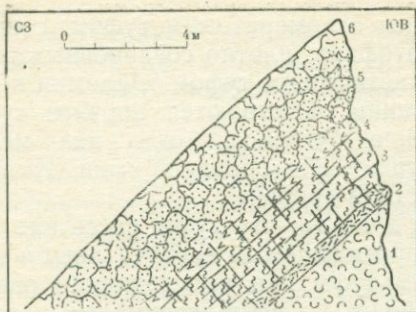


Рис. 28. Лавовый поток сложного состава и строения на гребне Карагач

1 — литокластический туф кератофира; 2 — кератофир; 3 — частично альбитизированный кератофир; 4 — порфирит; 5 — двупироксеновый андезит; 6 — стекловатый андезит

ной лавы застывает очень быстро, разнообразие пород нельзя, конечно, связывать с дифференциацией жидкой лавы при ее застывании. Сплошь альбитизированные лавы образуются во время подводных излияний на дно моря, и притом на средних и больших глубинах. Морская вода с ее большим количеством натриевых солей служит основным источником натрия, тогда базальтовая и андезитовая лавы преобразуются в спилиты и кератофиры. В нашем случае альбитизация не сплошная — она захватывает только нижнюю часть потока лавы. Эта незавершенность альбитизации вызвана ограниченным притоком натрия, воды и некоторых других подвижных компонентов при излиянии андезитовой лавы на рыхлые осадки побережья, еще не успевшие оканестись и лишиться пропитывающих их морских вод.

Путь по гребню Карагача приближается к концу. Тропинка уходит немного в сторону от водораздела под каменный навес из наклоненных пластов туфов. Отсюда открывается следующая часть Берегового хребта — Хоба-Тепе, поражая наблюдателя необычайной красотой и суровостью ландшафта.

В верхней части морского склона Карагача вблизи границы с Хоба-Тепе поднимается каменная пирамида Чертов Камин. Со стороны моря очень четко видна столбчатая отдельность массива, идущая от центра по радиусам (рис. 29). Геологически Чертов Камин — не что иное, как близповерхностное внедрение андезитовой магмы, по времени и условиям образования теснейшим образом связанное с вулканической толщей. Другими словами, Чертов Камин относится к субвулканическим телам. Веерообразное расположение столбчатой отдель-

ности позволяет восстановить форму массива в виде грушевидного тела с узким подводящим каналом. Чертов Камин моложе не только вмещающих туфов, но и вулканической пробки Хоба-Тепе, о чем свидетельствует вертикальное положение массива.

За Чертовым Каминем близ Хоба-Тепе привлекают внимание столбы выветривания, поднимающиеся на десятки метров. Они отличаются причудливостью очертаний, и не нужно большого воображения, чтобы в скалах Пряничный конь, Сокол, Пирамида и других разглядеть эти фигуры.

Перед началом подъема на вершину Хоба-Тепе тропинка раздваивается. Правая дорожка уводит в глубь Хоба-Тепе, в царство каменных пиков, стен и башен, поражающих взор первозданной дикостью. В ряде мест встречаются крупные пещеры, с которыми и связано название массива (Хоба-Тепе в переводе с тюркского — «Гора с пещерами»). В крутостенных долинах и ущельях приютились миниатюрные рощицы, в одной из них под тенью деревьев спрятался небольшой источник отличной питьевой воды.

Левая тропа ведет по гребню Хоба-Тепе. Путь проходит по крутому склону, наконец выходим к Ложе —

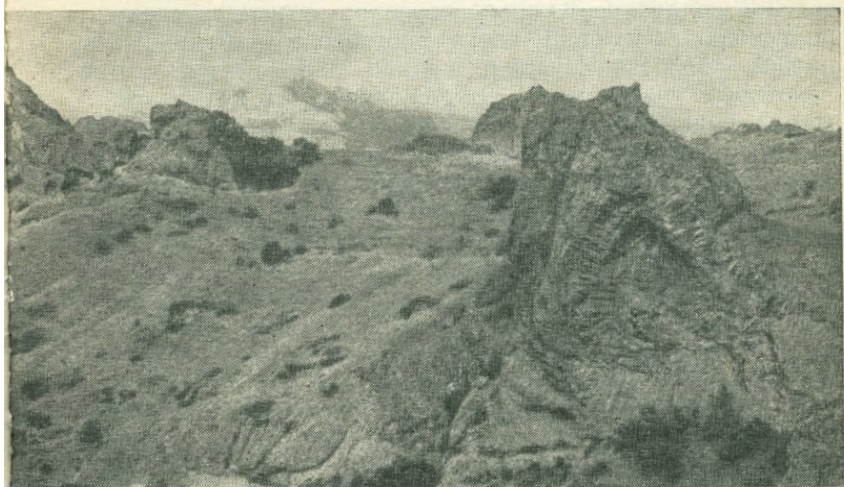


Рис. 29. Субвулканический массив Чертов Камин с радиальнолучистой столбчатой отдельностью

выровненной площадке в наиболее высокой части Хоба-Тепе (440 м над уровнем моря). Отсюда открывается прекрасный вид на курорт Планерское с его как бы игрушечными домиками, на правильную дугу Коктебельской бухты с огромным пляжем, на гряды холмов, замыкающие с севера коктебельский горный амфитеатр. Еще дальше за бухтой вырисовывается глубоко вдающийся в море плоский и невысокий мыс Киик-Атлама.

Геологическое строение Хоба-Тепе сильно отличается от всех участков Карадага наличием крупного массива кератофира, внедрившегося в толщу туфов и лав по жерлу вулкана. Любопытно, что кератофировая вулканическая пробка Хоба-Тепе лежит на боку, хотя, как хорошо известно из наблюдений над действующими вулканами, их основные выводящие каналы располагаются вертикально.

Чем же вызвано наклонное залегание жерла вулкана Хоба-Тепе? И здесь, как и в других вулканах, жерло сначала было вертикальным. Значительно позже вследствие дислокаций земной коры пласты были выведены из горизонтального положения в наклонное, а вместе с ними и жерло. Ныне оно наклонено к горизонту под углом 40—45°.

С вершины Хоба-Тепе тропа спускается к широкой зеленой седловине Южного перевала и дальше следует по гребню следующей части Берегового хребта — Магнитному хребту. Название дано в связи с тем, что в некоторых участках его есть сильные магнитные аномалии. В верхней части морского склона одиноко возвышается сложенная глыбовым туфом скала. Это — Чертов Палец, или Сфинкс. Издали он действительно напоминает сказочное существо египетских мифов — лежащего льва с человеческой головой. Скала является очень крупным продуктом выветривания.

Магнитный хребет заканчивается глубокой седловиной, которая отделяет его от последнего звена Берегового хребта — небольшого, но обрывистого хребта Кок-Кая. Вдоль седловины проходит сброс, по которому Кок-Кая приподнят над Береговым хребтом. Пройдя по гребню Кок-Кая и спустившись до половины склона, мы убеждаемся, что он, как и другие звенья Берегового хребта, состоит из пластов мощных туфов и потоков различных лав (спилиты, андезиты и др.).

Дойдя до северо-восточного края Кок-Кая, где осадочные породы соприкасаются с вулканическими, повернем к мысу Мальчин. Породы по обе стороны контакта сильно раздроблены и перемяты. Особенно это четко выражено в глинах, которые полностью утратили массивное сложение и превратились в массу мелких пластинок, осыпавшихся при легком прикосновении геологического молотка.

Сильное раздробление пород на контакте вулканической и осадочной толщ указывает на то, что на Кок-Кая первоначальное залегание горных пород нарушено разломом, примерно совпадающим со слоистостью, т. е. надвигом.

Святая гора

Святая гора, в отличие от других возвышенностей Карадага, покрыта густым корявым дубовым лесом. Это самая высокая вершина Карадагской горной группы, она поднимается на 574 м над уровнем моря. В хорошую погоду, особенно утром, когда воздух спокоен и прозрачен, на севере видно темно-синее Азовское море, отделенное узкой желтой полоской Арабатской стрелки от желтовато-зеленой полосы Сиваша. На юго-западе вырисовываются высокие горы Первой крымской гряды, а далеко за ними в голубой дымке видны контуры Медведь-Горы и Ай-Петри.

Святая гора по строению и составу сильно отличается от Берегового хребта. Большая ее часть сложена трассом — красивой бледно-зеленой или голубовато-зеленой породой, довольно неоднородной, с включениями обломков других пород. Трасс при ударе раскалывается на куски с острыми краями. Порода очень редкая — в СССР, кроме Карадага, известна только в Азербайджане.

Образование трасса не вполне ясно. Одни исследователи считают, что он первоначально представлял вулканический пепел. С течением времени мельчайшие кусочки вулканического стекла уплотнились и сцементировались, превратившись в прочную породу. С этой точки зрения, трасс рассматривается как пирокластическая порода,

Однако туфовой природе трасса противоречит его ограниченное распространение. Если бы это был туф, тогда трасс встречался бы не только вблизи центра извержения, но и на удалении от него. Но трассов нет среди туфов Янышарской бухты, образовавшихся в результате деятельности вулканов Карадагской группы и удаленных от них к востоку на 6—10 км. Поэтому другие исследователи считают, что трасс нельзя рассматривать как вулканический туф, и в свою очередь предлагают ряд доказательств в пользу лавового происхождения этой породы.

Во многих образцах трасса встречаются многочисленные обломки горных пород. Важно и то, что состав обломков в разных участках трассового тела разный. У контакта с глинами это обломки уплотненных глин, с вулканическими породами — кератофиры. При изучении тончайших пластинок трасса (шлифов) под микроскопом видно, что это — кислая лава с большим количеством обломков, т. е. в своей основе — лавовая порода. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (вторая точка зрения) считал, что трасс слагает купол вязкой лавы. При выходе на поверхность выдавливавшаяся лава захватывала с собой обломки окружающих пород (глины и кератофиры).

В последние годы автор настоящей книги под микроскопом специально изучал трасс. Были установлены особенности его строения. Оказалось, что трасс состоит из осколков кислой лавы, крепко соединенных без цемента. Обломочки лавы сварены между собой, а это значит, что они накапливались не в твердом, а в вязком состоянии. Таким образом, крымский трасс представляет собой сваренный туф.

Трасс — ценное полезное ископаемое — использовался как облагораживающая прибавка к цементу. Такой цемент не разрушается в морской воде.

Интересное геологическое прошлое и своеобразная суровая красота Карадага делают его замечательным уголком природы, который, по словам академика А. П. Павлова, может поспорить с самыми замечательными местами знаменитого Йеллоустонского национального парка США.

Вулканические места Южного берега Крыма и окрестностей Симферополя

Кроме Карадага, вулканические породы встречаются во многих местах Крыма — на Южном берегу, в окрестностях Симферополя, в верховьях рек Альмы, Бодрака, Качи и Бельбека. Мы остановимся только на легкодоступных, находящихся вблизи шоссейных дорог вулканических памятниках Южного берега и окрестностей Симферополя, следуя от Карадага на запад.

Первое интересное в вулканологическом отношении место находится в окрестностях села Рыбачьего, на берегу Черного моря, между Алуштой и Судакком. В обе стороны от села уходит огромный галечниковый пляж, на западе заканчивающийся небольшим скалистым мысом. Обойти мыс с моря нельзя. Чтобы ознакомиться с его строением, нужно подняться по крутому склону на перешеек, откуда можно пройти в любую точку скалистого выступа берега. Мыс сложен зеленовато-серой вулканической породой, по своим свойствам промежуточной между кератофиром и спилитом.

В кератоспилите Рыбачьего великолепно выражено подушечное строение. Он образует скопление затвердевших сгустков лавы шаровидной и подушкообразной форм поперечником до 1,5—2 м (рис. 30). Во внешней части лавовых сгустков сосредоточено множество миндалин, что свидетельствует о большой газонасыщенности лавы в момент ее излияния. Газы выделялись в виде пузырьков (подобно тому как выделяются пузырьки углекислого газа из газированной воды) и перемещались в участки с наименьшим давлением; ими, естественно, являются внешние части подушечных тел. Так объясняется появление большого числа газовых пустот, позже заполненных минералами и превратившихся в миндалины.

У основания мыса прекрасно видно, как подушечная лава налегает на подстилающие темно-серые аргиллиты. Контакт между теми и другими проходит по неровной ячеистой поверхности, каждая лавовая подушка или шар «сидит» в отдельном гнезде, образованном путем вдавливания аргиллитов. Это совершенно определенно говорит о том, что сгустки лавы, изливавшиеся на по-

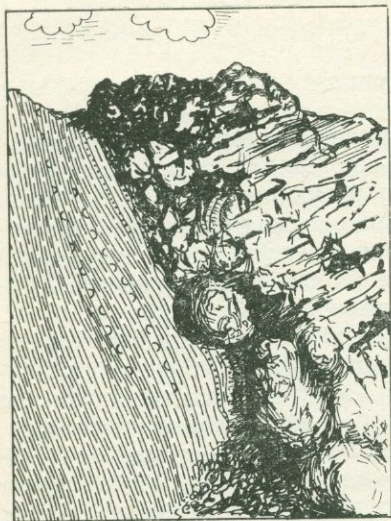


Рис. 30. Подушечная лава, продавившая пласты осадочных пород

верхность илистого дна, мягкого и способного к пластической деформации, продавливали его собственной тяжестью.

За мысом начинается небольшая бухта, заканчивающаяся выступом с такой же подушечной кератоспилитовой лавой. В подстилающих аргиллитах встречены остатки разнообразных среднеюрских организмов, в том числе очень важных для точного определения относительного геологического возраста головонгих моллюсков (аммонитов). Раковина головонного моллюска напоминает туго закрученную плоскую спираль.

Следующее примечательное место находится к западу от Ялты. Это село Голубой залив (бывшее Лимены), несмотря на свое «морское» название, лежит высоко над морем. Лименский участок вулканических пород по своим размерам и сложности строения лишь немного уступает Карадагу. Густой лес и кустарник вносят немало затруднений в расшифровку строения древнего Лименского вулкана.

Самый интересный геологический маршрут проходит по правому водоразделу речки Лименки, через высокую гору Пиляки с выходом на Яйлинское плоскогорье. На протяжении всего пути, за исключением известнякового плато Яйлы, идешь по разнообразным вулканическим породам, в которых изредка встречаются пласты и линзы осадочных пород — аргиллитов, песчаников и конгломератов.

В Лименах, как и на Карадаге, шире всего распространены пирокластические породы. Они представлены различными туфами, в ряде мест образующими причудливые фигуры выветривания. Потоки лав попадают

редко, сложены они спилитами, кератофирами и диабазами.

В первой седловине видно переслаивание туфогенных гравелитов, песчаников разной зернистости и плотных глин. Они все окрашены в зеленовато-бурый цвет, столь характерный для зеленокаменных пород основного и среднего состава. Присмотревшись к пластам этих пород, нетрудно заметить, что размер слагающих их обломков постепенно уменьшается от кровли слоев (верха) к подошве. Это не обычная последовательность уменьшения размера обломочных частиц. Действительно, отложение обломков происходит в определенной последовательности — сперва оседают самые крупные (тяжелые) частицы, за ними все мельче и мельче (более легкие). Поэтому в пласте обломочной породы размер частиц постепенно уменьшается снизу вверх. Но так будет только в случае, если пласт после своего образования наклонился не больше чем на 90° .

А если пласт наклонен сильнее, или, как говорят геологи, опрокинут? В этом случае подошва его окажется наверху, а кровля внизу. Понятно, что в опрокинутом пласте зернистость в направлении снизу вверх будет не уменьшаться, а увеличиваться. Правда, такие сильные нарушения пластов в Лименах встречаются не повсюду, а только в нескольких участках.

В целом вулканическая толща Лимен обладает хорошо выраженным пластовым строением. Потоки лав и пласты туфов протягиваются в северо-восточном направлении и наклонены на северо-запад. Все многочисленные пластовые тела, несмотря на разную длину и мощность, не имеют естественных окончаний с западного и восточного краев, а как бы обрезаны. Эта на первый взгляд странная картина объясняется тем, что вулканическая толща с обоих краев ограничена разломами, вернее, сбросами, по которым лименский участок вулканических пород значительно приподнят. Именно в этом причина необычно высокого положения вулканической горы Пиляки (рис. 31).

Характеризуя залегание вулканических пород в окрестностях Лимен в целом, можно сказать, что они образуют блок, приподнятый по разломам относительно окружающих пород. Такие блоки называют горстами. Естественно, что вследствие горстовой природы Лименского

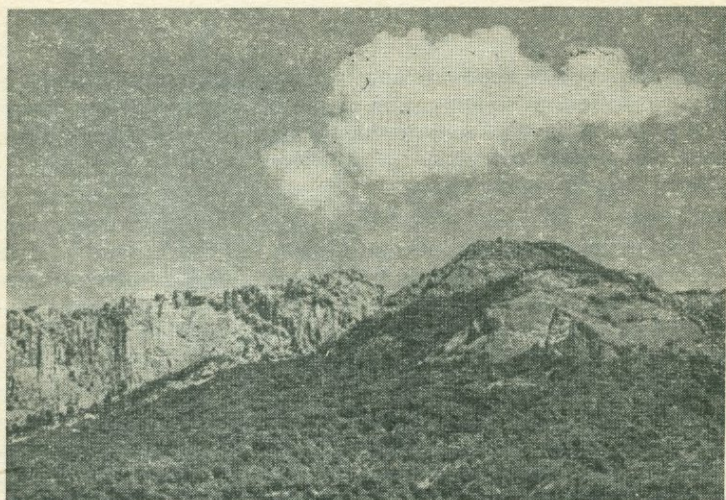


Рис. 31. Куполовидная вулканическая гора Пиляки, на заднем плане — обрывы Яйлы

блока вулканический разрез представлен не полностью, а частично (смыта верхняя часть).

За Пиляки вулканических пород нет, путь выводит на известняковое плато яйлы. Это слегка всхолмленная равнина, лишенная древесной растительности. В одних местах она покрыта травой, в других — голая и каменистая. Иногда в складках местности растут небольшие рощицы карликовых сосен, скрученных непрерывными ветрами.

На поверхности яйлы местами встречаются воронкообразные углубления и провалы, пещеры и естественные шахты. В местах, где почвы нет, видно, что поверхность известняка разъедена и покрыта валиками, канавками и дырками. Все это результат растворения камня поверхностными водами. Такое явление называют карстом. Яйлы Первой гряды Крымских гор являются одним из классических карстовых районов мира.

Интересен вулканический район в окрестностях санатория Мелас. В береговых обрывах Меласа видно, что вулканическая толща состоит из пластов туфов мощностью до нескольких десятков метров, перемежающихся

ся с потоками порфиритов такой же мощности. Туфы неоднородны. В тонкообломочной цементирующей массе разбросаны крупные обломки спилитов, кератофиров и порфиритов. Несомненно, что они попали в вулканический песок не при извержении, а образовались несколько раньше и затем были принесены грязевыми потоками.

Над морским обрывом Меласа высится узкий хребет причудливой формы, напоминающий профиль дракона. Это гора Ай-Юри, более известная под именем Меласского гребня. В геологическом отношении Ай-Юри является продолжением вулканических пород берегового обрыва Меласа, но сложена почти исключительно агломератовым туфом. Сильно вытянутая форма Меласского гребня обусловлена разломами, поперечными к простиранию вулканической толщи.

Следующий к западу вулканический район находится в окрестностях Балаклавы. Пласты туфов залегают полого и поэтому при холмистом рельефе выходят на поверхность на большой площади. Наиболее интересное и вместе с тем доступное обнажение балаклавских туфов располагается в выемке железной дороги близ пересечения ее с шоссе Севастополь—Ялта.

Эти породы отличаются от карадагских и южнобережных прежде всего по возрасту. Они образовались в меловой период геологической истории, около 100 млн. лет назад, т. е. возникли значительно позже среднеюрских. Отличаются они также по условиям образования и составу. Балаклавские породы представлены исключительно пирокластическими. Они состоят из мелких обломков вулканических пород и минералов (туфы), нередко с примесью глинистого и песчанистого материала (туффиты и туфогенные породы). Внешне это зеленовато- или буровато-серые мелкообломочные малопрочные породы, при небольшом усилии легко разламывающиеся между пальцами. Невооруженным глазом видны многочисленные кристаллы желтовато-серого стекловидного полевого шпата и черные призмочки пироксена и роговой обманки.

Чтобы судить об условиях образования балаклавских туфов, нужно знать особенности формы слагающих их кристаллов. В образцах это свойство проявляется не лучшим образом. Если из осторожно растертой по-

роды отделить кристаллы промывкой в воде, то их форма проступает наиболее отчетливо. Под микроскопом при увеличении в 20—30 раз превосходно видны блестящие ровные грани, включения и другие детали. Несомненно, что кристаллы полевого шпата, пироксена и роговой обманки были вкрапленниками в лаве, но в результате взрыва вулкана оказались выброшенными в воздух. Состав вкрапленников и строение мелких обломочков вулканической породы, встречающихся в туфе, не оставляют сомнения в том, что лава, из которой возникли балаклавские туфы, была андезитовой.

Выясняя происхождение балаклавских туфов, нужно иметь в виду, что кристаллы и обломки их с точно такими же свойствами встречаются в меловых отложениях во многих местах Горного Крыма, а в равнинной части Крымского полуострова обнаружены бурением на глубине сотен метров. Сравнение меловых пирокластических пород из разных мест Крыма показывает, что по мере удаления от Балаклавы на север количество обломков кристаллов в них уменьшается и туфы в конце концов замещаются нормально-осадочными породами.

Эти и другие данные дают основание считать, что вулканы, благодаря деятельности которых образовались туфы, туффиты и туфогенные песчаники мелового возраста, находились южнее Балаклавы на древней суше (южном продолжении современных Крымских гор), затем опущенной под воды Черного моря. Обломки кристаллов и вулканического стекла, выброшенные из вулканов на большую высоту, попадали в воздушные течения и переносились ветром на десятки и сотни километров, пока не падали в море и отлагались на его дне (в балаклавских туфах найдены остатки ископаемых морских животных).

Вулканы мелового времени извергали, конечно, и лавы, но они не распространялись столь далеко на юг, как продукты взрывной деятельности. Поэтому на современной суше, удаленной на несколько десятков километров от вулканических центров, лавы не встречаются.

Балаклавские андезитовые туфы мелового возраста по условиям образования и месту в геологической истории Горного Крыма коренным образом отличаются от поздне триасовых — среднеюрских вулканогенных толщ,

образующих широко распространенную спилито-кератофировую формацию. Они образовались за счет деятельности наземных вулканов много позднее, когда возник зачаток Крымского складчатого сооружения. Балаклавские туфы — всего-навсего фрагмент некогда обширной андезитовой формации, ныне скрытой под водами Черного моря. По своему месту в геологической истории андезитовая формация Горного Крыма мелового возраста сопоставима с плиоценовой андезитовой формацией Закарпатья.

Последний из описываемых вулканических районов находится уже за пределами Южного берега — в окрестностях Симферополя. Породы этого района отличаются от других прежде всего более древним геологическим возрастом — позднетриасовым и раннеюрским. Распространены они в окрестностях сел Лозового и Петропавловки и в междуречье Альмы—Бодрака.

Осмотрим вулканические породы в окрестностях села Лозового. Знакомство с вулканическими породами Лозового начнем с левого берега Симферопольского моря. В начале пути открывается обширная терраса реки Салгира, затем — скальный берег Симферопольского водохранилища. Скалы состоят из сменяющих друг друга пластов песчаников и аргиллитов с редкими прослоями голубовато-зеленых туфов. По окраске они сильно отличаются от туфов среднеюрского и мелового периодов. Довольно редко встречаются агломератовые разновидности этих пород. Местами в туфах попадаются углефицированные остатки растений.

Голубовато-зеленые туфы принадлежат нижнеюрским отложениям и, следовательно, образовались примерно 165—180 млн. лет назад. Тогда же изливалась основная лава, потоки которой встречаются ниже по левому берегу Симферопольского моря. Однако главная масса нижнеюрских лав сосредоточена на правобережье водохранилища. Эти довольно прочные породы разрабатываются несколькими карьерами. В центральной части заброшенного карьера, на правом берегу Симферопольского моря очень хорошо видно подушечное строение мощного потока диабазовой лавы. Подушечные тела по своей форме напоминают огромные куски вязкого теста, распластавшиеся под влиянием собственной тяжести.

В ряде мест диабазы рассечены глубокими трещинами, многие из них заполнены кальцитом, кварцем, розовыми цеолитами и другими минералами. Особенно своеобразны пластины очень легкого белого волокнистого материала, размеры которых достигают фанерного листа. Это агрегаты минерала палыгорскита, также называемые горной кожей. Состав палыгорскита меняется в широких пределах — в него входят кремний, магний, алюминий и большое количество воды.

Горы, похожие на вулканы

Кто бывал на Южном берегу Крыма, тот не мог не обратить внимание на одиночные куполовидные горы, поднимающиеся в ряде мест между Алуштой и Гурзуфом. Эти горы — Кастель, Чамны-Бурун, Урага, Шарха, Медведь-Гора, мыс Плака и другие — неотъемлемая часть южнобережного ландшафта и достопримечательность природы Таврического полуострова.

Форма многих куполовидных гор близка к усеченному конусу и напоминает вулканы. Особенно характерна гора Кастель. На ее вершине есть углубление, похожее на кратер. Мнение о том, что куполовидные горы Южного берега — потухшие вулканы, существовало до начала XX в., хотя исследования геологов и не давали для того никаких оснований.

Первое геологическое изучение куполовидных гор провел в конце XIX в. А. Е. Лагорио. К тому времени в Северной Америке в горах Генри в штате Колорадо под именем лакколитов были описаны своеобразные магматические тела грибообразной формы (рис. 32). Они возникли на небольшой глубине путем спокойного внедрения магмы между слоями, в ходе которого расплав куполообразно поднимал вышележащие пласты.

В конце XIX в. еще не была известна методика изучения внутреннего строения магматических тел, поэтому Лагорио, ограничившись внешним сходством южнобережных куполовидных тел с лакколитами гор Генри, пришел к выводу о лакколитовой природе южнобережных массивов. Как Лагорио представлял себе крымские лакколиты и их взаимоотношения с окружающими породами, показано на рис. 33. Однако видно, что лакко-

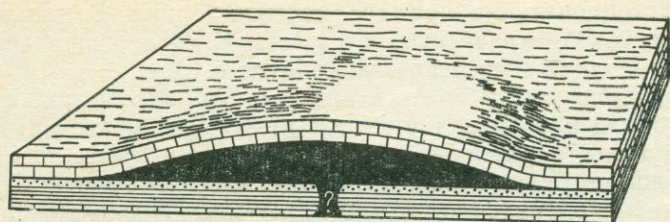


Рис. 32. Схематическое изображение идеального лакколита (из книги А. Холмса)

литовая природа массивов Южного берега так и не установлена из-за отсутствия у них «дна».

Лишь в 40-х годах, изучив внутреннее строение крымских «лакколитов», В. Н. Павлинов определил, что они в действительности представляют особую группу магматических тел, до того времени остававшуюся неизвестной. Разные данные единогласно указывали на то, что массивы формировались при сильной механической активности магмы и характеризуются резко выраженным диапиризмом, т. е. выдавливанием пластичной магмы и протыканием вышележащих более жестких окружающих песчаников и аргиллитов. С глубиной контактовые поверхности массивов подворачиваются. Особенности залегания южнобережных псевдолакколитов можно проде-

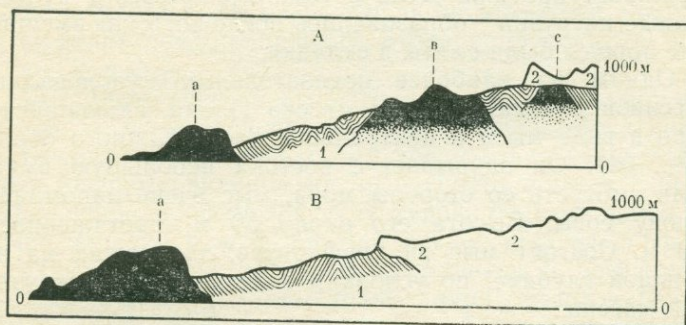


Рис. 33. Профили куполовидных массивов Южного берега Крыма (по А. Е. Лагорию)

А. Разрез через Кагель и Ялту: а — Кагель; б — Урага; с — Чамны-Бурун; 1 — сланцы; 2 — известняки. В. Разрез через Аю-Даг и Ялту: а — Аю-Даг; 1 — сланцы; 2 — известняки

монстрировать на примере массива Плака. В дальнейшем С. М. Кравченко, а затем В. И. Лебединский подтвердили отсутствие лакколитов в Крыму.

Нужно также иметь в виду, что магматические тела того или иного вида имеются не во всех участках земной коры, а только в определенных. Например, ни один геолог не будет искать огромные массивы гранитов (бадолиты) в осадочном чехле платформ. Поскольку лакколиты образуются путем спокойного распространения магмы между пластами недислоцированной слоистой толщи, они встречаются в осадочном чехле платформ или краевых прогибах. В геосинклиналях лакколитов нет, и это вполне естественно, так как они не могли образоваться в неспокойной тектонической обстановке, ведущей к появлению складчатых толщ. Поэтому в Горном Крыму, складчато-глыбовом сооружении, возникшем на месте одного из звеньев альпийского геосинклинального пояса, не могли возникнуть лакколиты.

Правда, сторонники лакколитов в Крыму могут сказать, что эти тела образовались в начальный этап развития геосинклинали, когда осадочная толща была горизонтальной и магма спокойно распространялась между пластами и приподнимала кровлю. Позднее осадочные породы были смяты в складки, что создало видимость несогласия поверхности массивов со слоистостью песчаников и аргиллитов. Однако это предположение не выдерживает критики. Дело в том, что крымские куполовидные интрузии* образовались после того, как вмещающие породы были смяты в складки.

Одним из наиболее показательных куполовидных массивов Крыма является массив Плака, вдающийся в море в виде мыса в центральной части Южного берега (рис. 34). Он закрывает с востока небольшую бухту. Если смотреть со стороны моря, мыс очень напоминает голову совы. Высота его около 50 м, протяженность 330 м. Состоит мыс из порфиринов, застывших на небольшой глубине; по условиям залегания это интрузивный массив.

Массив порфирита под влиянием выветривания в значительной мере освобожден от вмещающих пород таврической серии. Они полностью смыты в юго-западной части, круто спускающейся к морю. Нет осадочных пород и на северо-восточном и юго-западном окончаниях

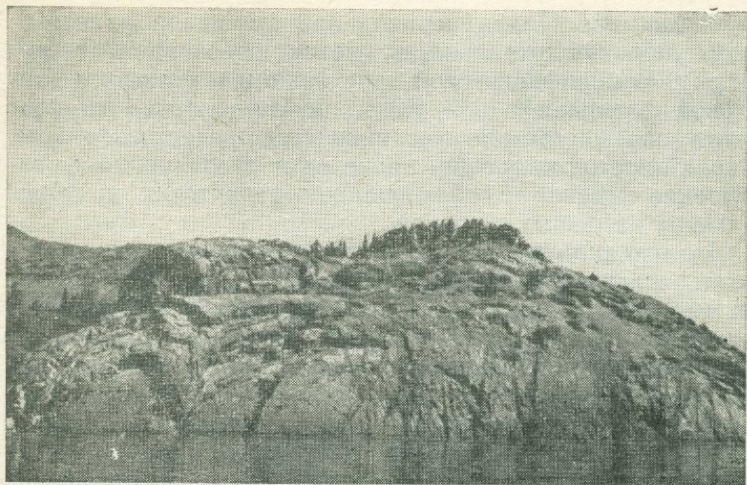


Рис. 34. Массив мыса Плака с прекрасно выраженной пластовой скорлуповатой отдельностью

массива, также омываемых морем. И только северо-восточная часть интрузивного тела скрыта от наблюдателя толщей сильно дислоцированных и перемятых аргиллитов и песчаников. Таким образом, та часть интрузивного массива Плака, которая поднимается над морем, более чем наполовину отпрепарирована от вмещающих пород.

Создается впечатление, что массив значительно разрушен, во всяком случае на многие метры. Но в действительности это не так, о чем убедительно свидетельствуют распространенные на поверхности породы с резко выраженной порфировой структурой, местами даже корочки закалки в виде плотной темной породы, а также остатки метаморфизованных аргиллитов и песчаников. Отсюда можно сделать только один вывод — рельеф мыса Плака совпадает с первичной формой массива или очень слабо отличается от нее, массив недавно вышел на дневную поверхность из-под покрывающих осадочных пород. Форму тела порфиритов можно представить в виде раздутого короткого гребневидного тела, в верхней части заканчивающегося сводом.

В массиве Плака великолепно выражена пластово-скорлуповатая отдельность, четко очерчивающая его форму. В периферической зоне толщина «скорлуп» пластовой отдельности 0,3—0,5 м, но с удалением от контакта она постепенно увеличивается и достигает 1 м. Вдоль пластовых трещин происходит отслаивание и разрушение массива с образованием гигантских крутопадающих каменных ступеней.

На границе ранней и средней юры, а также в течение значительной части средней юры из недр Земли магма по глубинному разлому проникла в Крымскую геосинклиналь. Песчано-глинистые осадки таврической серии к тому времени были уплотнены, но еще не окаменели.

Магма поднималась по разлому широким фронтом. Ее продвижение было неравномерным, в разных участках совершалось с неодинаковой скоростью, над верхним фронтом расплава в ряде мест выступили магматические «клинья». Движение клиньев магмы закончилось на небольшой глубине, где активные силы магмы уравнились пассивным сопротивлением осадочной толщи. Но из глубинного очага магма продолжала поступать под напором и раздувала камеру подобно тому, как резиновый шар расширяется при вдувании воздуха. Осадочные породы вспучивались над сводом интрузии и оттеснялись вверх, в стороны и вниз.

При расширении магматической камеры осадочные породы испытывали сильные механические деформации. Жесткие и хрупкие пласты песчаников дробились на обломки, тогда как слои уплотненных глин под давлением становились пластичными и цементировали обломки. Сила, вызывающая эти явления, была очень значительной. Установлено, что песчаники раздроблялись при давлении около 1080 бар, которое скорее всего развивалось на глубине примерно 400 м от дневной поверхности того времени.

Между тем магма в камере охлаждалась и наконец затвердела. Появились зияющие трещины отдельности, тотчас заполнившиеся находившимся под давлением пластичным глинистым материалом и обломками песчаников.

В образовании пространства, занятого массивом Плака и другими куполовидными массивами Южного

берега среднего и небольшого размеров, решающая роль принадлежит механической активности магмы и способности песчано-глинистых пород таврической серии к течению. Преобладающие в ее составе аргиллиты под давлением становились пластичными и без особого сопротивления уступали напору магмы, оттесняясь в стороны, вверх и вниз от увеличивавшейся в размере камеры интрузии.

Однако нужно иметь в виду, что уплотнением аргиллитов вокруг расширявшейся под напором магмы камеры можно объяснить образование только сравнительно небольших массивов. Но когда идет речь о телах поперечником в сотни и тысячи метров (а именно таковы крымские массивы), ясно, что подобным механизмом нельзя объяснить возникновение крупных магматических камер. Чем же вызвано завоевание магмой больших объемов в приповерхностных частях земной коры?

Обратив внимание на близость геологического возраста куполовидных интрузий и вмещающих пород таврической серии (первые формировались на границе ранней и средней юры, абсолютный возраст массивов 160—165 млн. лет, вторые в позднем триасе и ранней юре), мы увидим, что причиной была незавершенность окаменения вмещающих пород во время внедрения магмы. «Несозревшие» осадочные породы были слабо уплотнены и насыщены водой. Поэтому уплотнение осадочной толщи при внедрении магмы проявилось на расстоянии в сотни метров.

Оценивая объем, освободившийся при уплотнении неокаменивших пород, можно исходить из того, что пористость песков и глин достигала 20—40%, аргиллитов 5—20%. Следовательно, при сильном сжатии и связанном с ним закрытием пор объем пород мог уменьшаться не менее чем на $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$. В этом отношении до сих пор представляют интерес опыты Х. Сорби. Он установил следующее: когда осадочный материал уплотнился за счет потери воды под влиянием давления, объем песчаных пород уменьшался на 25% от первоначального, глинистых — на 75%.

Свободное пространство появляется и в результате другой причины: под влиянием сильного нагрева со стороны внедрившейся магмы вода, заключенная в осадочных породах, удаляется.

Но, может быть, образование камер куполовидных интрузий под действием механической активности магмы — явление исключительное и в природе ему нет ничего подобного? Однако это не так — данному явлению тождественно образование соляных диапиров. Последние представляют собой скопления каменной соли в виде куполов и колонн, проткнувших толщи песков и глин. Куполовидные интрузии и соляные диапиры, несмотря на коренное различие в материале, заняли пространство путем уплотнения и оттеснения вмещающих пород под напором глубинного материала (магмы в первом случае и каменной соли во втором). Именно благодаря этой аналогии и появился термин «магматический диапир», предложенный в 40-х годах В. Н. Павлиновым для куполовидных интрузий Кавказских Минеральных Вод и Горного Крыма, раньше считавшихся типичными лакколитами.

Как видно, проблема пространства для крымских куполовидных интрузий решается так же, как и для соляных диапиров. И если не вызывает сомнения завоевание пространства в слоистой оболочке Земли поднимающейся с глубин пластичной солью, не менее реально формирование магматических диапиров в результате нагнетания магмы в камеру.

Теперь возникает вопрос — насколько геологически самостоятельны магматические диапиры Крыма? (Иными словами, образовались они независимо от других проявлений магматизма или же как-то связаны с ними?) Прежде чем ответить на этот вопрос, обратим внимание на близость геологического возраста магматических диапиров и нижне-, среднеюрских вулканогенных толщ, близки они к ним также по минералогическому и химическому составу. Значит, есть основания считать, что магматические диапиры образовались из той же исходной магмы, которая питала и вулканические извержения.

А если еще учесть, что магматические диапиры застывали неглубоко от поверхности и встречаются на Южном берегу, где среднеюрские отложения в значительной мере размыты и в них, наверное, были заключены вулканогенные толщи, тогда становится очевидным, что самые крупные массивы, как Чамны-Бурун, Урага, Медведь-Гора и другие, могут быть застывшими промежуточными магматическими очагами.

Пластовая интрузия по реке Бодраку

Конечно, куполовидными массивами Кастель, Чамны-Бурун, Плака и другими не исчерпывается многообразие интрузивных массивов в Крыму. Прекрасно представлены пластовые интрузии в разных участках Горного Крыма. Остановимся на самой интересной и показательной из них, обнаженной в верховьях речки Бодрака.

Из Симферополя до села Трудюлюбовки Бахчисарайского района по шоссе будет чуть больше 20 км. Дальнейший путь идет вверх по долине Бодрака. По ней проходит полевая дорога, проезжая для автомобиля. В склонах долины местами видны сильно дислоцированные пласты аргиллитов и песчаников таврической серии. Примерно на седьмом километре долина сильно сужается, и в ее правом борту, поросшем лесом, прямо над дорогой виден крупный скальный выход зернистой породы черно-зеленого цвета. Это обнажение пластовой интрузии габбро-диабаз, но осматривать ее лучше не здесь, а спустившись в русло Бодрака.

Каменистое дно водотока состоит из поставленных на голову аргиллитов и песчаников. Над ним в виде стены, перегородившей речку, возвышается отпрепарированное от осадочных пород интрузивное тело в виде вертикальной стены. В контакте с ним осадочные породы метаморфизованы и превращены в плотную черную тонкозернистую породу. Водоток сперва обходит каменную стену, затем круто меняет направление и течет поперек, срываясь с нее небольшим водопадом. В этих условиях идеальной обнаженности, когда любой участок интрузии прекрасно виден, ее можно изучить буквально сантиметр за сантиметром.

На рис. 35 показано строение пластовой интрузии в плане. Прежде всего обращает внимание согласный контакт интрузии габбро-диабаз с вмещающими породами. Вдоль контакта протянулся пласт аргиллита. И только в одном месте (в правой части рисунка), где пластовая интрузия коленообразно изогнута последующими деформациями, слои упираются в габбро-диабаз. Здесь же от пластовой интрузии отходит клинообразное ответвление. Оно постепенно суживается и сходит на нет, подобно клинку кинжала. Эти особенности залегания говорят о том, что магма внедрялась между пла-

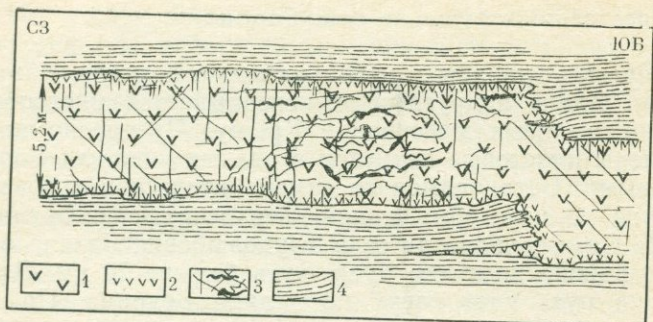


Рис. 35. Схема строения пластовой интрузии в истоках реки Бодрака
 1 — зернистый диабаз центральной части; 2 — тонкозернистый диабаз краевой части; 3 — трещины отдельности и кальцитовые жилы (черные полоски); 4 — вмещающие аргиллиты и песчаники

стами очень свободно, препятствий для ее распространения не было. Именно поэтому пластовая интрузия не деформирует вмещающие породы, а залегает в них совершенно согласно, образуя своего рода «пласт». Сравнивая свойства пластовой интрузии с массивом мыса Плака и другими магматическими диапирами, можно сказать, что пластовая интрузия формировалась иным путем, без существенной механической активности магмы.

Габбро-диабазы пластовой интрузии несколько отличаются в центре и по краям тела. В центре — это среднезернистая, хорошо раскристаллизованная порода, по краям — тонкозернистая до плотной, с редкими вкрапленниками полевого шпата и немногочисленными миндалинами. Различия в структурных особенностях пород вызваны неодинаковыми условиями охлаждения магмы. В центральной части тела она остывала медленно, и потому кристаллы выросли довольно крупными. В краевых частях магма отдавала много тепла окружающим холодным породам, время кристаллизации было короче, поэтому кристаллы не успели значительно увеличиться.

Следует обратить внимание на правильную систему трещин, разделяющую пластовую интрузию на блоки одинаковой формы. Один ряд трещин параллелен поверхности охлаждения (в нашем случае контакту с вме-

щающими слоистыми породами). Два других перпендикулярны к ней и друг к другу. Расположение трещин, а в связи с этим и форма блоков отдельности зависят от формы магматического тела. В пластовых интрузиях блоки имеют форму параллелепипедов, во внешней части куполовидных тел — скорлуп, на глубине — крупных, подчас огромных каменных монолитов в виде кубов или параллелепипедов.

Рассмотрим подробнее образование бодракской пластовой интрузии. Как объяснить такое поразительное явление, когда внедрение слоя магмы толщиной 5 м не сопровождалось сколько-нибудь заметной деформацией вмещающих пород? Каким путем магма легко отвоевала пространство у окружающих осадочных пород, не вызвав в них деформаций?

Конечно, эти особенности интрузии немыслимы в случае проникновения магмы в сложно смятую гармошку осадочных пород. Бывает, что магма внедряется и в смятые в складки пласты, но только при условии ее очень большой механической активности. В этом случае вмещающие осадочные породы в контакте обязательно смяты и раздавлены, а картина согласного контакта очень сильно нарушена. К тому же мощность пластовой интрузии от места к месту сильно меняется, так как в разных участках складок сопротивление проникновению магмы различно. Всех этих особенностей нет в бодракской интрузии.

Если же представить, что магма внедрялась в горизонтальные пласты, тогда специфические свойства пластовой интрузии легко объясняются. Становятся понятными постоянная мощность интрузии, согласный контакт с вмещающими породами и ее кинжаловидное окончание. Ведь подъем расплава вместе с тем обозначает освобождение равноценного объема на глубине. Пустота в недрах Земли в условиях огромного давления не может сохраниться, она исчезает, как только опустятся лежащие выше массы. Получается любопытная связь: поднятие магмы, а затем распространение ее между слоями ведет к опусканию подошвы интрузии. Последняя же давит на магму, у которой одна возможность освободиться от нагрузки — подняться в верхние части слоистой толщи. Так магма постепенно в виде клина внедряется между слоями, разъединяя смежные пласты.

Магма, по выражению Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, «вползает» между слоями.

Свободное распространение магмы объясняется еще следующим. Вмещающие породы в то время были представлены малопрочными уплотненными илами и песками, а не аргиллитами и песчаниками. Это способствовало свободному распространению магмы между податливыми слоями.

Итак, образование пластовой интрузии реки Бодрака совершалось в два этапа. В течение первого в горизонтально лежащие таврические отложения, мало отличающиеся от первоначальных осадков, внедрилась магма основного состава. Распространялась она спокойно, вползая между слоями. Во второй этап аргиллиты и песчаники таврической серии, а вместе с ними и пластовая интрузия были смяты в складки. Таким образом, пластовая интрузия возникла до складчатости, а ее внедрение относится к поздне триасовому и раннеюрскому периодам.

Вулканические дуги Крыма

Теперь мы знаем, где находились древние вулканы и как они действовали. Но существует ли закономерность в размещении вулканов?

Уже в 1879 г. А. Е. Лагорио заметил правильность в мозаике полей вулканических пород и массивов глубинных пород Крыма. Оказалось, что выходы изверженных пород располагаются вдоль двух линий, параллельных Первой гряде Крымских гор, и поперечной к ним полосы массивов Кастели, Ураги и магматических тел по реке Альме. Лагорио связал размещение магматических тел с «кряжеобразовательными процессами». В настоящее время, когда ясно, что тектоническую историю Крыма нельзя сводить только к процессу складчатости, это объяснение неприемлемо.

Нанеся на карту положение древних вулканов, мы увидим, что они группируются в две полосы — северную и южную (рис. 36). В северную входят вулканы, действовавшие в поздне триасовую, ранне- и среднеюрскую эпохи. Это вулканические породы и пирокласты в окрестностях Симферополя, по рекам Альме и Бодраку, на мысе Фиолент вблизи Балаклавы. В южную полосу,

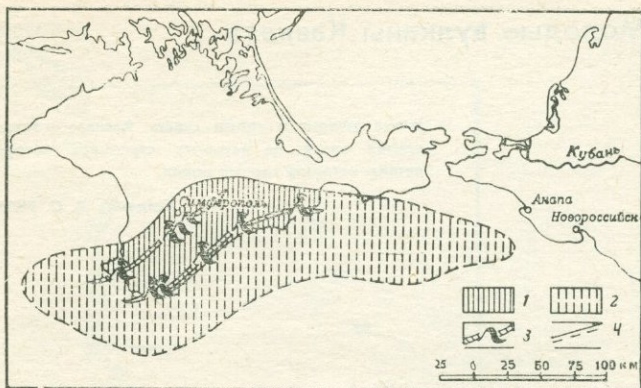


Рис. 36. Размещение древних вулканов в Крымском складчато-глыбовом сооружении (по В. И. Лебединскому и А. И. Шалимову)

1 — сохранившаяся на суше часть Крымского складчато-глыбового сооружения; 2 — опустившаяся в море часть Крымского складчато-глыбового сооружения; 3 — крупные подводные вулканы и острова с вулканами; 4 — установленная (сплошная линия) и предполагаемая (пунктир) граница Крымского складчато-глыбового сооружения

протянувшуюся вдоль Южного берега Крыма, входят крупные вулканы Карадагский, Лименский и ряд других поменьше, а также близповерхностные массивы магматических диапиров и пластовые интрузии.

Эти данные говорят о том, что в начальный период развития Крымской геосинклинали на месте современных гор существовало две цепочки вулканов. Они были подводными, но в отдельные моменты поднимались над морем и превращались на некоторое время в вулканы-острова. Эти две цепочки вулканов геологически удивительно сходны с цепочками современных вулканов Курильских, Японских и Филиппинских островов, Индонезии и некоторых других районов Тихого океана. Природа, словно исполинским циркулем, очертила дуги, на которых лежат эти острова. Их называют, как упоминалось раньше, вулканическими островными дугами. Близкие к ним островные дуги были в геологическом прошлом и на месте современных Крымских гор. В целом же расположение магматических проявлений в Горном Крыму подчинено продольной и поперечной зональности, обусловленной положением глубинных разломов

Молодые вулканы Кавказа

Дикие ущелья и голые скалы Кавказа — точно раскрытая книга, на истертых страницах которой мы читаем историю горных пород.

Академик Д. С. БЕЛЯНКИН

Кавказ — обширная горная страна между Черным и Азовским морями на западе и Каспийским морем на востоке. Северную границу Кавказа проводят по Кумо-Манычской впадине, бывшей в недавнем геологическом прошлом дном морского пролива, соединявшего Каспийский бассейн с Черноморским. Южная граница лежит за рубежом нашего государства.

Кавказ — страна географических контрастов. Здесь выделяют две горные системы — Большой и Малый Кавказ — и разделяющую их равнину рек Риона и Куры. К северу горы Большого Кавказа без всякого перехода сменяются обширной Предкавказской равниной, сливающейся с огромной Русской равниной. Поскольку Малый Кавказ отделен от Русской равнины более высоким и протяженным Большим Кавказом и находится во «втором эшелоне» вулканической короны и, что важнее всего, своей геологической историей довольно сильно отличается от ее других звеньев (Карпаты, Крым, Урал) и геологически тесно связан с территорией Турции и Ирана, в дальнейшем будет идти речь только о Большом Кавказе.

Большой Кавказ образует грандиозное горное поднятие из множества хребтов (рис. 37), объединенных складчатыми движениями в неогеновом периоде и поднятиями неоген—четвертичного времени в одну мощную горную страну. Это сооружение распадается на части, значительно отличающиеся по рельефу и геологическому строению. Длина Большого Кавказа около 1500 км, ши-

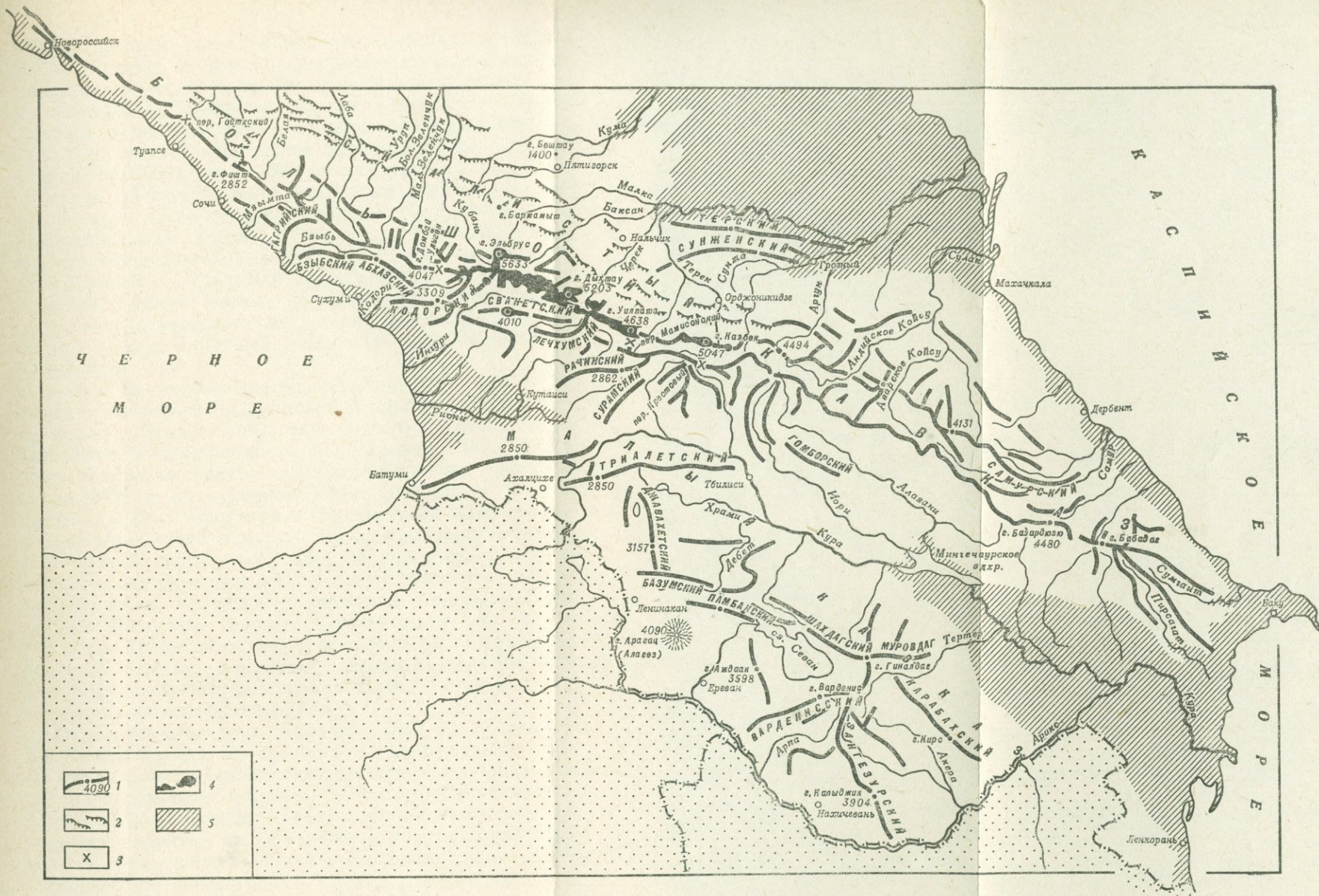


Рис. 37. Орографическая схема Кавказа (по Г. К. Тушинскому)

1 — хребты и отметки высот (в м); 2 — куэсты; 3 — перевалы; 4 — ледники; 5 — низменности

В. И. Лебединский

рина в средней части (в районе Казбека) примерно 110 км. Отсюда в обе стороны горное сооружение расширяется, а затем к своим оконечностям сужается и понижается, заканчиваясь холмами Таманского полуострова на северо-западе и Апшеронского полуострова на юго-востоке. Максимальной высоты достигает Кавказ к вершине Эльбруса — 5633 м над уровнем моря.

Среди хребтов Кавказа, вытянутых примерно параллельно друг другу, отчетливо выделяется Главный, или Водораздельный, хребет. Севернее, параллельно ему, протягивается другой высокий хребет, который на западе называется Передовым, а к востоку от Эльбруса Боковым. В целом Кавказ по рельефу делят на четыре части, отличающиеся также и геологическими особенностями: Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный.

Северо-Западный (или Причерноморский) Кавказ состоит из нескольких параллельных хребтов, которые начинаются у Черного моря близ Анапы и постепенно повышаются в юго-восточном направлении. Гора Фишг, принимаемая за границу этой части Кавказа, поднимается на 2852 м над уровнем моря. От Фишта до горы Казбек (5043 м) протянулся Центральный Кавказ — самая высокая часть горного сооружения, царство ледников, вечных снегов, потухших грандиозных вулканов. Здесь находится огромный двуглавый вулканический конус Эльбруса, восточнее — гранитная пирамида Ужба, за ней Тетнульд, Дыхтау, Коштантау и ряд других под стать им высоких гор. У северного подножия Центрального Кавказа в районе Кавказских Минеральных Вод над равниной возвышается группа островных гор, состоящих из изверженных пород.

От Казбека до горы Бабадаг (3632 м) протянулся Восточный Кавказ. По сравнению с Центральным высота хребта заметно ниже, вечные снега и ледники встречаются отдельными пятнами. За Бабадагом начинается Юго-Восточный Кавказ. Хребет быстро понижается, приобретает характер средневысотных гор, а затем переходит в гряды, спускающиеся в Каспийское море в виде Апшеронского полуострова.

Основные особенности геологического развития Большого Кавказа

Геологически Большой Кавказ делится на четыре крупные части (рис. 38): Предкавказскую эпигерцинскую платформу, Альпийские краевые прогибы, складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа, Закавказский межгорный пояс.

Северная часть Кавказского перешейка вместе со Ставропольской возвышенностью и равнинами к северу от нижних течений Кубани и Терека представляет собой молодую Предкавказскую (или Скифскую) платформу. Фундамент платформы сложен смятыми в герцинскую складчатость палеозойскими толщами, на которых горизонтально лежит осадочный чехол мезозойских осадочных пород. Если эти данные перевести на язык геологических событий, то, значит, здесь после герцинской складчатости в конце палеозойской эры возникло складчатое сооружение, а в рельефе появились горы. Затем они были разрушены до основания, и, когда в мезозойскую эру море вновь пришло и затопило территорию, корни древних гор были перекрыты спокойно лежащей толщей мезозойских осадочных пород.

Эпигерцинская платформа своим одним участком — Ставропольским поднятием — непосредственно соприкасается с горным сооружением Кавказа. По обе стороны от Ставропольского поднятия, к западу и востоку между молодой платформой и складчатым сооружением, лежат прогибы Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский соответственно. Прогибы заполнены мощной толщей третичных песчаников и конгломератов, образовавшейся после того, как основная часть Кавказской геосинклинали превратилась в складчатое поднятие. По положению в пространстве и условиям образования Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы Кавказского складчато-глыбового сооружения полностью сходны с Предкарпатским прогибом Карпатского складчато-глыбового сооружения.

Много сложнее строение горного сооружения Кавказа — огромного мегантиклинория. Он асимметричен в продольном и поперечном направлениях. По длине мегантиклинорий Большого Кавказа распадается на не-

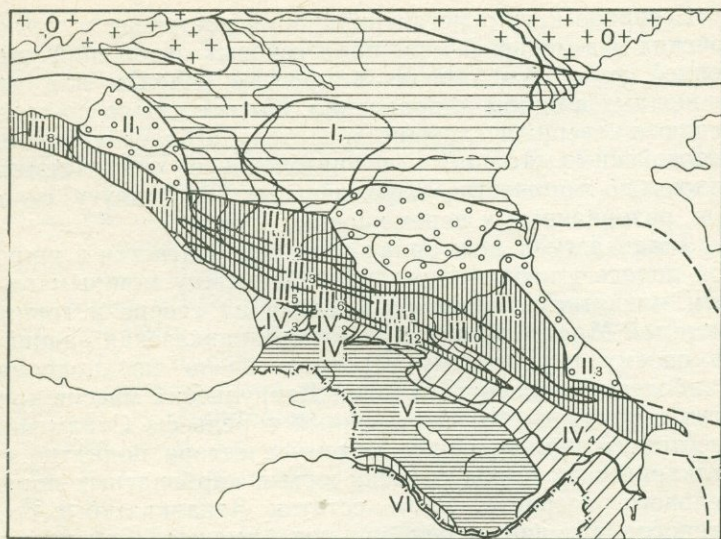


Рис. 38. Основные тектонические зоны Кавказа (по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, с некоторыми упрощениями)

I — Русская докембрийская платформа: 1 — Предкавказская эпигерцинская платформа; 2 — Ставропольское поднятие

II — Предкавказские передовые прогибы: 1 — Индоло-Кубанский; 2 — Терско-Каспийский

III — мегантиклинорий Большого Кавказа: 1 — Лабино-Малкинская зона; 2 — Тырнауз-Пшекишская зона глубинного разлома; 3 — зона поднятия Главного хребта Центрального Кавказа; 4 — зона геосинклинали южного склона; 5 — Абхазо-Рачинская зона; 6 — Рача-Лехчумская зона глубинного разлома; 7 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа; 8 — Таманская зона поперечного погружения; 9 — зона известняков Дагестана — Осетии; 10 — зона центрального сланцевого поднятия Восточного Кавказа; 11 — флишевая зона Восточного Кавказа; 12 — Кахетинская зона глубинного разлома; 13 — Апшероно-Кобыстанская зона поперечного погружения

IV — Закавказский межгорный пояс: 1 — Дзирульский массив; 2 — Окрибско-Сачхерская зона; 3 — Рионская межгорная впадина; 4 — Куринская межгорная впадина

V — мегантиклинорий Малого Кавказа

VI — Араксинский межгорный прогиб

сколько крупных приподнятых и опущенных сегментов. Более всего приподнят центральный сегмент, наиболее погружены северо-западное и юго-восточное окончания мегантиклинория. В самом приподнятом блоке он сложен палеозоем, в опущенных участках — нижнеюрскими отложениями.

Северное крыло мегантиклинория построено из мезозойских и в меньшей мере палеогеновых отложений умеренной мощности, смятых в простые складки или наклоненных в одном направлении. Южное крыло по сравнению с северным сложено значительно более мощными мезозойскими толщами и интенсивнее складчатыми, вплоть до множества параллельных друг другу складок, разорванных и перемещенных к югу.

Закавказская межгорная зона располагается в широкой полосе тектонического прогиба между мощным горным поднятием Большого Кавказа на севере и горной системой Малого Кавказа на юге. Закавказская равнина по своему внутреннему строению очень неоднородна. Наиболее возвышенны древний Дзирульский массив кристаллических пород, выраженный в рельефе Сурамским хребтом, и примыкающее к нему с севера поднятие из вулканических пород средней юры и карбонатных пород мелового возраста. Этот остаток Закавказского срединного массива известен под именем Грузинской глыбы.

К западу от Грузинской глыбы находится Рионский, а к востоку Куринский межгорные прогибы, с юга ограниченные сооружением Малого Кавказа. Межгорные впадины заполнены мощной толщей плиоценовых и четвертичных моласс. Например, в восточной части Куринского прогиба их мощность оценивается в 5 км. В современном рельефе межгорные впадины выражены Колхидской и Куро-Араксинской низменностями, орошаемыми водами соответственно Риона и Куры вместе с Араксом.

Начало геологического изучения Большого Кавказа относится к концу XVIII—первым десятилетиям XIX в., когда русские ученые впервые проникли на территорию Кавказа и получили первые сведения о его геологическом строении и полезных ископаемых. Большой вклад в изучение геологии Кавказа внес Г. В. Абих, более 30 лет (1844—1876) самоотверженно занимавшийся исследованием малодоступных горных районов. Труды Абиха долго были основным источником сведений по геологии Кавказа, и его справедливо называют «отцом геологии Кавказа».

Во второй половине XIX в. развивается горная промышленность Кавказа и одновременно проводятся си-

стематические исследования территории. В конце XIX—начале XX в. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг изучает вулканизм Центрального Кавказа. В начале XX в. на Кавказе начинают свои работы Геологический комитет. Изучение вулканизма Эльбруса и массивов изверженных пород в окрестностях Минеральных Вод было выполнено А. П. Герасимовым — основателем школы кавказских геологов.

С установлением Советской власти исследования развернулись в неизмеримо более широком масштабе. Современные представления о вулканизме Большого Кавказа связаны с деятельностью многих исследователей: А. П. Герасимова, Д. С. Белянкина, В. П. Петрова, К. Н. Паффенгольца, Г. Д. Афанасьева, С. С. Кузнецова, В. Н. Павлинова, А. П. Лебедева, Е. Е. Милановского, Н. В. Короновского, М. Г. Ломизе, А. М. Борсука, Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе, М. А. Кашкая и др.

По новейшим данным крупных исследователей геологии Большого Кавказа В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского, история развития Кавказской геосинклинали делится на четыре главные стадии: начальную, раннюю, среднюю и позднюю.

Начальная стадия охватывает позднюю пермь и триасовый период. В то время на южном склоне Кавказа существовал унаследованный от более раннего времени геосинклинальный прогиб, продолжавшийся на запад до Горного Крыма. В прогибе накапливались песчано-глинистые и отчасти карбонатные отложения. Геосинклиналь с юга граничила с обширным Закавказским срединным массивом, на севере — с эпигерцинской Предкавказской платформой вдоль Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома, сыгравшего исключительную роль в появлении и размещении очагов вулканизма.

Ранняя стадия развития Кавказской геосинклинали объединяет раннюю и среднеюрскую эпохи. В это время морской бассейн расширился к северу, захватив всю эпигерцинскую платформу. Однако распространение моря не было равномерным, а совершалось тремя волнами. В промежутки времени между ними море отступало. Значительно расширилась и Кавказская геосинклиналь. Ускорило ее прогибание, в осевой зоне накапливались мощные (до 10 км) глинистые толщи, впослед-

ствии превратившиеся в аспидные сланцы*. Широко развивался подводный вулканизм, на морском дне формировались потоки и покровы спилитов, кератофиров и порфиритов, периодически происходившие подводные взрывы поставляли раздробленную лаву. Вдоль геосинклинали протянулась мощная полоса вулканических пород спилито-кератофировой формации.

К концу среднеюрской эпохи тектонические движения в Кавказской геосинклинали усложнились. В ее осевой части появились поднятия. Они настолько быстро разрослись, что к началу позднеюрской эпохи прогиб осушился, а мощная толща осадочных пород, накопившаяся в прогибе, смялась в складки.

Возникли антиклинории Северо-Западного, Восточного и Юго-Восточного Кавказа, возродился ограниченный разломами и поднятый по ним горст-антиклинорий Центрального Кавказа, существовавший еще в палеозойскую эру.

Средняя стадия развития Кавказской геосинклинали приходится на время: поздняя юра — ранний палеоген.

По обе стороны поднятий конца среднеюрской эпохи отчетливо обособились два прогиба, сильно отличавшиеся друг от друга. На северном склоне располагался сравнительно неглубокий прогиб, в котором отлагались мелководные карбонатные и в меньшей мере обломочные осадки мощностью около 2—3 км. Этот прогиб со временем переместился на север.

На южном склоне Кавказа в полосе между среднеюрскими поднятиями Главного хребта и Закавказским срединным массивом обособился ограниченный разломами глубокий прогиб. В Центральной части он полностью пережимался и сильно расширялся по обе стороны от нее. В прогибе накопилась мощная (до 6—8 км) флишевая толща. Физико-географическую обстановку того времени можно представить в виде моря с архипелагом островов, разделенных довольно глубокими проливами. Со склонов подводных ложбин часто устремлялись вниз придонные течения, нагруженные илом и песком, с деятельностью которых как раз и связано образование ритмично построенной флишевой формации.

В конце мелового — начале палеогенового периодов

на Кавказе вновь произошли поднятия. Они не вызвали коренной перестройки геосинклинали, но привели к ряду изменений. Прекратил свою жизнь прогиб южного склона Кавказа, а накопившиеся в нем мощные толщи флиша смялись в сложнейшие складки самых различных размеров. Расширились и слились в одну сплошную полосу поднятия (геоантиклинали), при этом часть из них поднялась над морем в виде обширных участков суши.

Поздняя стадия развития Кавказской геосинклинали началась в олигоцене и продолжается до настоящего времени. В олигоцене Кавказ превращается в единый горный хребет, продолжающий расти вверх и в ширину.

Воздымание Большого Кавказа особенно усилилось в позднем миоцене. Об огромной амплитуде поднятия горного сооружения за время с позднего миоцена и до настоящих дней свидетельствуют данные, приводимые Е. Е. Милановским; на Центральном Кавказе она измеряется 4—5 км.

На Северо-Западном и Юго-Восточном Кавказе амплитуда поднятия убывает до 1—2 км. С резким подъемом горного сооружения связано другое важное событие новейшей геологической истории Кавказа — четвертичное горное оледенение.

Одновременно с поднятием Большого Кавказа шло энергичное разрушение горной страны, образование и накопление песчано-глинистых моласс во впадинах по обе стороны горного сооружения. Предкавказский прогиб сперва был сплошным, но в середине миоцена из опускания выключилось Ставропольское поднятие и единый прогиб распался на два глубоких передовых прогиба — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский, активная жизнь которых продолжается и поныне.

По южной стороне Кавказского мегантиклинория вдоль окраинных частей Закавказского срединного массива формировался быстро погружающийся Закавказский прогиб. Заключенные в нем огромные по мощности песчано-глинистые молассы образовались за счет разрушения горных цепей Большого и Малого Кавказа.

Воздымание Кавказа сопровождалось вулканизмом в его центральной, наиболее приподнятой, части. Центральный Кавказ поднимался в виде единого свода, но в

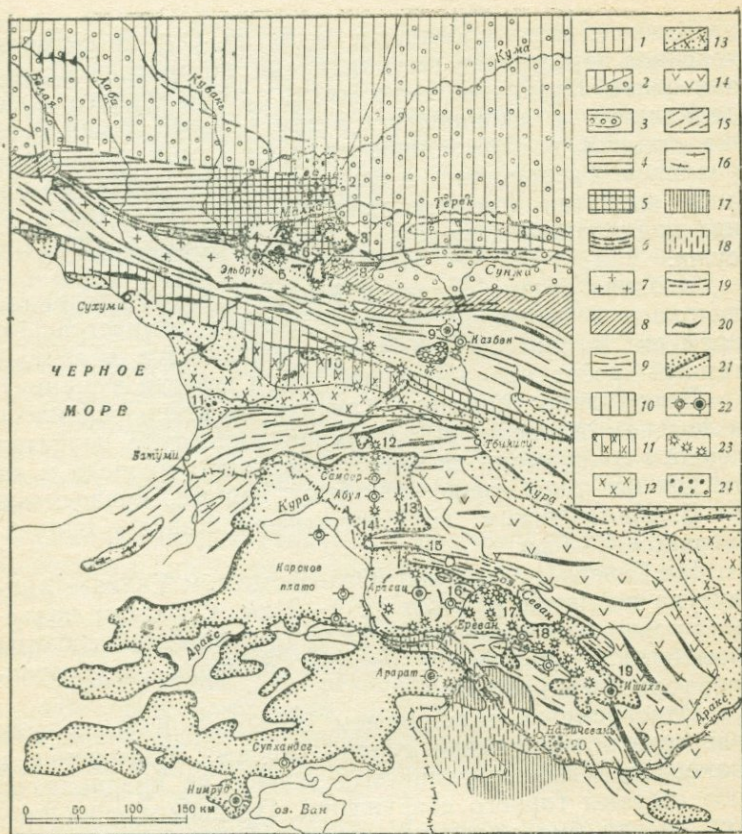


Рис. 39. Положение областей и районов новейшего вулканизма в тектонической структуре Большого и Малого Кавказа (по Е. Е. Милановскому)

1 — эпигерцинская платформа Предкавказья (Ставропольское поднятие). Предкавказские краевые прогибы: 2а — на платформенном основании; 2б — на альпийском геосинклинальном основании; 3 — поднятия в краевых прогибах Мегантиклинорий Большого Кавказа: 4 — Лабино-Малкинская моноклиальная зона; 5 — ее наиболее приподнятая часть (Малкинское поперечное поднятие); 6 — Тырнаузская шовная зона; 7 — горст-антиклинорий Главного хребта Центрального Кавказа; 8 — северные крылья мегантиклинория на Северо-Западном и Восточном Кавказе; 9 — синклинии и антиклинории, развивавшиеся из осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа; 10 — структуры, развивавшиеся из южного крыла геосинклинали Большого Кавказа Закавказская межгорная зона: 11 — северная часть срединного массива (Грузинской глыбы); 12 — Дзиркульский выступ срединного массива; 13а — межгорные впадины; 13б — межгорные впадины, наложенные на центральную часть срединного массива.

ряде мест грандиозное поднятие осложнилось подвижками по продольным и поперечным разломам с образованием впадин. Подъем мегантиклинория раскрыл глубинные разломы, по ним поднималась магма, в отдельных участках начались мощные вспышки вулканизма. Однако они не охватили всей новейшей геологической истории Кавказа, а приурочены к трем ее интервалам: на границе миоцена—плиоцена, к позднему плиоцену и позднему плейстоцену * — голоцену *.

На Большом Кавказе молодая вулканическая деятельность проходила в трех областях: Эльбрусской, Казбекской и Центрально-Грузинской (рис. 39). Самая мощная Эльбрусская вулканическая область занимает наиболее широкое и приподнятое северное крыло Кавказского мегантиклинория. Ее вулканические центры приурочены к разломам, ограничивающим с севера, востока и юга Лабино-Малкинскую зону. Эта область включает огромный вулкан Эльбрус, Верхне-Чегемскую вулканическую впадину, обширный покров игнимбритов Нижне-Чегемского района, куполовидные массивы изверженных пород Пятигорья и др. Казбекская вулканическая область занимает осевую часть и южное крыло Кавказского мегантиклинория, в нее входят вулканы Казбек, Кабарджин, вулканы Кельского плато и др.

Мегантиклинорий Малого Кавказа: 14 — Сомхето-Кафанская, Аджаро-Триалетская и Армянская зоны; 15 — синклинии; 16 — антиклинии; 17 — выступы палеозойского основания, частично вовлеченные в поднятие Малого Кавказа; 18 — межгорные впадины; 19а — крупнейшие альпийские разломы; 19б — то же, предполагаемые, погребенные и флексуры; 20 — некоторые антиклинории и крупные антиклинали; 21а — районы сплошного развития неогеновых и антропогеновых эффузивных образований; 21б — контуры некоторых районов и областей новейшего вулканизма; 22 — крупнейшие вулканы; 23 — некоторые вулканы и центры извержений; 24 — гипабиссальные и субвулканические образования неогенового возраста

Цифры на карте обозначают: 1 — Грозненский вулканический район; Эльбрусская вулканическая область: 2 — район Минеральных Вод; 3 — Нижне-Чегемский район; 4 — Эльбрус; 5 — Кыртык; 6 — Тырнауз; 7 — Верхний Чегем; 8 — Сурх; 9 — Казбекская вулканическая область. Центрально-Грузинская вулканическая область: 10 — Северный район; 11 — Южный (Гурийский) район. Ахалкалакская вулканическая область: 12 — Боржомский район; 13 — поднятие Мокрых гор; 14 — Ашокское поднятие. Армянская вулканическая область: 15 — Арагацкий район; 16 — Мисханское; 17 — Гегамское; 18 — Варденинское поднятие; 19 — Карабахское поднятие; 20 — Нахичеванский район

Центрально-Грузинская вулканическая область расположена к северо-востоку и северо-западу от Дзирульского массива на крайнем юге южного склона Кавказа. Небольшой изолированный район неогенового вулканизма находится в Гурии. Его составляют лавовые потоки, вулканические жерла и субвулканические тела базальтов и андезито-базальтов (Чиатури, Наманеви и др.) с повышенной щелочностью. Еще меньше верхнеплиоценовые дайки трахитов* в Гурии и верхнеплейстоценовые андезито-базальтовые потоки Джавского района.

Высочайший вулкан Кавказа

Читатель догадался, конечно, что речь пойдет о самом высоком вулкане Европы — Эльбрусе, издавна привлекавшем внимание людей. Первые сведения о нем встречаются у греческих мореплавателей, посетивших за много веков до нашей эры сказочную Колхиду, над которой «высится неведомая гора, треть ночи освещаемая солнцем». По их словам, «задолго до того как солнце осветит гребни волн, эта таинственная вершина уже купается в золоте первых лучей улыбающейся Эос, и в то время когда на море уже плавают сумерки, снега загадочной вершины еще горят рубинами закатных огней».

Эльбрус господствует над горами Кавказа — он виден со всех вершин хребта, с равнинных территорий Закавказья и даже с палуб пароходов, пересекающих Черное море. Недаром силуэт этой горы стал как бы символом и своеобразным гербом всего, что относится к Кавказу.

Картина снежной громады оставляет неизгладимое впечатление (рис. 40). Вот как описывает ее С. С. Кузнецов: «Обычно Эльбрус отчетливо виден из города Ставрополя. Воздушно-легкой и прозрачной храминой плавает он в небесной выси. Этот гигант кажется невесомым, и манящим, и влекущим, как далекая мечта. Вечерними закатами он загорается как будто изнутри. Величественные и ликующие чувства пробуждаются от этих дивных видений».

Обычный путь из Нальчика к Эльбрусу имеет немалый геологический интерес. Вначале он совпадает с

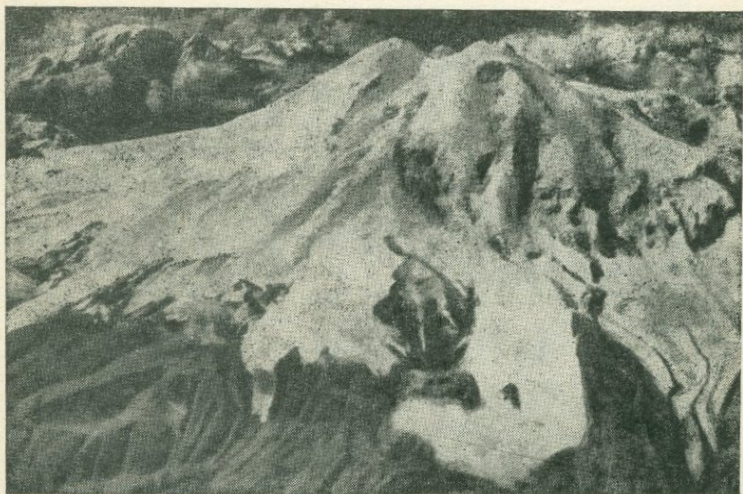


Рис. 40. Покрытый шапкой льдов двуглавый конус горы Эльбрус. Вид с севера (по А. Е. Святловскому)

автомагистралью Москва—Тбилиси, проходя через город Баксан — крупный районный центр Кабардино-Балкарии. Затем более 100 км дорога идет по долине реки Баксана, берущей начало в ледниках Эльбруса. Равнина сменяется волнообразными предгорьями, впереди видны цепи Кавказских гор. Дорога пересекает приподнятое на 1100—1400 м Чегемское плато, образованное интереснейшими вулканическими породами (о них пойдет речь в специальном разделе), затем отроги Лесистого хребта и еще дальше — Скалистого хребта. Путь проходит через обширную котловину Сары-Тюз, знаменитую крупными залежами каменных углей.

В верхней части Сары-Тюзской котловины находится город горняков Тырныауз, названный по имени здешнего месторождения молибдено-вольфрамовых руд. Месторождение запряталось высоко в горах (3600 м над уровнем моря), над руслом Баксана приподнято на 2300 м.

Образование вольфрамо-молибденового месторождения Тырныауз связано с внедрением гранита в мраморизованные палеозойские известняки. Под влиянием застывающей гранитной магмы известняки оказались не-

устойчивыми и заместились пироксеном и гранатом*, скопления которых протянулись вдоль контакта гранита и известняка. В пироксен-гранатовой породе рассеяны зерна желтовато-белого шеелита (состав CaWO_4), важной руды вольфрама. Затем месторождение подвергалось окварцеванию, которое сопровождалось образованием серых мягких чешуек молибденита (состав MoS_2) и дополнительного количества шеелита.

Попутно укажем, что роль молибденита в наше время исключительно велика, ведь его скопления — единственная промышленная руда молибдена. Интересно, что металл, впервые выделенный из молибденита в конце XVIII в., большое значение приобрел только в XX в. и ныне стал одним из важнейших. Быстро растущее внедрение молибдена в промышленность в значительной мере вызвано его способностью повышать механические свойства металлических изделий. Месторождение молибденита Тырнауз имеет крупные запасы и служит одним из важнейших источников молибденита в нашей стране.

За Сары-Тюзской котловиной дорога опять идет по долине Баксана. Долина быстро сужается, переходя в Эльджуртинское ущелье — одно из самых эффектных на Кавказе. Шоссе вдоль бурной реки все дальше взбирается вверх. Позади остаются селения Верхний Баксан и Эльбрус. Слева открывается ущелье Адылсу, окаймленное заснеженными пиками гор. По соседству, за ближайшими склонами, скрывается Эльбрус. Мы вступили в район Приэльбрусья.

В последние годы Приэльбрусье сильно изменилось. Суровой и безлюдной на протяжении многих веков оставалась расположенная против Эльбруса на стыке ущелий Баксан и Донгуз-Орун гора Чегет. А теперь по ее крутым склонам протянулась канатная дорога. За считанные минуты в удобном кресле вы поднимаетесь от подножия горы на тысячу метров к снежным циркам Чегета. Оттуда открывается великолепная панорама Эльбруса и близлежащих гор.

Вулкан Эльбрус расположен в центральной, наиболее приподнятой части складчатого сооружения Большого Кавказа. Он находится не на Главном хребте, а в 10—15 км к северу от него на высокогорном Боковом хребте. На Главном же хребте и его коротких отрогах вы-

строились в одну шеренгу белоголовые гиганты-«пяти-тысячники» Ужба, Тетнульд, Дыхтау, Джангитау и др. Огромная снежная шапка Эльбруса, почти полностью прикрывая гору, питает 77 ледников и дает начало трем большим рекам: Кубани, Малке и Баксану.

Что касается положения Эльбруса по отношению к крупным разрывам земной коры, то установлено, что вулкан лежит на пересечении глубоких продольных разломов северной части Главного хребта и близкого к ним Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома северо-западного направления, с одной стороны, и секущей их зоны поперечных разрывов северо-восточного направления — с другой. Это ослабленное место земной коры оказалось очень благоприятным для выхода магмы на поверхность.

Массив Эльбруса покоится на цоколе из палеозойских пород и в целом представляет собой почти округлый в плане конический вулкан с относительной высотой 2—2,5 км. Подошва вулкана находится на высоте 3—3,7 км, но отходящие от него языки лавы спускаются по долинам до уровня 2—2,5 км. Средний диаметр основания вулканического конуса 15—18 км. На верхней площадке этого усеченного конуса насажены два небольших сросшихся основаниями дочерних вулканических конуса, также усеченные, высотой около 350—400 м каждый. Расстояние между вершинами, расположенными на одной широте, около 1,5 км.

Форма и сохранность дочерних конусов неодинакова. Восточный конус (высота 5621 м) прекрасно сохранил первоначальную вулканическую форму, отчетливо выражена округлая кратерная чаша. От кольцевого вала и со склонов восточного конуса во все стороны по радиусам разбегаются лавовые потоки, выступающие в виде скалистых гряд, не покрытых моренами*.

У западного конуса (высота 5633 м) очертания не такие правильные, кратерная чаша не столь глубокая, лавовые потоки хуже сохранили свои внешние первоначальные особенности. Более того, цельность вулканического конуса нарушена меридиональным разломом в западной части, им отсечена примерно одна треть вершины. Разлом прекрасно выражен в крутом, почти отвесном обрыве высотой до 150 м, обрезающем западную часть вершины.

Эти данные о форме Эльбруса уже позволяют сделать некоторые выводы о строении вулкана. Несомненно, что вершины Эльбруса не разновозрастны, а принадлежат двум разновременным и самостоятельным вулканическим конусам. Восточный конус очень молод. Западный конус древнее, притом значительная его часть смещена по разлому. Несомненно и то, что оба конуса насажены на еще более древний и гораздо более крупный вулканический массив усеченноконической формы. Таким образом, анализ формы Эльбруса позволяет считать, что вулкан образовался по меньшей мере в три стадии.

Внутреннее строение вулкана, как было установлено в последние годы Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским, очень сложное. Эта коническая гора объединяет две слоистые разновременные вулканические постройки, при этом каждая из них состоит из множества переслаивающихся потоков лав и пластов туфов разного состава, т. е. это типичный полигенный вулкан. Как это характерно для вулканов сложного строения, потоки лав и пласты туфов не выдержаны по простирацию и быстро выклиниваются, заменяясь другими. Но если отвлечься от деталей и остановиться на самых общих особенностях строения Эльбруса, то оказывается, что вулкан состоит из двух разновозрастных толщ разного состава — нижней и верхней (рис. 41).

Нижняя толща мощностью около 1 км неоднородна. В ее основании находятся верхнеплиоценовые липаритовые лавы, игнимбриды и туфы, лежащие на размытой поверхности палеозойского фундамента. Выше их, а в юго-западной части Эльбруса прямо на кристаллическом фундаменте лежит мощный покров переслаивающихся между собой потоков дацитовых лав, игнимбридов и пластов туфов верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста. Объем нижней вулканогенной толщи около 110 км³. Чрезвычайно интересно, что нижняя толща Эльбруса залегает не горизонтально, а наклонена к центру вулкана под углом 8—10°. Эта необычная особенность залегания древних эльбруских лав объясняется чащеобразным проседанием фундамента вулкана в ходе извержения после освобождения неглубоко расположенной магматической камеры от огромной массы вулканического материала.

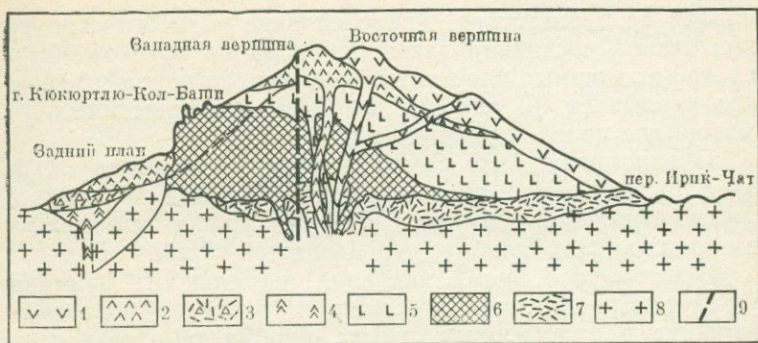


Рис. 41. Геологический профиль вулкана Эльбрус в широтном направлении (по Е. Е. Милановскому и Н. В. Короновскому, с небольшими изменениями)

Голоцен: 1 — андезито-дацитовые, андезитовые и андезито-базальтовые лавы. Верхний плейстоцен: 2 — андезито-дацитовые и андезитовые лавы; 3 — пирокластическая толща; 4 — липаритовые и липарито-дацитовые игнимбриты и лавы. Средний плейстоцен: 5 — андезито-дацитовые лавы. Нижний плейстоцен (?) — верхний плиоцен; 6 — лавы, игнимбриты и туфы. Верхний плиоцен: 7 — липаритовые игнимбриты и лавы. Палеозой: 8 — метаморфические породы и граниты; 9 — предполагаемый разлом

Верхняя толща, менее мощная, состоит из лавовых потоков дацитов, андезито-дацитов, андезитов, андезито-базальтов и пластов туфов. Возраст ее средне-поздне-плейстоценовый-голоценовый. Залегание толщи обычное для слоистых вулканов — повсюду виден первичный наклон лав и туфов от центральной части конуса к ее краям. Эта толща образует основной вулканический конус и небольшие вулканы в привершинной части Эльбруса. Объем ее примерно 90 км^3 .

Рассматривая состав лав Эльбруса во времени, легко заметить, что излияния изменялись от ранних кислых липаритов и липарито-дацитов к поздним более основным андезито-дацитовым, андезитовым и андезито-базальтовым лавам.

Самые молодые, голоценовые, лавы полностью сохранили свои первоначальные внешние признаки — для них характерна бугристая поверхность с хаотическим нагромождением крупных и мелких глыб. Видно, как лавовые потоки, встречая на своем пути преграды, не обтекали их с боков, а сминались и задирались вверх, на-

ползая на препятствия. Такое явление возможно только при вязком состоянии лавы. В основании потоков обычно лежат мощные пласты вулканического пепла и песка, что указывает на сильные выбросы пирокластического материала перед излиянием лав.

Предполагают, что самые последние излияния Эльбруса происходили несколько тысяч лет назад. Возможно, не без оснований римский историк Страбон изображал на своих картах Эльбрус огнедышащей горой.

В настоящее время активная деятельность вулкана угасает. Его дыхание проявляется лишь на восточной вершине в парогазовых струях, пробивающихся с глубин на поверхность через мощный слой фирна. Под их влиянием в плотном снежном покрове возникла система соединяющихся между собой лабиринтов и гротов. Внутренние стенки гротов состоят из льда. В некоторых из них конденсируются водяные пары в виде тонких иголочек снега. Парогазовые струи теплые; если температура наружного воздуха $-3-4^{\circ}$, то внутри лабиринтов она поднимается до $17,8^{\circ}$. В глубинах вулкана она, несомненно, во много раз выше (порядка $200-300^{\circ}$). Анализ парогазовых струй показал, что, помимо водяного пара, в них содержится углекислый газ и аммиак. Есть среди газов и сероводород, запах которого неоднократно ощущался альпинистами на восточной вершине. Горячие парогазовые струи с углекислым газом и сероводородом, завершающие жизнь вулкана, называют сольфатарами. Следовательно, Эльбрус ныне находится в сольфатарной стадии развития. Ей в недавнем прошлом предшествовала фумарольная стадия, когда вулкан выделял более нагретые парогазовые струи с сероводородным и сернистым газами (фумаролы). Об этом свидетельствуют обширные участки лав и туфов, превращенные в белые и желтые глиноподобные массы, сильно обогащенные опалом.

Вот как альпинист В. Б. Корзун описывает деятельность вулкана во время зимнего восхождения на Эльбрус: «Издали казалось, что весь склон дымится. При ближайшем рассмотрении оказалось, что пар со слабой примесью сернистого газа выходит из разных по величине снежных воронок и из протаявших в снегу около камней отверстий... Все склоны южной и западной сторон восточной вершины оказались увенчанными причуд-

ливыми ветвями как бы снежных растений невиданной формы — в таком виде выкристаллизовался осевший на промерзшие скалы пар».

Очень важные сведения о глубинном строении Эльбруса были получены М. В. Авдуловым при обработке данных о распространении силы тяжести в окрестностях горы. Было известно, что под Эльбрусом находятся более легкие массы (плотность 2,3), чем в его окрестностях (плотность 2,8). Расчеты показали, что отрицательная аномалия силы тяжести под Эльбрусом объясняется тем, что в палеозойском фундаменте вулкана с высоты 0—2 км выше уровня моря уходит вглубь нагретая более чем на 374° пластичная магма, насыщенная водяными парами и газами. Другими словами, на глубине нескольких километров ниже основания вулкана Эльбрус начинается отмирающий близповерхностный магматический очаг. С его деятельностью в прошлом связаны извержения Эльбруса, а ныне — угасающая деятельность вулкана.

Кстати, угасание деятельности проявляется не только в выделении парогазовых струй, но и в образовании теплых углекислых источников, широким поясом окруживших засыпающий вулкан. Температура этих источников выше среднегодовой температуры воздуха. Очень интересна следующая деталь: температура источников падает по мере удаления от Эльбруса, теплового центра. Приведем характерные цифры. На расстоянии 10 км от вершины горы температура минеральных источников — 20° , на расстоянии 25 км опускается до 8° . Если учесть, что воды всех минеральных источников разбавлены холодной ледниковой водой (до 20 раз), то, как выяснил Ю. П. Масуренков, температура минеральных источников должна оцениваться в $20\text{--}40^{\circ}$, а в отдельных случаях в $52\text{--}103^{\circ}$.

Другая любопытная особенность минеральных вод Эльбруса состоит в том, что они выносят огромное количество хлора (как известно, малораспространенного элемента) — до 80 кг в сутки. Эту особенность можно объяснить тем, что подземные воды, циркулируя под Землей и растворяя встречающиеся на их пути горные породы, заимствовали из них хлор. Но это предположение при проверке расчетами не подтверждается, так как фундамент вулкана — граниты и метаморфические поро-

ды — не содержит даже следов ископаемых морских вод, которые обнаружены в слабометаморфизованных юрских и палеогеновых морских осадках, действительно богатых хлором. Опыты же по извлечению водных вытяжек из пород фундамента в условиях высоких температур и давлений не дают большого количества хлора, собственного минеральным водам Эльбруса. Поэтому приходится допустить привнос хлора в минеральные воды Эльбрусского района из глубин угасающего вулкана.

Эльбрус геологически достаточно хорошо изучен, и это дало возможность высказать в последние годы обоснованное предположение о возникновении и эволюции Эльбрусского магматического очага (Ю. П. Масуренков, А. И. Клименко, С. И. Пахомов). Детальное изучение химического состава вулканических пород Эльбруса и его кристаллического фундамента (граниты, гранодиориты, гнейсы и биотитовые сланцы) показало, что средние составы вулканических пород и кристаллического фундамента близки друг к другу. Если к этому добавить, что и те и другие породы обладают рядом только им присущих особенностей химизма (избыток алюминия, недостаток кальция и др.), то вытекает вывод о возникновении Эльбрусского магматического очага путем плавления на глубине пород гранито-метаморфического слоя земной коры.

Дифференциация магм привела к образованию расплавов более кислых и более основных, чем средний состав материнских пород фундамента. Более кислые расплавы как более легкие располагались в верхней части магматической камеры, основные — накапливались внизу. Многократно повторявшиеся извержения от позднего плиоцена до голоцена постепенно исчерпывали сверху вниз магматический очаг и поставляли на поверхность лавы, с ходом времени становившиеся все более основными.

Вместе с тем ряд данных о химизме вулканических пород и фундамента свидетельствует о том, что изменение состава магмы на глубине связано также с привносом из глубоких недр планеты щелочей, кальция, магния и железа.

Вулканическая деятельность, помимо Эльбруса, проявилась также в его ближайших северных и западных окрестностях, в верховьях рек Уллу-Хурзака, Битюк-Те-

бе, Чемарткола, Чучкура, Худеса и в районе ледника Уллу-малиен-дурку. Эти окраинные по отношению к Эль-брусу вулканические центры действовали в позднечет-вертичное время, образовав потоки липарито-дацитовых и дацитовых туфолов (Н. В. Короновский). Но судя по характеристике туфолов, их нужно относить к игним-бритам. Повсюду наблюдается последовательная смена пород снизу вверх, исключительно характерная для сваренных и спекшихся туфов: рыхлый туф — темно-серая туфолава с фьямме — красная туфолава с фьямме — пемзовидная туфолава — кусковая пемза. На строении игнимбритовых покровов мы специально остановимся при знакомстве с Нижне-Чегемским вулканическим районом.

Верхне-Чегемская вулканическая впадина и Нижне-Чегемский покров игнимбритов

В бассейне реки Чегема на Северном Кавказе есть два очень интересных вулканических района — Верхне-Чегемская вулканическая впадина и Нижне-Чегемский покров игнимбритов.

На северном склоне Центрального Кавказа, в высокогорной части Кабардино-Балкарии, в верховье Чегема лежит крупный, своеобразно построенный вулканический массив — Верхне-Чегемская впадина. Она занимает около 2000 км² и почти на всю глубину (2—2,5 км) заполнена верхнеплиоценовыми игнимбритами. Впадина со всех сторон ограничена разломами, одновременными с вулканической деятельностью.

Строение вулканической впадины, недавно детально изученной Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским, довольно сложное (рис. 42). В ее основании на породах фундамента (верхнеюрские известняки, палеозойские граниты) лежат маломощные черные стекловатые липариты. Внешне это обычные лавы, но, как отмечают Милановский и Короновский, в них улавливаются следы обломочного строения. Основная часть впадины заполнена серыми и сиренево-серыми полосчатыми липаритовыми туфолами мощностью не менее 2 км.

Для внешнего облика туфолов характерны две особенности. Прежде всего вкрапленники минералов в них

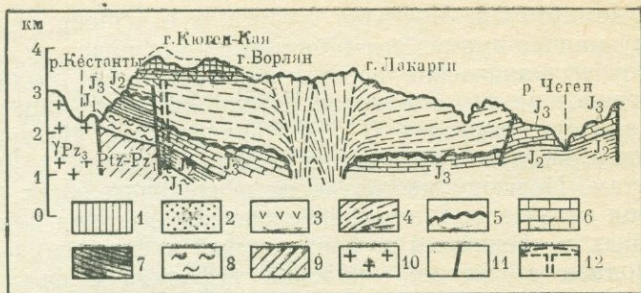


Рис. 42. Схематический геологический профиль Верхне-Чегемской вулканической впадины (по Е. Е. Милановскому и Н. В. Короновскому)

Нижний плейстоцен: 1 — андезитовые лавы. Верхний плиоцен: 2 — дацитовые туфы; 3 — липарито-дацитовые игнимбриты; 4 — липаритовые полосчатые туфолавы; 5 — стекловатые липариты основания толщи; 6 — верхняя юра; 7 — средняя юра; 8 — нижняя юра; 9 — протерозой — нижний палеозой; 10 — лозднепалеозойские граниты; 11 — разломы; 12 — первоначальный контур андезитового вулкана

раздроблены. Другая особенность состоит в том, что в туфолавах часто встречаются «лепешки» белого и темно-серого стекла (фьямме) толщиной от нескольких миллиметров до 1—2 см и диаметром от нескольких до 10—30 см. Они располагаются параллельно друг другу, создавая столь характерную для туфолав полосчатость. Встречаются в туфолавах также оплавленные ксенолиты пород из фундамента впадины.

Кверху туфолавы постепенно сменяются красными и розовыми полосчатыми породами, сохраняющими явные признаки пирокластической природы в виде остроугольных сплюснутых спекшихся кусочков вулканического стекла, мельчайших осколков минералов, кусочков пемзы и т. д. Это — липарито-дацовые сваренные туфы, или игнимбриты, слагающие горизонт мощностью до 240 м. Игнимбриты кверху становятся менее прочными и постепенно переходят в дацитовые пемзовые туфы.

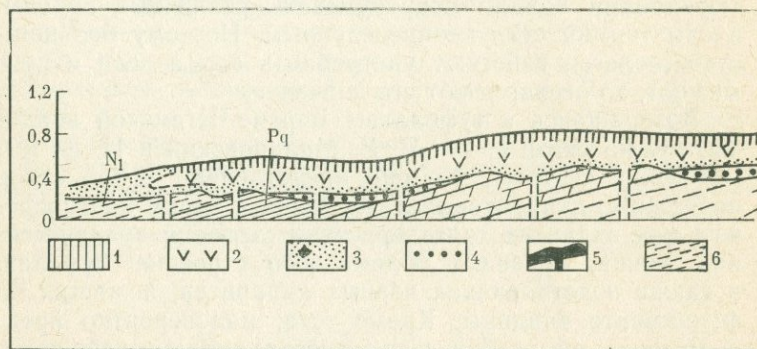
Один из самых интересных вопросов, возникающих при знакомстве со строением Верхне-Чегемской впадины, касается природы туфолав. У термина «туфолава» довольно сложная история. Он был введен Г. В. Аби-хом для обозначения пористых лав вулкана Арагаца

в Армении, переполненных обломками вулканических пород. Однако в первой трети XX в., когда в Новой Зеландии был установлен новый вид горных пород, похожих на лавы,— игнимбриты, или сваренные туфы, туфолавы Арагаца и многих других мест были переопределены как игнимбриты и, таким образом, отнесены к пирокластическим, а не лавовым породам. Однако согласия среди геологов относительно природы туфолав нет, споры не закончились, и это привело к тому, что под туфолавами начали подразумевать различные породы, а сам термин стал неопределенным. Поэтому большинство геологов избегают употреблять его, а если и применяют, то оговаривают его значение.

Возвращаясь к туфолавам Верхне-Чегемской впадины, нужно сказать, что Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский считают, что они представляют собой очень подвижные липаритовые лавы. Однако этому противоречат, как видно из характеристики строения вулканогенной толщи, признаки обломочного строения туфолав, а также подстилающих черных липаритов, лежащих на фундаменте впадины. Кроме того, маловероятно предположение об особой подвижности липаритовой лавы, так как хорошо известно, что кислая лава вязкая и не может растекаться на большое расстояние. Поэтому скорее всего Верхне-Чегемская впадина заполнена игнимбритами, а не гипотетическими особенно подвижными кислыми лавами. Лавоподобный вид пород средней части толщи объясняется тем, что здесь дольше всего сохранялось тепло и сваривание раскаленных обломков стекла шло до конца с образованием однородных, похожих на лавы пород. По-видимому, раскаленный вулканический песок и пепел поступали во впадину из многих центров, расположенных на разломах, ограничивающих Верхне-Чегемскую впадину. Палящие струи газов и раскаленного пирокластического материала под огромным давлением выбрасывались на поверхность, разносились и заполняли в первую очередь понижения рельефа, покрывая его, словно плащом, превратив расчлененную местность в равнину.

Ю. П. Масуренков, изучавший вулканизм Эльбрусской области примерно в те же годы, что Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский, и уделивший особое внимание строению и составу вулканической толщи

Верхне-Чегемской впадины, пришел к выводу, что она почти целиком состоит из разнообразных игнимбритов с различной степенью сваривания вплоть до слабосцементированных туфов. Ему удалось обнаружить около 15 вулканических аппаратов, через которые выносились на дневную поверхность различные продукты — от вулканического пепла до лав. Аппараты эти небольшие и представляют собой трещины или жерловины, круто ухо-



дящие вглубь. Выяснилось, что раскаленные тучи газа, нагруженные пирокластическим материалом, переносили высоко нагретый пепел и песок на расстояние не более чем 2—3 км. На столь коротком пути они не успевали сколько-нибудь значительно остыть и, накапливаясь в мощных толщах, сваривались в лавоподобные породы.

В предгорьях и невысоких горах Северного Кавказа, прорезанных рекой Чегемом, на площади около 1000 км² распространен мощный покров липаритовых игнимбритов. Это хорошо известный в геологической литературе Нижне-Чегемский вулканический район, в котором все исследователи последнего времени (Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский, Ю. П. Масуренков) единодушно выделяют широкое поле типичных игнимбритов.

Игнимбриты слагают наиболее высокие части водоразделов реки Чегема и ее притоков, образуя верхнюю часть превосходно выраженного плато с ровной поверхностью, слабо наклоненной под углом до 10—12° на северо-восток. В окрестностях села Нижний Чегем и в некоторых других местах в обрывах речных долин вели-

колепно видно, как покров игнимбритов перекрывает довулканический куэстовый * рельеф (рис. 43). Игнимбриды облекают неровности рельефа и «затопляют» его понижения.

Мощная (200—300-метровая) толща лавоподобных пород отчетливо распадается на три горизонта. Нижний горизонт начинается рыхлыми розовыми туфами с белыми включениями хрупкой пемзы. С удалением от

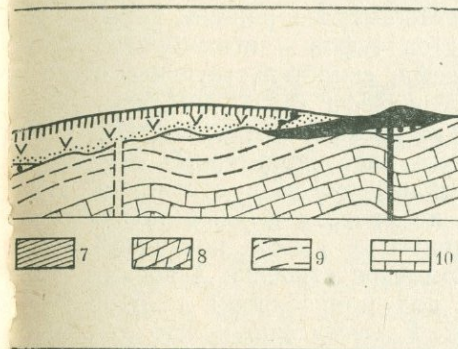


Рис. 43. Схема строения Нижне-Чегемского вулканического покрова (по Е. Е. Милановскому и Н. В. Короновскому)

Плиоцен: 1 — рыхлые липаритовые туфы верхней части игнимбритового покрова; 2 — лавовидные игнимбриды средней части покрова; 3 — липаритовые туфы нижней части толщи; 4 — галечники в понижениях верхнеплиоценового рельефа; 5 — андезит-базальты; 6 — миоцен; 7 — палеоген; 8 — верхний мел; 9 — нижний мел; 10 — верхняя юра

подошвы обломки стекла и минералов соединяются между собой путем спекания, при этом обломки пемзы становятся розовыми и более плотными. Встречающиеся в туфе ксенолиты глин и известняков изменены высокой температурой. Мощность горизонта меняется от нескольких метров до 120, достигая наибольших значений в понижениях довулканического рельефа перед куэстами.

Выше по разрезу малопрочные туфы постепенно сменяются серыми и темно-серыми прочными стекловатыми липаритовыми игнимбридами второго горизонта. Обломки пемзы с удалением от подошвы становятся плотнее, чернее и сплющиваются, придавая полосчатость лавоподобным породам. Малопрочное спекание пирокластического материала сменяется свариванием. Мощность горизонта лавоподобных игнимбритов во впадинах—150 м.

Любопытно, что, когда мощность горизонта игнимбридов меньше 100 м, сваривание не доходит до конца и вместо более или менее однородных лавоподобных пород появляются неоднородные породы «туфолавого» облика,

Серые лавоподобные игнимбриты вверх по разрезу постепенно сменяются красными и розовыми лавовидными игнимбритами (третий горизонт) мощностью до нескольких десятков метров. Они слагают верхнюю часть плато. В некоторых местах видно, как красные и розовые игнимбриты постепенно переходят в рыхлые туфы малинового цвета.

Чтобы разобраться в происхождении игнимбритов, нужно обратить внимание на характерные особенности вулканогенной толщи Нижне-Чегемского района: горизонтальное прислонение пластов туфов и игнимбритов к неровностям древнего рельефа, свидетельствующее о том, что понижения древнего рельефа «затапливались» очень подвижным вулканическим материалом; отсутствие шлаковых корок и брекчиевых лав, характерных для излившихся лав; наличие рыхлых туфов в основании толщи; постепенный переход по разрезу рыхлых туфов в плотные лавовидные липариты и смена последних вновь рыхлыми туфами; обломочное строение лавовидных пород, устанавливаемое под микроскопом даже в самых однородных липаритах. К этому еще нужно добавить, что широкое площадное распространение лавовидных липаритов исключает их образование путем излияния кислой лавы, как известно, вязкой и не могущей растекаться на большое расстояние.

Все эти особенности вулканогенного покрова Нижне-Чегемского района совершенно однозначно говорят о том, что лавовидные липариты представляют собой игнимбриты, т. е. образовались из раскаленных, «палящих» туфовых туч, поступавших из многочисленных центров извержений и свободно распространявшихся по местности. Раскаленные пластические частички под давлением лежавшей выше достаточно мощной толщи того же материала сваривались. Крупные обломки пемзы расплющивались во фьямме, придавая породе полосчатость.

В Нижне-Чегемском вулканическом районе удалось обнаружить вулканические аппараты, через которые было выброшено огромное количество вулканического материала (около 40 км³). Они небольшие, но очень многочисленные. Ю. П. Масуренков предполагает, что во впадине действовало от 6000 до 7000 таких мелких центров извержений. Извержения происходили в виде

взрывов и выносили на дневную поверхность смесь сжатого горячего газа с мелким пирокластическим материалом, наподобие потоков раскаленной пыли. Под давлением лежавших выше накоплений и высокой температуры стеклянная пыль и песок в зависимости от конкретных условий превращались в разнообразные породы, начиная от лавовидных сварившихся и спекшихся туфов (игнимбритов) до едва спекшихся, почти рыхлых туфов, связанных между собой постепенными переходами.

Неудавшиеся вулканы Пятигорья

Недалеко от станции Минеральные Воды поднимается острая пирамида горы Кинжал, стоящая, словно страж, у самой железной дороги. Южнее железной дороги расположились остальные горы. В центре обширного пространства площадью более 1300 км², занятого этими горами, возвышается пятиглавый сизо-голубой Бештау, а вокруг него горы Машук, Лысая, Железная, Развалка, Змейка, Острая, Медовая, Тупая, Шелудивая, Бык, Верблюд. Еще дальше, за Пятигорском, поднимаются конические вершины Джуга, Юца и Золотой Курган. Эти горы с характерными скалистыми обнажениями белых магматических горных пород, местами покрытые густым лиственным лесом, резко выделяются на обширной, слегка покатой к северу равнине и напоминают высокие скалистые острова среди безграничного моря. В утренней дымке или в облачные дни разбросанные горы кажутся островами в морском просторе. Невольно в памяти возникает образное выражение первого исследователя геологии Кавказа Г. В. Абиha, назвавшего эту местность «скалистым архипелагом».

История геологического изучения массивов Пятигорья, насчитывающих 18 высоких гор, внешне очень похожих на вулканы, богата яркими страницами. Одна из первых исследователей этих массивов, В. М. Дervиз обратила внимание на то, что при их образовании магма близко подошла к поверхности Земли, но тут ее движущая сила иссякла, и она не пробила лежавшей выше маломощной толщи горных пород. Однако у расплава нашлось достаточно сил, чтобы куполообразно приподнять покрывавшие пласты. Соппротивление верхних пла-

стов не позволило магме прорваться на поверхность и начать вулканическое извержение. Именно поэтому Дервиз, относя массивы Пятигорья к лакколлитам, образно назвала их «неудавшимися вулканами». Несколько позже работавший в Пятигорье А. П. Герасимов, хотя и заметил некоторые особенности массивов, не согласующиеся с лакколлитовой природой, все-таки определил их как лакколлиты. Что касается горных пород массивов, они, по мнению Герасимова, обладают промежуточными свойствами между липаритами и трахитами (по названию наиболее крупной горы Пятигорья они были названы бештаунитами).

С 1905 г., когда вышла в свет специальная работа Дервиз, в научной и научно-популярной литературе, путеводителях и учебниках куполовидные массивы Пятигорья стали приводиться как образцы лакколлитов. Действительно, равнинный характер местности и горизонтальное залегание осадочной толщи, куполовидная форма массивов изверженных пород с резко выраженной порфировой структурой, сохранившиеся от разрушения участки песчаников и глин на склонах гор — все эти признаки свидетельствовали о лакколлитовой природе массивов Пятигорья. Наряду с крымскими куполовидными массивами они были признаны эталонами лакколлитов.

Но прошло несколько десятков лет, в геологии появились новые, более совершенные методы исследований, работы стали более детальными. При изучении глубинных магматических тел на первый план выступило выяснение их внутреннего строения. Именно так в 40-х годах подошел к изучению массивов Пятигорья В. Н. Павлинов. Изучая внутреннее строение массивов, он широко воспользовался наблюдениями над положением в пространстве трещин охлаждения, полосчатости горных пород и изменений степени кристалличности массивов в их центральных и внешних частях. Этот подход позволил определить структуру массивов Пятигорья.

Выяснилось, что по петрографическим особенностям бештаунитов массивы неодинаковы и разделяются на породы внутренних частей (довольно хорошо раскристаллизованные) и внешних (пористые, с плохо раскристаллизованной основной массой). Изучение показало, что массивы с поверхности сложены только породами внешней зоны. А это значит, что они практически не

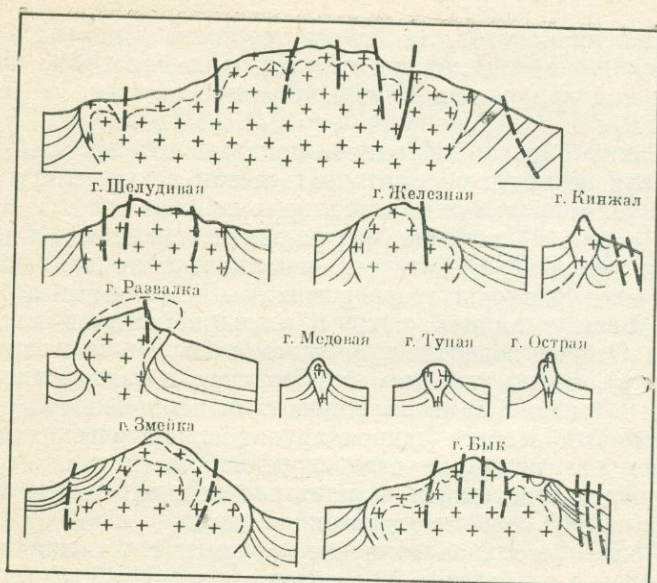


Рис. 44. Профили магматических диапиров Пятигорья

Крестиками показаны горные породы диапиров, пунктиром — контуры зон массивов с различными условиями охлаждения, параллельными и концентрическими линиями — осадочные породы (по В. Н. Павлинову)

разрушены и их современная форма в рельефе является вместе с тем и первичной формой этих тел.

Совершенно неожиданные результаты принесли наблюдения над контактами массивов с вмещающими осадочными породами. Во всех случаях они рассекают слоистые породы и оказывают на них сильное механическое давление вплоть до образования складок и раздробления пластов песчаников и мергелей. Так отпало представление о спокойном распространении магмы между пластами и плавном приподнятии кровли. А прослеживание стенок массивов по вертикали в глубоких оврагах и по данным бурения показало, что эти тела в верхней части имеют вид сводов, которые затем переходят в наклонные и дальше в вертикальные стенки, а еще ниже сменяются наклоном внутрь, т. е. контактовые поверхности подворачиваются. Следовательно, у массивов нет плоского дна, которое является характерной

чертой лакколитов. И форма массивов оказалась не караваяеобразной, как у лакколитов, а наподобие перевернутой капли или груши, обращенной вниз хвостиком.

Таким образом, Павлинов показал, что массивы Пятигорья не могут рассматриваться как лакколиты, и назвал их магматическими диапирами.

На рис. 44 показана форма ряда магматических диапиров Пятигорья. Хотя массивы далеко не одинаковы по своим размерам (среди них мы находим и огромный Бештау длиной около 6 км, и небольшой массив горы Острой поперечником всего в несколько десятков метров), но по условиям образования и взаимоотношениям с вмещающими палеогеновыми и миоценовыми отложениями все это единая группа магматических диапиров. Как видно из схем строения массивов, их история нередко осложнялась повторными внедрениями магмы в еще не совсем затвердевшие тела.

Более детальное изучение магматических диапиров Пятигорья в середине 50-х годов провел Н. Д. Соболев. На основе обширных материалов к тому времени широко развернувшегося бурения он подтвердил диапировый характер этих тел, однако предложил именовать их бисмалитами. Но этот термин относится к интрузиям, отличающимся от лакколитов цилиндрической формой, наподобие пробки, и не предусматривает особых свойств тел типа Пятигорья. Он явно уступает более удачному названию, предложенному Павлиновым.

Соболев уточнил глубину формирования массивов Пятигорья — они застыли неглубоко от поверхности в пределах 1000—2200 м. В связи с этим для пород массивов неприменимы названия излившихся пород (липариты, трахилипариты, бештауниты и др.), поэтому Соболев предложил дать им наименование полуглубинных пород — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры.

Породы магматических диапиров Пятигорья обладают рядом ценных качеств и нашли широкое применение в народном хозяйстве. Они хороший строительный и кислотоупорный материал. Из камня Бештау и других массивов Пятигорья изготовляют ступени для лестниц, высекают ванны и чаши для химических заводов, производящих кислоты. Из плавленого гранит-порфира, разли-

того в формы, получают сосуды для кислот, изоляторы для электропроводки и другие предметы. В большом количестве породы Бештау использовались при облицовке Волго-Донского канала имени Ленина.

Какова тектоническая позиция магматических диапиров Пятигорья? Анализ геологических данных показывает, что они находятся в крайнем северо-восточном углу Лабино-Малкинской структурной зоны северного крыла складчато-блокового сооружения Кавказа. Раньше указывалось, что эта зона в мезозойскую эру и в основном в палеогеновый период была южным краем Предкавказской эпигерцинской платформы. Но в ходе складчатости и общего подъема горного сооружения она с конца палеогенового периода вовлеклась в воздымание Кавказа и вошла в складчато-глыбовый мегантиклинорий в виде просто построенного крыла с платформенным чехлом. Лабино-Малкинская зона стала обособленным краевым обломком, ограниченным с трех сторон разломами, а на востоке, на границе с Терско-Каспийским прогибом, — флексурой*.

Один из самых подвижных участков краевого массива находился в его северо-восточном углу. С севера здесь проходил Черкесский глубинный разлом, с востока — граница с Терско-Каспийской впадиной по крутой и мощной флекуре, с глубиной переходящей в разлом. Именно к северо-восточному углу краевого блока, обладавшему особой подвижностью и высокой проницаемостью для магм, приурочены магматические диапиры Кавказских Минеральных Вод.

Из гор Пятигорья популярнее всего Машук. Высота горы 994 м над уровнем моря, над Пятигорском она поднимается на 350—400 м. Редко кто из посетителей города-курорта не бывал на вершине Машука, откуда видны и Главный Кавказский хребет, и значительная часть равнинного Ставрополя. Особенно знаменито подножие горы. Здесь и отрог Машука — Горячая гора с серными источниками, и Пятигорский провал, и Эолова арфа, и Лермонтовский грот. Откуда ни посмотришь на Машук, он со всех сторон рисуется в виде огромной куполовидной горы. Лишь юго-западные и юго-восточные склоны горы рассечены глубокими оврагами. Большая часть склонов Машука покрыта лиственным лесом, но вершина горы безлесна.

Мощные внедрения магмы, в неогеновый период проникнув в верхнюю часть горизонтально лежащей толщи пластов, приподняли ее в виде обширного купола. С тех пор он постепенно разрушается, но пока еще не найдено его ядро, прикрытое серыми мергелями, образовавшимися на дне мелового моря.

С южной стороны к Машуку примыкает широкая Горячая гора. Это насыпная, вернее «наливная», гора, образованная многовековой деятельностью мощных струй минеральной воды, выходящих у подножия Машука. Изливаясь на поверхность с конца третичного периода, горячая минеральная вода оставляла на траве и опавших листьях много углекислых солей, принесенных водой с большой глубины. Листья и трава, пропитываясь углекислым кальцием, постепенно окаменевали, превращаясь в слоистый пористый камень — известковый туф, или травертин. В нем также находят кости и рога древних животных — предков современных слонов, оленей, быков и т. д.

Травертин Машука и других гор Пятигорья имеет большую ценность. Из него вырубали и выпиливали каменные блоки и плиты для возведения стен домов. Почти все крупные здания Пятигорска построены из травертина. Обожженный травертин дает прекрасную известь. Однако добыча камня может нарушить движение ценных лечебных пятигорских минеральных вод, поэтому в последнее время прекращена вырубка травертина у подножия Машука.

Вулкан Казбек и его соседи

Гора Казбек высотой 5043 м находится вблизи Главного хребта, на Боковом хребте. Фундаментом вулкана служат нижнеюрские глинистые сланцы и песчаники, на нем взвышается двуглавый вулканический конус (рис. 45). Фундамент в разных местах поднимается на высоту от 3600 до 4063 м, так что высота вулканической постройки составляет 1000—1400 м. Форма Казбека в целом шатровидная. Восточный склон вершины крутой и покрыт ледниками. Юго-западная часть расщелена ущельем. Довольно хорошо сохранился кратер на восточной части вершины Казбека, заполненный мощной



Рис. 45. Фотография с самолета окрестностей вулкана Казбек (по А. Е. Святловскому)

Высокогорный хребет увенчан раздвоенной вершиной Казбека (верхняя правая часть снимка). От подножия Казбека спустился Тхаршетский лавовый поток с массивной поверхностью. В левой части снимка видна коническая, покрытая снегом вершина вулкана Казбекский Сырх

толщей льда и снега. Именно через него изливались самые молодые потоки лавы. Они были короткими и не ушли за пределы вершины. Более древние потоки распространялись дальше, на десятки километров по долинам рек, достигая Терека, и даже текли по его долине.

Вулкан действовал в четвертичный период. Немалая часть потоков лав излилась во время оледенения Кав-

каза, когда в высоких горах возникли крутостенные ледниковые цирки и корытообразные долины. Конус вулкана сформировался после того, как стояли последние ледники. Считают, что потоки андезитов вершины Казбека изливались всего несколько тысяч лет назад. В строении вулканического конуса принимают участие и туфы, но по сравнению с лавами они играют второстепенную роль. К тому же туфы большей частью уничтожены эрозией.

Одно из древнейших излияний лавы шло в юго-западном направлении по долине реки Мнадона и дальше по долине Терека. Возник крупный Мнадонский поток розовато-серых и черных пористых андезитов длиной около 15 км, шириной до 1 км и мощностью 100 м с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. С того времени поток андезита речками и ручьями расчленился на несколько платообразных уступов, поднимающихся на 200—300 м над долинами Мнадона и Терека. В верховье реки Мнадона на андезитовый поток налегает более молодой короткий поток красной лавы с глыбовой отдельностью.

В долину Терека ниже Мнадонского лавового потока спустился Тхаршетский лавовый поток, крутым уступом поднимающийся над речной долиной. Кратер, из которого излился поток пористой дацитовый лавы, находится у лавового конуса Тхаршиш (высота 3431 м) близ подножия Казбека (см. рис. 45). Поверхность потока камениста и покрыта скудной растительностью. Тхаршетский лавовый поток заполнил ущелье на высоту до 250 м и перекрыл русло реки. Горная река, текущая со склонов Казбека, вынуждена была обойти возникшее препятствие и проложила новую глубокую долину между склоном хребта и краем потока лавы.

У южного подножия Казбека на горном склоне, прорезанном Мнадоном, поднимается конической формы большой дацитовый купол — Казбекский Сырх (Сырхи-Сар) с короткими потоками дацитов. Он возвышается над рекой до 600—700 м и выше окружающих гребней на 200—300 м. Скалистая вершина Казбекского Сырха покрыта хаотическим нагромождением красных глыб лавы и вулканических туфов. Первые исследователи Сырхи-Сара считали, что вулканическая постройка покоится на лавовом потоке и не может рассматриваться как самостоятельный вулкан. Однако позже выяснилось,

что дацитовый купол прислонен к гребню, отходящему от Казбека и сложенному глинистыми сланцами. Так была установлена самостоятельность вулканического центра Казбекский Сырх.

В течение всей жизни Казбека состав лав изменялся очень мало — от андезита вначале до трахидацита в конце. При этом во время всех извержений вулкан действовал спокойно и изливал лавы. И только в период первого извержения наряду с лавами выбрасывался вулканический пепел.

Активная деятельность Казбека прекратилась в историческое время. В литературе приводятся сведения о том, что Казбек дымился за 800—1000 лет до н. э. Горячие сероводородные Кермадонские источники на северных склонах вулкана являются одним из проявлений его угасающей деятельности. В целом вулкан Казбек изучен хуже Эльбруса, и в дальнейшем не исключено открытие новых существенных данных о его строении и истории и, быть может, о затухающей деятельности.

Восточнее Казбека, вблизи Военно-Грузинской дороги, возвышается потухший вулкан Кабарджин в виде живописного скалистого массива. Своими островерхими пиками он резко выделяется на фоне окружающих сравнительно сглаженных склонов хребтов, сложенных юрскими глинистыми сланцами.

Кабарджин действовал в четвертичный период. Склоны его очень сильно расчленены из-за неоднородности слагающих агломератовых туфов, массивных и брекчиевых лав. Очертания горы при взгляде на нее сверху похожи на птицу с распростертыми крыльями. Высота Кабарджина около 3000 м, площадь примерно 16 км².

Первые сведения о вулкане были даны Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1913) и В. П. Ренгартеном (1932, 1937), позже В. И. Влодавцем и Н. Н. Шавровой (1953). Детальное изучение Кабарджина провел Н. В. Короновский в конце 50-х годов. Кабарджин принадлежит к числу сложно построенных слоистых вулканов со спутниками. К тому же его строение осложнено выжатым дацитовым куполом. В последний этап жизни вулкана в верхнем плейстоцене сформировался широкий канал, заполненный рыхлыми обломками андезито-дацитов. Таким образом, деятельность вулкана Кабарджин закончилась раньше Казбека и Эльбруса, чем объясняется до-

вольно сильное разрушение первоначальной вулканической постройки.

К юго-западу от Казбека лежит высокогорное Кельское лавовое плоскогорье (средняя высота около 3000 м), занимая верховья рек Белой Арагви, Большой Лиахви и Ксани. Плато окружено скалистыми грядами из древних сланцев. Мощные потоки лав заполнили дно обширных цирков и, слившись между собой, образовали лавовое плоскогорье, над которым поднимаются остроконечные красноватые вершины вулканических куполов и конусов. Это вулканы Большой и Малый Непискало, Западный и Восточный Хорисар, Нарван-Хох, Сырх-Хох, Фидар-Хох и др. Мощность покрова лав на Кельском нагорье достигает 400 м и более.

В восточной части плато поднимается самый крупный вулкан — Большой Непискало. Заснеженный правильной формы конус прорезан спускающимися с вершины по радиусам многочисленными глубокими оврагами. Большой Непискало — купол, образовавшийся из вязкой дацитовой лавы, выжатой из глубины и разместившейся во впадине древнего ледникового цирка. У подножия вулкана берет начало река Белая Арагви. По соседству с Большим Непискало поднимается конус вулкана Западный Хорисар. Его склоны покрыты потоками дацита, доходящими до Большого Непискало.

Восточная группа вулканов Кельского плато ясно видна с Крестового перевала Военно-Грузинской дороги. К перевалу в древние долины рек Байдары и Арагви спустились андезитовые потоки, лежащие в основании вулкана Большой Непискало. Разобщенные остатки этих потоков образуют уступы на склонах ущелий.

Одно из самых молодых вулканических образований на Кельском плато — вулкан Нарван-Хох (3250 м), представляющий собой шлаковый конус с чашеобразным углублением на вершине, покоящийся на основании из потока андезитовой лавы. Часть кратеров заполнена водой и превратилась в озера. Однако большое Кельское озеро образовалось иначе — путем подпруживания лавовым потоком горной речки. В целом вулкан Нарван-Хох, покоящийся на обширном лавовом покрове, представляет собой уменьшенную модель всего Кельского лавового плато.

Сравнение вулканизма Восточных Карпат, Горного Крыма и Большого Кавказа

После знакомства с вулканизмом Восточных Карпат, Горного Крыма и Большого Кавказа — трех смежных и родственных звеньев Альпийского геосинклинального пояса — у нас есть основание для сравнения.

Особенно много общего в свойствах спилито-кератофировых формаций. Во всех трех звеньях Альпийского пояса они образовались в близкое время: в Восточных Карпатах от поздней юры по палеоген включительно, в Горном Крыму и на Кавказе в позднем триасе — средней юре. Вулканы действовали в основном под водой, поэтому широко распространены зеленокаменные породы — спилиты и кератофиры. При извержениях на малых глубинах возникали обычные вулканические породы — базальты и андезиты.

Орогенный вулканизм этих звеньев Альпийского пояса обладает рядом особенностей. Прежде всего нужно отметить несовпадение времени начала вулканизма. В Восточных Карпатах он датируется миоценом, на Большом Кавказе сдвинут на геологический век — первые его проявления падают на границу миоцена — плиоцена.

Особое место занимает Горный Крым, где орогенный вулканизм начался много раньше и приурочен к узкому интервалу времени границы раннего—позднего мела. Таким образом, развитие вулканической деятельности в трех звеньях Альпийского геосинклинального пояса шло с неодинаковой скоростью.

Резко различна и мощность орогенного вулканизма. Сильнее всего он проявился в Восточных Карпатах, образовав сплошную Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду; слабее был на Кавказе, где его энергия рассеялась в ряде разобщенных районов; и совсем слабо проявился в Горном Крыму, сосредоточившись в погруженной под водами Черного моря южной части Крымского складчато-глыбового сооружения.

Есть значительное различие и в тектоническом положении проявлений новейшего вулканизма. В Восточных Карпатах многочисленные крупные вулканические центры располагаются вдоль двух продольных глубинных разломов — Закарпатского и Припаннонского. Особенно велико значение Закарпатского разлома, с которым свя-

зано образование уникального по своей цельности Выгорлат-Гутинского вулканического хребта, состоящего из слившихся между собой вулканических построек.

Иная обстановка сложилась на Кавказе, где новейший вулканизм проявился во всех продольных тектонических зонах. Но в них вулканические центры не рассеяны по всей их длине, а приурочены к единому Транскавказскому поперечному поднятию, протягивающемуся от Ставрополя через Эльбрус к Арарату и дальше на юг.

Итак, вулканизм смежных звеньев Альпийского геосинклинального пояса — Восточных Карпат, Горного Крыма и Кавказа — проходил в общем одинаково, но вместе с тем вулканизму каждого звена присущи только ему свойственные особенности. Одновременная вулканическая активность в смежных звеньях Альпийской геосинклинали говорит о том, что она вызвана сходными тектоническими движениями. Причину же последних нужно искать в процессах, протекающих ниже земной коры, а именно в верхней мантии.

Палеозойские вулканы Урала

Урал является одной из важнейших горнопромышленных областей СССР. В его пределах расположены тысячи разнообразнейших полезных ископаемых. Ряд из них имеет всесоюзное, а иногда и мировое значение...

Академик Д. В. НАЛИВКИН

На границе между Европой и Азией, от студеного берегов Северного Ледовитого океана до жарких степей, окружающих Каспийское море, протянулся не очень высокий, живописный и богатый различными полезными ископаемыми Уральский хребет. Он возник в конце палеозойской эры и потому геологически значительно древнее горных сооружений Альпийского геосинклинального пояса. Достаточно беглого взгляда на геологическую карту Урала с ее рядом разноцветных узких полос, покрытых значками, обозначающими вулканические породы различного состава и возраста, чтобы оценить огромное значение вулканизма в жизни Уральской геосинклинали.

Но древность Уральских гор означает также их сильную разрушенность. Именно по этой причине исследователи Урала в благоприятных условиях изучали метаморфические породы и массивы магматических пород, образовавшиеся на глубине. В ходе длительного разрушения верхних частей земной коры они были выведены на дневную поверхность и стали доступными для наблюдений.

Изучение сильно размытых вулканогенных толщ долгое время шло главным образом по петрографической линии. Выяснились состав вулканических пород и формы их залегания, делались более или менее обоснованные предположения о возникновении породившей их магмы, о связи групп вулканических пород с развитием геосинклинали. Реконструкция палеозойского вулканизма, и прежде всего расположение вулканических цент-

ми понижениями (рис. 46). Длина Уральских гор более 2000 км, ширина сравнительно небольшая — от 40 до 150 км. Западные предгорья постепенно переходят в Русскую равнину, восточный склон круто спускается, смыкая к плоской Западно-Сибирской равнине. Южная и северная части хребта сравнительно высокие, средняя сильно понижена. Наивысшая точка Урала — вершина Народная — поднимается на 1895 м над уровнем моря.

Уральскую горную систему принято подразделять на пять частей, различающихся по высоте, ширине и внешним особенностям: на Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный Урал.

Полярный Урал протягивается с северо-востока на юго-запад, образуя вместе с Пай-Хсем довольно крутую дугу, выпуклую к востоку. Средняя высота хребта 600—800 м, над его платообразной поверхностью, расчлененной долинами, поднимаются обособленные вершины; самые высокие из них — Пайер (1500 м) и Хуута-Саурей (1345 м).

У 65,5° северной широты Урал расширяется и принимает меридиональное направление. Здесь заканчивается Полярный Урал и начинается Приполярный — самое высокое поднятие Уральских гор с рядом небольших ледников, протягивающееся до горы Тельпос-Из (1694 м). Средняя высота Приполярного Урала около 1400 м, ширина достигает 100 км. Здесь находится высшая точка всего горного сооружения — гора Народная. Характерны резкие формы горного рельефа и разнообразные следы деятельности ледников.

Северный Урал протягивается от горы Тельпос-Из до горы Ослянка (1122 м), южнее города Серова. Эта часть горного сооружения ниже и уже Приполярного Урала, в ней резко выражены осевая часть хребта и предгорные гряды. Вершины гор более сглажены, лишь отдельные скалы, сложенные крепкими кристаллическими породами, выделяются своими причудливыми формами. Наиболее высокие вершины — Ишерим (1331 м), Денежкин Камень (1493 м), Конжаковский Камень (1569 м) и Косьвинский Камень (1519 м).

Средний Урал вытянулся от горы Ослянка до города Верхнего Уфалея. Это наиболее пониженная часть горного сооружения. Горы невысокие (рис. 47), абсолютные отметки не превышают 700—800 м (Шунут-Камень —



Рис. 47. Рельеф невысоких гор в окрестностях города Верхняя Тура

724 м, Качканар — 883 м). Перевалы расположены на высоте около 400 м и иной раз почти незаметны, рельеф местами близок к равнинному.

Южный Урал прослеживается от города Уфалея до южного конца хребта. В этой части Уральского пояса горы снова повышаются и достигают наибольшей ширины. Южный Урал состоит из ряда горных хребтов, на севере расположенных параллельно, а к югу веерообразно распадающихся на обширные плоские возвышенности. Хребты разделены глубокими долинами. Наиболее значительные вершины Южного Урала превышают 1500 м (Ямантау — 1638 м, Ирмель — 1586 м). Отсюда берут начало такие крупные реки, как Белая, Урал, Уфа, Юрюзань и др.

К югу от широтного участка долины Белой южно-уральские хребты понижаются и переходят в степи. На фоне равнины резко выделяются Мугоджары, в геологическом отношении представляющие собой южное продолжение уральских складок в Азии.

Геологическое строение Урала

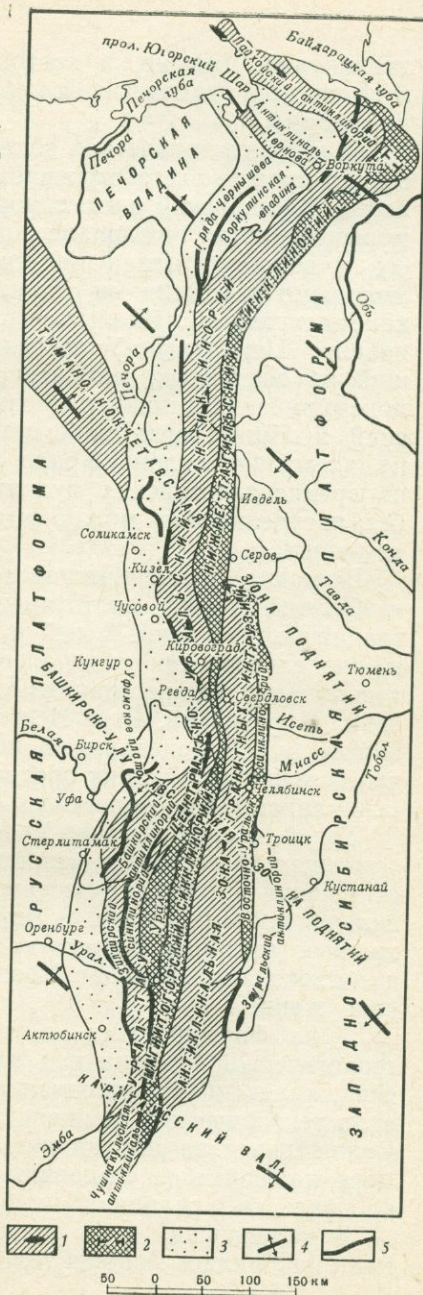
Урал — складчатое сооружение палеозойского возраста; его основные особенности созданы герцинской складчатостью и в небольшой мере каледонской.

Достаточно беглого взгляда на схему строения Уральского складчатого сооружения (рис. 48), чтобы убедиться в его резкой продольной зональности. Вдоль Урала выделяют сменяющие одна другую полосы — тектонические зоны, границы между которыми во многих случаях проходят по крупным разломам.

С запада на восток идут следующие тектонические зоны: Предуральский краевой прогиб, Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, Центральнo - Уральский антиклинорий, Магнитогорский синклинорий (на севере переходящий в Нижнетагильский синклинорий), антиклинальная зона гранитных интрузий, Восточно-Уральский ан-

Рис. 48. Тектоническая схема Урала (по С. С. Кузнецову)

1 — антиклинории и антиклинали; 2 — синклинории и синклинали; 3 — Предуральский краевой прогиб; 4 — зоны поднятий; 5 — разломы: ПК — Полюдов краж; КТ — Каратау



тиклинорий. Далее, к востоку, складки Урала погружаются под осадочные отложения Западно-Сибирской платформы.

Каждая тектоническая зона Урала отличается от соседних прежде всего строением и возрастом слагающих пород. Башкирский антиклинорий состоит из слабометаморфизованных нижнепалеозойских пород. Сменяющий его к востоку Зилаирский синклинорий сложен более молодыми отложениями от нижнего палеозоя до нижнекаменноугольных. Вдоль всего хребта протянулся крупнейший Центрально-Уральский антиклинорий, состоящий из осадочных, магматических и метаморфических докембрийских и нижнепалеозойских пород. Магнитогорский и Нижнетагильский синклинории находятся уже на восточном склоне Урала и построены в основном из среднепалеозойских вулканогенных толщ. Эту зону без преувеличения можно назвать вулканической, или «огненной».

Восточнее вулканической зоны, в пределах Среднего и Южного Урала, протягивается антиклинальная зона гранитных интрузий. В ней в сильно дислоцированных нижнепалеозойских и допалеозойских породах сосредоточены крупнейшие гранитные массивы Урала: Салдинский, Мурзинский, Верх-Исетский, Челябинский, Троицкий и др. Исследованиями последних лет установлено, что большинство из них представляет корневые части геосинклинали, где начиналось образование гранитов.

Узкий и сравнительно короткий Восточно-Уральский синклинорий состоит в основном из среднепалеозойских отложений и верхнетриасовых угленосных пород. Они сильно дислоцированы и опрокинуты на восток. Сложенный древними породами Зауральский антиклинорий с востока ограничивает Уральское складчато-глыбовое сооружение.

Урал формировался в течение очень длительной геологической истории под влиянием позднепротерозойских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских тектонических движений. Но роль их неодинакова. Важнейшими из них явились герцинские и в меньшей мере каледонские, создавшие основные черты огромного Уральского складчато-глыбового сооружения.

В каледонский этап развития Уральской геосинклинали накопилась мощная толща темных глинистых пород

с потоками лав и пластами туфов спилито-кератофировой формации. В конце позднего ордовика эта толща была смята в складки, и в нее внедрилась гранитная магма. Появились отдельные поднятия, однако они не получили широкого распространения, и на месте геосинклинали не возникли горы. В следующий, герцинский, этап в пределах того же подвижного участка земной коры вновь восстановились геосинклинальные условия. Таким образом, каледонский этап Уральской палеозойской геосинклинали не был самостоятельным — он как бы явился подготовительным для герцинского.

В герцинском этапе Уральской геосинклинали отчетливо выделяются три эпохи.

1. Геосинклинальная (силур—ранний карбон), когда накапливались мощные толщи осадков в прогибавшемся подвижном участке.

2. Орогенная и позднеорогенная (средний карбон — ранний триас). В этот отрезок геологической истории толща осадков была смята в складки, пронизана внедрениями магм разного состава и превратилась в Уральское складчато-глыбовое сооружение. Вместе с ростом гор шло их разрушение с образованием мощной толщи песчаников и конгломератов, накопившихся в Предуральском прогибе.

3. Платформенная, когда в сравнительно спокойной обстановке со среднего триаса и по настоящее время происходит подъем Уральских гор и их разрушение.

Активная жизнь Уральской геосинклинали сопровождалась разнообразной магматической деятельностью. В течение всей геологической истории Урала под водой и на суше действовали трещинные и центральные вулканы, в земную кору внедрялись магмы разного состава.

Вулканизм по-разному проявился на западном и восточном склонах Урала. Раннепалеозойская вулканическая деятельность известна только на западном склоне и связана с прогибанием каледонской геосинклинали. Она не была сильной и повсеместной. Несравненно более интенсивный вулканизм отмечался в среднем палеозое на восточном склоне Урала. Отчетливо намечаются три фазы усиления вулканической деятельности, прерывающиеся краткими периодами затишья. Сильный вулканизм был в силуре—раннем девоне, среднем девоне и позднем девоне—раннем карбоне.

Вулканические проявления нижнего палеозоя распространены на западном склоне Урала в ордовикских отложениях и частично в кембрийских. В них встречаются разнообразного состава вулканические породы, туфы и туфогенные породы, однако процессами метаморфизма они сильно изменены, и поэтому не всегда удается установить их первичную природу. Например, на Южном Урале по Оренбургско-Орской железной дороге в ордовикских отложениях залегает мощная толща альбитофиров *, фельзитов *, плотных туфов и туффитов мощностью до 700 м. По-видимому, она образовалась путем метаморфизма дацитовых лав и туфов.

В среднем палеозое активная жизнь Уральской геосинклинали сосредоточилась в пределах современного восточного склона. Здесь накапливаются вулканогенные толщи мощностью в несколько километров, протянувшиеся вдоль всей геосинклинали от Полярного Урала до Мугоджар чуть ли не на 2000 км. Вулканическая деятельность была настолько сильной, что полностью подавила образование осадочных пород: их или вовсе нет в разрезах этого возраста, или же они встречаются в виде редких пластов. Особенно благоприятны для изучения среднепалеозойского вулканизма Надеждинский и Ивдельский районы на севере Урала и обширная область к югу от Магнитогорска. На западном склоне среднепалеозойские вулканогенные толщи распространены несравненно слабее, они известны только между реками Сакмарой и Уралом.

Среднепалеозойская вулканогенная толща сложена породами различного состава, но преобладают вулканические породы и туфы, образовавшиеся из лав базальтового, андезитового и липаритового состава. Лавы, изливавшиеся под водой, тотчас превратились в спилиты, кератофиры и кварцевые кератофиры. Однако самые сильные изменения вулканогенных пород протекали позже, во время складчатости и метаморфизма со стороны внедрившихся в них громадных масс кислой магмы. Различные лавы и туфы превратились в метаморфические зеленые сланцы, и только на Северном и Южном Урале вулканогенные толщи сравнительно мало изменены.

Очень интересен глубинный магматизм палеозойской Уральской геосинклинали. Наибольшее своеобразие ему

придают огромные внедрения ультраосновной магмы, происходившие с перерывами от ордовикского по каменноугольный период вдоль ряда меридиональных глубинных разломов. Известно около 20 поясов массивов ультраосновных пород, но, бесспорно, самый выдающийся из них — Главный Уральский пояс, прослеживающийся более чем на 2000 км от побережья Ледовитого океана до южного окончания Мугоджар. Многочисленные крупные массивы дунитов*, перидотитов и пироксенитов* этого пояса расположились вдоль глубинного разлома, на границе Центрально-Уральского антиклинория и Магнитогорского синклинория на юге и Нижнетагильского синклинория на севере.

Говоря о Главном Уральском поясе массивов ультраосновных пород, нельзя не сказать о его особом звене — Платиноносном поясе, протянувшемся по водоразделу Среднего и Северного Урала на 700 км. Он примечателен тем, что с пироксенит-дунитовыми массивами Качканарским, Кытлымским, Ревдинским, Денежкиным Камнем и другими связаны накопления самородной платины.

В геологической истории Уральской геосинклинали неоднократно повторялись внедрения гранитной магмы. В раннем палеозое после застывания она превратилась в массивы плагиогранитов. Особенно широким было внедрение гранитной магмы в раннем карбоне. Тогда вдоль восточного склона образовались огромные, уходящие далеко на восток гранитные массивы. Теперь они частично скрыты под меловыми и палеогеновыми отложениями Западно-Сибирской низменности. Эти гранитные массивы породили месторождения золота, вольфрама, свинца, цинка, драгоценных камней и т. д.

Урал, пожалуй, как никакая другая область нашей страны, издавна привлекал геологов. В прошлом исследованием вулканических пород занимались выдающиеся ученые А. П. Карпинский, Е. С. Федоров, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, Н. К. Высоцкий, Е. А. Кузнецов и др. Современные представления о вулканизме Урала созданы трудами геологов Г. Ф. Червяковского, С. Н. Иванова, Д. С. Штейнберга, И. Д. Соболева, Т. И. Фроловой, В. М. Сергиевского, О. А. Нестояновой и др.

Загадки вулканизма Урала

Еще 10—15 лет назад среди многих геологов бытовало представление об Урале как сложном складчатом горном сооружении, сформированном несколькими разновременными складчатостями. При этом слагающие его толщи повсеместно собраны в складки во всех тектонических зонах, в том числе и в вулканогенных. Само собой подразумевалось, что древние вулканические тела очень сильно преобразованы дислокациями и нераспознаваемы.

Но уже в начале 60-х годов Г. Ф. Червяковский, О. А. Нестоянова и некоторые другие исследователи выяснили, что полосы сильно метаморфизованных пород распространены не повсеместно и что рядом с ними находятся полосы и поля менее измененных пород. В последних удалось установить не только первичный состав вулканических пород, но и особенности сложенных ими тел. Оказалось возможным не только различать, как это делалось прежде, вулканические породы, туфы и дайки, но и выделять потоки лав, накопления шлаков, игнибритовые и ископаемые грязевые потоки, субвулканические тела, жерловины вулканов и т. д.

Исследования последних лет показали, что в условиях Урала распознавание вулканических тел — не случайная, а систематическая возможность и что сохранность вулканических тел в общем-то не зависит от времени. Об этом говорит, например, хорошая сохранность очень древних вулканических тел кембро—ордовикского времени на севере Урала. Оказалось, что складчатые дислокации не вносят существенных изменений в первичный облик вулканических тел, и поэтому они дошли до наших дней в малоискаженном виде. Другое дело разрывные нарушения, которые действительно сильно преобразуют первичный облик вулканических тел.

Почему же складчатые деформации, сильнее всего нарушающие структуру земной коры и «легко» сминающие мощные осадочные толщи в складки, мало сказываются на вулканогенных толщах или даже вообще не влияют на них? Ответ следующий: вулканизм делает слоистую оболочку земной коры жесткой, образуя в ней жесткие и несминаемые структуры. Субвулканические тела и дайки, пронизывающие верхнюю часть

земной коры, создают прочный каркас, а мощная по-
крышка из извергнутых лав дополнительно скрепляет
его. Несминаемыми вулканическими структурами явля-
ются, конечно, и сами конусы слоистых вулканов, круп-
ные сооружения с размерами основания от нескольких
до первых десятков километров.

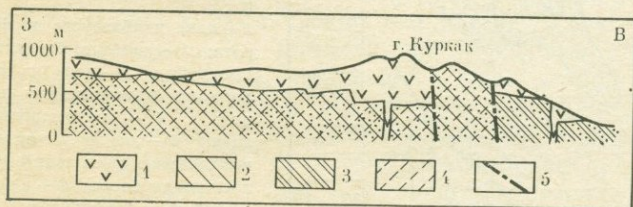


Рис. 49. Схематический разрез Ирендыкской гряды от станции Аб-
заково до деревни Муракаево (расстояние 7 км). По Г. Ф. Червя-
ковскому

1 — андезито-базальты и туфы каменноугольной системы; 2 — туфо-песчаники
и кремнистые сланцы неопределенного возраста; 3 — среднедевонские слоистые
туфопесчаники и кремнистые сланцы; 4 — сланцеватость; 5 — разрывы

Показательным примером сохранности вулканических
структур служит Ирендыкская горная гряда на Южном
Урале, протянувшаяся вдоль западной части Магнито-
горского синклинория более чем на 400 км при ширине
до 10—15 км. От смежных зон синклинория она отделе-
на разломами и поэтому в своей геологической исто-
рии в какой-то степени независима.

Изучая Ирендыкскую гряду, Г. Ф. Червяковский ус-
тановил, что она представляет поднятие вулканической
природы, образовавшееся в результате деятельности не-
скольких цепочек из тесно сближенных вулканов (в этом
отношении напрашивается сходство с Выгорлат-Гутин-
ским вулканическим хребтом Восточных Карпат). Гряда
в верхней части состоит из извергнутых этими вулкана-
ми лав и туфов, причем вокруг каждого вулканическо-
го центра слои вулканогенной толщи наклонены от него
и падают во все стороны. И хотя осадочные породы в
Магнитогорском синклинории смяты в складки, это ни-
как не проявилось в мощной жесткой вулканогенной
толще Ирендыкской гряды. Как видно из рис. 49, зале-
гание ее существенно осложнено лишь разрывными

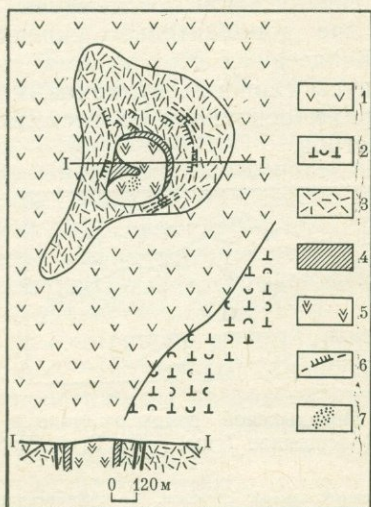


Рис. 50. Схема геологического строения древнего вулкана близ поселка Самарского, Южный Урал (по А. А. Беляеву и Я. П. Баклаеву)

1 — лава диабазового порфирита; 2 — андезито-базальтовые туфы; 3 — лава с обломками вулканических пород; 4 — мелкошаровая лава; 5 — жерло вулкана, выполненное оливковым щелочным диабазом; 6 — дайки диабазовых порфиритов; 7 — участки поствулканически измененных пород

нарушениями. Удалось установить, что в Ирндыкских горах вулканы действовали по вулканскому и стромболианскому типам и образовали обширные округлые в плане накопления бомбовых и агломератовых туфов, переслаивающиеся с потоками лав андезито-базальтового состава, кольцом опоясывающие отдельные вулканические центры.

В Ирндыкской гряде, как и во многих других районах, состав вулканических продуктов изменялся с ходом времени. Вслед за излиянием андезито-базальтовых лав и выбросами бомб по новым расколам внедрялись жилородные субвулканические тела липаритов и дацитов, в ряде случаев переходящие в короткие лавовые потоки. Несколько позже по новым субмеридиональным расколам изливались базальты и внедрялись мощные (до 50—100 м) дайки диабазовых порфиритов.

У уральских геологов быстро выработалось умение выделять такие трудно распознаваемые геологические тела, как субвулканические. Особенно благоприятным для этого оказался Магнитогорский синклиний. Уже в 1961 г. О. А. Нестоянова сообщила об остатках субвулканических тел на горе Карамалыташ, у деревни Сафарово и в других местах. Т. И. Фролова и А. М. Кур-

чагов к 1962 г. обнаружили большое число субвулканических интрузий среди полей лав основного состава. Близ поселка Самарского А. А. Беляев и Я. П. Баклаев в 1966 г. изучили остатки вулканического аппарата центрального типа с четко выраженным концентрически-зональным строением (рис. 50). Как видно из схематического геологического плана, на дневную поверхность выведена вулканическая жерловина. В центре она состоит из щелочного диабаз, по периферии сложена своеобразной мелкошаровой лавой и кластолавой. Очень характерны радиальные и концентрические дайки дибазовых порфиритов, наклоненные к центру жерловины.

Нужно упомянуть и о такой своеобразной особенности вулканизма Урала, как трещинные извержения. А. Д. Штейнберг в Магнитогорском районе и Т. А. Смирнова и Г. Ф. Червяковский по всему Магнитогорскому синклинорию обнаружили, что раннекаменноугольные трахиты извергались не только из вулканических центров, но и из протяженных трещин. Они вытянуты в меридиональном направлении, некоторые прослеживаются на 10 км и более. В хребте Узун-Зял, на реке Суундуке и в других местах видны переходы трещинных субвулканических тел в короткие потоки, наклоненные в стороны от трещин. А это значит, что подобные тела несильно разрушены и после своего образования не были сколько-нибудь значительно деформированы.

На Урале удалось не только установить остатки древних вулканов, но и обнаружить связанные с ними отложения ископаемых грязевых потоков вулканической природы (лахары). Ископаемый лахар установлен, например, на горе Атач на Южном Урале. Он сложен своеобразной породой — атачитом, которую раньше одни исследователи принимали за верхнюю часть внедрившегося массива порфирита, другие — за метаморфизованный туф, третьи — за тектоническую брекчию и т. д. Наблюдения Г. Ф. Червяковского и А. В. Говоровой показали, что атачит — порода окаменевшего грязевого потока, скатившегося со склона палеозойского вулкана, образует пластообразное тело мощностью до 30—50 м. Она состоит из обломков вулканических пород разной крупности и окатанности, перемешанных между собой в разных пропорциях и соединенных неоднородной песчано-глинистой массой. Многие из обломков несколько

напоминают гальку, однако поверхность их более шероховатая, без полировки, типичной для обломков, обработанных водой.

Уральским геологам удалось обнаружить на юге хребта и такую редкую породу, как пизолитовый туф. Встречается она в виде тонких слоев мощностью несколько десятков сантиметров. Эта плотная, зеленовато-серая порода усеяна шариками поперечником 0,5—1 см; при выветривании они легко выпадают, оставляя гладкие углубления. Склоны холмов вблизи обнажений таких туфов усеяны каменным «горохом». Каменные шарики, или пизолиты (название происходит от латинского слова «пизум» — горох и греческого «литос» — камень), состоят из таких же мелких обломочков полевого шпата, кварца и кусочков основной массы дацитов, как и сам цементирующий их пепловый туф.

Условия образования пизолитов, обнаруженных в районах современных вулканов, известны; именно ими объясняются другие их частые наименования: «грязевые шарики», «туфовые капли», «окаменелые дождевые капли», «вулканические градины» и т. д. Пизолиты образуются при наиболее мощных вулканических взрывах, когда в воздух выбрасываются огромные массы водяного пара и пепла. Падающие частички пепла увлажняются, на них налипают другие частички, и таким путем возникают грязевые шарики. Некоторые из них достаточно пластичны и при падении на землю расплющиваются, приспособляясь к рельефу почвы. Попадая в воду, они обычно рассыпаются, если только очень быстрое накопление пепла не сохраняет их в целости.

Находки пизолитовых туфов на Урале дают основание считать, что вулканогенные толщи со слоями этих пород образовались на склонах вулканических конусов или вблизи них во время сильных наземных извержений.

Уральские геологи смогли по-новому объяснить сложные и дискуссионные вопросы образования некоторых вулканических тел. Интересны, например, шаровые лавы, довольно часто встречающиеся в толще девонских андезито-трахитовых и трахито-липаритовых лав в окрестностях Нижнего Тагила. Им присущи все особенности таких тел — это скопления сферических и подушкообразных обособлений лавы, каждое из которых обла-

дает собственной поверхностью охлаждения и облекает нижележащее.

Молодой уральский ученый Г. Н. Старцев в 1964 г. выдвинул интересное объяснение образования шаровых лав. Огромное число миндалин в шаровых лавах позволяет считать, что поступление расплава на дно моря начинается с подводного взрыва. Возникает крупный расширяющийся газовый пузырь, в его верхнюю часть устремляются раздробленные обломки застывшей лавы, затем опускающиеся на дно. За выбросом пирокластического материала следовало излияние газонасыщенной и потому значительно более легкой лавы, с удельным весом до 1,5—1,0 и даже меньше. Если еще учесть высокую температуру расплава, близкую к 1000°, можно представить, что лава была не только легкой, по удельному весу приближавшейся к воде, но и очень подвижной. Лава всплывала и, окруженная водой, под влиянием сил поверхностного натяжения распадалась на каплеобразные тела. Они оседали на дно, накапливались и, застыв, становились шаровыми лавами. Гипотеза Старцева удачно объясняет главные особенности шаровых лав, встречающихся вместе с туфами, и заслуживает внимания.

Гиалокластиты Урала и Мугоджар

В главе о вулканизме Крыма читатель познакомился с гиалокластитами Карадага. Об этом мы упоминаем только потому, что в Крыму была сделана одна из первых находок названных пород в нашей стране. Впервые же о них в СССР стало известно двумя годами раньше, когда в 1966 г. появилась статья известного литолога И. В. Хворовой о гиалокластитах в силурийской вулканогенно-кремнистой формации Южного Урала. Таким образом, не молодые вулканогенные толщи Кавказа и Карпат, а древние палеозойские отложения Урала стали источником первых сведений о гиалокластитах.

В 1966 г. отправилась геологическая экскурсия по Мугоджарам, в то крайнее южное окончание Уральско-го складчато-глыбового сооружения, в котором некогда академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг обнаружил среди па-

леозойских спилитовых шаровых лав обломки свежего вулканического стекла. Именно это исключительное петрографическое явление заставило автора остановить свой выбор на Мугоджарской, а не какой-либо другой геологической экскурсии по Уралу.

Значительная часть Мугоджар — это равнинная или слабовсхолмленная сухая степь с каштановой или бурой почвой. Был конец лета, трава выгорела, и только белые султаны ковыля, развеваемые ветром, выделялись на серо-желтой бесконечной равнине. Травостой отмер, ветер трепал завядшие стебли, подхватывал перекаати-поле и уносил его далеко-далеко.

Обычно летний день начинался при безоблачном небе.

В первые часы рассвета воздух сохранял ночную свежесть и чистоту. Затем температура быстро поднималась, далекие предметы в дрожащем мареве нагретого воздуха принимали расплывчатые и искаженные формы; трава на холме казалась высоким кустарником, на горизонте появлялись миражи. Мелкая пыль поднималась восходящими токами воздуха и скрывала яркость неба, из синего оно становилось бледно-голубым.

В Мугоджарах изредка встречаются широкие и неглубокие речные долины, почти в течение всего года лишенные воды. Их здесь называют саями. Наибольший интерес представляет долина реки Шулдака (Шетиргиза) — типичный сай. Место удивительно красивое. К берегам, поросшим камышом, примыкает скалистый обрыв высотой 40—50 м. Он покрыт оранжево-красным лишайником, каменные обрывы в лучах заходящего солнца кажутся состоящими из червонного золота.

Чем же интересна долина Шулдака? Скалистые обрывы почти сплошь состоят из подушечных лав силурийского возраста. Несомненно, что древний подводный вулкан изливал жидкую лаву на дно глубокого моря, где она застыла не как единый поток, а разделилась на огромное число шаровидных обособлений. Будучи пластичными и распластываясь под собственной тяжестью, они застыли в виде подушек длиной от 0,5 до 1,5 м каждая. Состав подушек спилитовый или переходный к базальтовому.

Толща подушечной лавы не сплошь однородная. Местами в ней встречаются обособления инородного ма-

териала поперечником до 5—7 м. Это рыхлые скопления угловатых обломков, шариков и эллипсоидальных телец длиной до 3—5 см. Состоят они из черного со смолистым блеском хрупкого вулканического стекла, разбитого многочисленными трещинками. Обломки вулканического стекла называют гиалокластами (от древнегреческих слов «гиалес» — стекло и «клястикос» — раздробленный), а образованные ими скопления гиалокластами.

Гиалокластиты как особый вид горных пород стали известны только в последнее десятилетие. Из-за своего внешнего сходства с вулканическими туфами гиалокластиты не привлекали к себе особого внимания. Предполагалось, что обломочки и шарики вулканического стекла гиалокластитов возникли при взрывной деятельности вулканов. Правда, оставалось неясным, как во время взрывов образовались шарики стекла.

Разгадка происхождения гиалокластитов пришла в ходе исследований в Канаде и на Южном Урале. Установлено, что гиалокластиты появились одновременно с подушечными лавами и, следовательно, в ходе излияния лавы, а не при взрывах. Лава вытекала на дно моря в ряде мест, при этом огненно-жидкий расплав находился в подводящих каналах под значительным внутренним давлением. От него зависел размер обособлений лавы — чем больше внутреннее давление, тем меньше их размер.

Крупные шары, соприкасаясь с холодной водой, благодаря значительной массе и запасу тепла успевали раскристаллизоваться. Другая судьба у мелких шариков. Они застывали гораздо быстрее и, не успев раскристаллизоваться, превращались в вулканическое стекло. Сокращаясь при охлаждении в объеме, шарики покрывались трещинками и зачастую распадались на обломки. Так возникла рыхлая смесь из обломков и шариков, состоящих из стекловатого материала, — гиалокластит.

И хотя гиалокластитам свойственно обломочное строение, оно возникло не путем деления жидкой лавы на куски при быстром выделении газов из вулкана, а при охлаждении и дроблении уже затвердевшей и еще горячей лавы. Поэтому гиалокластиты нельзя рассматривать как туфы.

Осмотр обнажения спилитовых шаровых лав и гиа-локластитов по реке Шулдаку заставил задуматься над крайне редкими случаями совместного нахождения сильно измененных вулканических пород (спилитов шаро-вых тел) и совершенно свежих (вулканического стекла гиа-локластитов). Ведь хорошо известно, что среди одно-временно образовавшихся пород встречаются породы примерно одной и той же сохранности — или только свежие, или только измененные. Действительно, нигде — ни в отечественной, ни в зарубежной литературе — нет сведений о совместном нахождении свежих вулканиче-ских пород (за исключением данных Ф. Ю. Левинсона-Лессинга по Мугоджарам). Изучение автором настоя-щей книги вулканических пород в ряде областей нашей страны, а также в Китае, Румынии и Афганистане вы-явило только два таких случая. Это Горный Крым, где на Карадаге в пределах одного потока лавы происходит переход от кератофира до гиа-лоандезита, и южный склон Большого Кавказа, где по реке Псоу в одном горизонте встречаются спилиты и черное вулканическое стекло. Почему же это происходит?

Хорошо известно, что вулканическое стекло неустой-чиво и легко разрушается, замещаясь рядом минерал-ов. Следовательно, наличие вулканического стекла в силурийских лавах реки Шулдака свидетельствует о том, что с давних пор и до настоящего времени условия су-ществования вулканической толщи не претерпели сколь-ко-нибудь серьезных изменений.

И все же вызывает удивление свежесть силурийско-го стекла, сохранившего свои первичные особенности на протяжении 400 млн. лет. Сохранность стекла вызвана, по всей вероятности, двумя причинами. Первая заклю-чается в том, что силурийские породы на данном участке залегают почти горизонтально, они не испытали ни за-метных складчатых деформаций, ни метаморфизма. Вто-рая причина состоит в изолированности гиа-локластитов. Последние не образуют протяженных пластов, а слага-ют небольшие обособления в подушечных лавах и, сле-довательно, «законсервированы». Обе эти причины на-дежно предохранили гиа-локластиты от проникновения горячих и других растворов, от давления лежащих выше пород и сохранили стекло в его «первобытном» состоя-нии.

Месторождения колчеданных руд

Медь на Урале была обнаружена еще в начале XVIII в., когда местные крестьяне нашли куски зеленого малахита. С того времени на Урале открыли много месторождений. Малахит из медной руды превратился в ценнейший поделочный камень, а вместо него для выплавки металла стали применять сернистые соединения тяжелых металлов — колчеданы. Уже в прошлом столетии Урал завоевал славу одного из крупнейших в нашей стране районов медных руд, не померкшую и доныне.

Главная промышленная ценность колчеданных месторождений состоит в том, что они являются великолепным источником меди. Этот ценный цветной металл содержится не только в медном колчедане, или халькопирите (CuFeS_2), но и в медистом пирите, т. е. серном колчедане, или пирите (FeS_2) с рассеянными в нем мельчайшими кристалликами халькопирита. Кроме того, из пирита получают серную кислоту.

Медные руды Урала образовались разными путями. На одном из них, связанном с древним вулканизмом Уральской геосинклинали, мы и остановимся. Вдоль всего восточного склона Урала тянется полоса среднепалеозойских вулканогенных толщ с заключенными в ней крупнейшими месторождениями колчеданов. На Среднем Урале — это месторождения имени Третьего Интернационала, Дегтярское, Левихи, Калаты и др. На Южном Урале — Гайское, Учалинское, Сибайское, Блявинское и др. Общее число крупных месторождений более трех десятков.

Первые представления о происхождении колчеданных руд сложились при исследовании раньше всего ставших известными месторождений Среднего Урала. Скопления руды в виде линз располагаются среди сланцев, образовавшихся за счет лав и туфов. Руда на 70—90% состоит из серного колчедана, оставшаяся часть приходится на медный колчедан, цинковую обманку (ZnS) и реже — свинцовый блеск (PbS) с примесью золота и серебра. Как видим, состав колчеданных месторождений сложный.

Долгое время линзообразные рудные залежи, залегающие согласно со сланцеватостью, рассматривались

как возникшие в уже готовых сланцеватых породах. Предполагали, что по густой сети трещин двигались растворы, приносившие медь, железо и серу, соединение которых в виде колчеданов заместили сланцеватые породы. Естественно, что при таком подходе при поисках месторождений колчеданных руд исключительно важное значение придавалось сланцеватости.

Однако открытие колчеданных месторождений на Южном Урале среди вулканических пород спилито-кератофировой формации с хорошо сохранившимися первоначальными особенностями показало, что сланцеватость — вовсе не обязательное условие образования руд. Изучая слабоизмененные руды среди пород с отчетливо сохранившимися первоначальными особенностями, крупнейший советский геолог академик А. Н. Заварицкий выявил их характерные свойства и сформулировал новую теорию образования колчеданных месторождений в ходе вулканической деятельности.

Скопления колчеданов Южного Урала не имеют формы правильных линз, столь характерной для колчеданных залежей Среднего Урала. Среди руд широко развиты натечные формы, возникающие, как известно, при отложении вещества из коллоидных растворов и легко переходящие в яснокристаллические образования. В минералогическом составе характерны марказит и вюртцит — минералы с таким же составом, как пирит и цинковая обманка соответственно, но образующие кристаллы иной формы и менее устойчивые при повышении температуры и давления.

Интересно, что эти признаки иногда улавливаются и в среднеуральских колчеданных залежах. Это говорит о том, что колчеданные месторождения Среднего Урала прошли более сложную историю, чем месторождения Южного Урала, что они после своего образования испытывали метаморфизм.

Историю образования колчеданных залежей можно представить так. В прогибающейся геосинклинали в ходе затухающей вулканической деятельности из магматического очага поднимались горячие растворы, сильно изменившие лавы, туфы и заключенные в них субвулканические тела. Под их влиянием горные породы изменились и заместились каолинитом, хлоритом и мелкочешуйчатой белой слюдой. Растворы, обогащенные

серой, железом и медью, оказываясь в подходящих условиях, отлагали сернистые соединения железа и меди, метасоматически замещая вулканические породы. Так образовались рудные тела сложной формы, состоящие из марказита и других сернистых соединений тяжелых металлов. Этот этап истории колчеданных месторождений хорошо сохранился на Южном Урале.

На Среднем Урале колчеданные месторождения под влиянием метаморфизма испытали дальнейшие изменения. Метаморфизм по-разному проявился в породах и рудах. Каменные массы под давлением рассланцевались, руды же стали пластичными и приобрели форму линз. Изменилось также строение руд — они утратили тонкокристаллическое строение и стали зернистыми. Не менее значительны и минералогические превращения — неустойчивые марказит и вюртцит перешли в стойкие пирит и цинковую обманку. Так в ходе метаморфизма появились новые особенности руд, которые «стерли» первичные, обязанные вулканической деятельностью, и придали породам и рудам метаморфический облик.

А. Н. Заварицкий, рассматривая образование колчеданных месторождений Урала, показал, что скопления колчеданов Южного Урала, лучше всего сохранившие свои первичные особенности, в действительности все же несколько изменены. Так, каковы же неизменные руды? Оказалось, что ими являются скопления сернистых соединений железа и меди руд Куромоно в Японии. Они находятся среди молодых (позднетретичных) вулканических пород, Главная роль в рудах Куромоно принадлежит черному сажистому бесструктурному сернистому железу — мельниковиту, очень неустойчивому минералу, уже при слабом метаморфизме переходящему в марказит и пирит.

Родоначальные магмы вулканогенных формаций

Наиболее удовлетворительно разнообразие изверженных пород и их геологические взаимоотношения объясняются при допущении двух отдельных родоначальных магм, кислой и основной.

Академик Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

Наше знакомство с вулканизмом горного обрамления Русской равнины подошло к концу. Мы убедились, что в каждом из звеньев вулканической короны — на Карпатах, в Крыму, на Кавказе и Урале проявился такой своеобразный процесс, как вулканизм. Более того, кропотливым трудом многих исследователей удалось выяснить, как в геологическом прошлом в этих участках земной коры действовали вулканы, и порой наши знания настолько детальны, что о былой вулканической деятельности, совершавшейся десятки и даже сотни миллионов лет назад, можно говорить настолько уверенно и с таким знанием подробностей, будто она происходила на наших глазах.

Мы убедились и в том, что внешние проявления вулканизма очень разнообразны, и даже в геологически родственных участках земной коры они могут довольно сильно отличаться. Для иллюстрации достаточно сослаться на заключительный вулканизм Закарпатья и Большого Кавказа — в первом возникло грандиозное сплошное вулканическое поднятие Выгорлат-Гутинской гряды, состоящее из слившихся в единое целое крупных вулканов, в другом — разрозненные вулканические центры в пределах Центрального Кавказа.

Но оставим в стороне различия в вулканизме горного обрамления Русской равнины и обратим внимание на самое общее для всех вулканических районов — на родоначальные магмы, т. е. крупные массы расплавленного материала в недрах Земли, явившиеся источником лав, пирокластов, субвулканических тел и газов, сопро-

вождавших извержения. Магма, изменяя свой состав путем дифференциации и поглощая окружающие породы, дает начало обширной гамме расплавов различного состава, которые далее выходят на поверхность Земли в виде лавы.

Но сколько было родоначальных магм? Конечно, гораздо меньше, чем типов лав, которые мы непосредственно видим на поверхности Земли. Не вдаваясь в историю вопроса, укажем, что современная наука дает основание уверенно говорить о трех родоначальных магмах: кислой, основной и ультраосновной. Можно также с достаточной уверенностью говорить и о местах их возникновения: кислые магмы зарождаются в гранитно-метаморфическом слое земной коры, основные и ультраосновные магмы образуются в верхней мантии (возможно, что часть основной магмы образуется в базальтовом слое).

Если от глубинного магматизма перейти к вулканизму, т. е. к сложному комплексу явлений, сопровождающих подъем и выход магмы на поверхность, то оказывается, что в данном случае мы практически встречаемся только с проявлениями кислой и основной магмы. Это на первый взгляд странное обстоятельство «потери» ультраосновной магмы объясняется тем, что последняя как очень высокотемпературная не доходит до поверхности Земли и, застывая в недрах, не участвует в вулканизме. В дальнейшем, говоря о вулканизме, мы будем иметь в виду только две родоначальные магмы — кислую и основную.

Итак, в определенные периоды геологической истории, когда активизируются недра, на поверхности Земли проявляются две магмы — кислая и основная. В этом читатель убедится, обратившись к известному уже материалу. Например, в Закарпатье в миоценовую эпоху происходила трехкратная смена андезитовой формации липаритовой. В мезозое в Крыму на Карадаге долгое время извергались лавы основного и близкого к ним состава (спилиты, кератоспилиты и кератофиры) и только под конец сменились трассами (сваренными туфами кислого состава). На Большом Кавказе главная масса молодых вулканов изливала лавы, близкие к андезитовым, но тогда же существовали крупные очаги кислой лавы, давшие обширные покровы игнимбритов. Сложнее

определить состав родоначальных магм палеозойской Уральской геосинклинали с ее многообразными вулканическими формациями (выделено более десяти вулканических формаций), для которых место в геологической истории и взаимоотношения не вполне ясны и вызывают споры. Но и на Урале лавы и пирокласты отчетливо распадаются на связанные с кислой и основной магмами.

Итак, при анализе вулканизма горного обрамления Русской платформы мы встречаемся с признаками существования двух магм — кислой и основной. Они отличаются друг от друга по составу слагающих их компонентов. Базальтовая, или основная, магма содержит до 50% кремнезема, обогащена элементами группы железа и магния и обеднена щелочами. Гранитная, или кислая, магма богата кремнеземом (более 65%), обеднена окислами магния и железа и обогащена щелочами (натрием и калием).

Но раз существуют две магмы, тотчас возникает вопрос: а есть ли какая-либо связь между ними? И если она существует, то чем эта связь вызвана? Вопросы эти имеют немаловажное значение, так как тот или иной ответ основывается на определенных представлениях о внутреннем строении Земли и происходящих в ее недрах процессах.

Пожалуй, ныне вовсе не найдется сторонников взгляда, в соответствии с которым одну родоначальную магму выводят из другой. Несколько десятков лет назад было широко распространено представление о возникновении всех магматических пород путем дифференциации единой базальтовой магмы. Но критика многих петрографов, и прежде всего выдающегося советского ученого Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, показала, что представление о единой базальтовой магме, из которой будто бы получают все существующие магматические породы, неправильно. Гипотеза о единой родоначальной магме не объясняет, например, очень широкого распространения гранитов, на равных правах с базальтами занявших земную кору, хотя теоретически на их долю должно было приходиться всего несколько процентов от общей массы изверженных пород.

Когда кислый и основной вулканизм территориально разобщены, а если и проявились на одной и той же

территории, но в разные периоды геологической истории, не возникает вопроса о соотношении кислой и основной магм.

В гораздо более сложном положении оказываются исследователи, когда на одной территории в одно и то же геологическое время проявился кислый и основной вулканизм и когда дифференциация расплава не может объяснить образование из основной магмы крупных объемов кислой, и наоборот. Именно с таким положением мы встречаемся в неогене Карпат, мезозое Кавказа и палеозое Урала. Налицо странное, даже парадоксальное положение — кислая и основная магмы самостоятельны, но почему-то они проявляются вместе в одно и то же время, на одной территории.

Проблема соотношения кислого и основного вулканизма встала во весь рост перед исследователями вулканической деятельности горного обрамления Русской равнины лишь в последние годы, когда тщательные наблюдения и огромный приток фактического материала дали возможность по-новому взглянуть на закономерности развития недр планеты.

Один и тот же вопрос о соотношении кислой и основной магм возник перед исследователями вулканизма Кавказа, Урала и Карпат, и решен он был одновременно М. Г. Ломизе на кавказском материале и Т. И. Фроловой — на уральском, независимо друг от друга и сходным образом. Сущность решения проблемы соотношения кислой и основной магм вкратце можно изложить так: образование больших объемов глубинной базальтовой магмы влечет за собой появление гранитной магмы на меньшей глубине. События развиваются следующим образом.

В верхней мантии, или базальтовой оболочке, на глубине не менее 50—60 км, глубинное вещество Земли находится в потенциально жидком состоянии. Расплавление его происходит лишь с появлением глубинного разлома. О температуре основной магмы можно судить лишь приблизительно, учитывая, что базальтовая лава при выходе на поверхность Земли нагрета до 1000—1200°. В очаговой зоне температура, конечно, выше, скорее всего — 1200—1500°.

Очаг кислой магмы образуется в гранитно-метаморфической оболочке и, следовательно, на значительно

меньшей глубине, чем очаг основной магмы. Например, для Северо-Западного Кавказа установлено, что мезозойский очаг гранитной магмы располагался на глубине 10—15 км (Ломизе). Но достаточно ли обычного возрастания температуры с углублением в недра Земли для того, чтобы на таких сравнительно небольших глубинах вещество гранитно-метаморфической оболочки расплавилось и дало начало кислой магме? Если принять, что на один километр углубления температура в геосинклинали повышается на 40° (явление обычное для этих условий), на глубине очага кислой магмы температура достигнет всего $400\text{—}600^{\circ}$. Она явно недостаточна, так как опыты по выплавлению гранитного материала из осадочных пород, гнейсов и древних гранитов — материала, из которого состоит гранитно-метаморфическая оболочка, показывают, что для этого необходима температура $640\text{—}700^{\circ}$.

Таким образом, для возникновения очага гранитной магмы нужно, чтобы к обычному естественному потоку тепла из недр Земли прибавилось еще довольно много тепла. Его источником служит крупная масса перегретой базальтовой магмы, находящейся много ниже. Отделение базальтовой магмой тепловых и газовых струй привело к тому, что на другом, более высоком структурном «этаже» Земли гранитно-метаморфическая оболочка прогрелась и в ней возник очаг гранитной магмы.

Итак, близкие по геологическому возрасту основная и кислая магмы, проявившиеся в одном участке земной коры, по источнику своего вещества независимы друг от друга. Однако образование гранитной магмы предопределено появлением базальтовой. Эти представления о соотношении кислой и основной магм являются дальнейшим развитием идей крупнейшего петрографа, академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга о независимости двух родоначальных магм.

Словарь некоторых геологических терминов

Агломератовый туф — вулканический туф из обломков застывшей лавы размером от 30 до 200 мм. Туф, состоящий из более крупных обломков (глыб), называется глыбовым. Агломератовые и глыбовые туфы встречаются в жерлах вулканов и вблизи них.

Аллофан — минерал, представляющий собой осажденный коллоид кремнезема и глинозема. Содержание воды в нем достигает 40%. Образуется путем выветривания. Встречается в виде стекловатых и порошковидных масс.

Алунит — минерал, по химическому составу сернокислая соль алюминия и калия. Цвет — белый, сероватый, желтоватый, розоватый. Чаще всего встречается в виде кристаллов пластинчатой формы. Образуется при действии сернокислых вод на кислые туфы и лавы.

Альбит — минерал, по составу представляет натриевый плагиоклаз (см. *Плагиоклаз*).

Альбитофир — изверженная порода порфирового строения, образуется при вулканических извержениях или внедрениях магмы на небольшой глубине. Вкрапленники и мелкие кристаллики в основной массе представлены главным образом натриевым полевым шпатом — альбитом.

Аспидный сланец — черная плотная разновидность глинистого сланца. Используется для изготовления грифельных (аспидных) досок и как кровельный материал.

Барит — минерал, по составу представляет сернокислый барий. Форма кристаллов таблитчатая, окраска белая. Характерный признак барита — большая тяжесть, удельный вес около 4,5.

Бювет — сооружение над минеральным источником, откуда непосредственно берут воду.

Вулканический купол — бескратерный вулкан куполообразной или конусообразной формы с крутыми склонами. Возникает путем выжимания вязкой или почти твердой лавы из узкого выводного отверстия. Купола часто встречаются на склонах и у подножия крупных вулканов.

Габбро-диабаз — глубинная магматическая порода темного серо-зеленого цвета. Состоит из кристалликов пироксена и плагио-

клаза с большим количеством кальция. По содержанию кремнезема принадлежит к породам основного состава.

Галлуазит — минерал [химическая формула $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5\cdot 2\text{H}_2\text{O}$] тонкокристаллический, обычно встречается в виде белых или светло-желтых плотных восковидных агрегатов. Поверхность излома фарфоровидная. Образуется при выветривании горных пород, содержащих полевые шпаты.

Голоцен — последледниковая или современная эпоха четвертичного периода. Ей предшествует плейстоценовая эпоха.

Горст-антиклинорий — антиклинорий, со всех сторон ограниченный разломами и приподнятый по ним.

Гранаты — группа минералов сложного состава с общей формулой $\text{R}_3''\text{R}_2'''(\text{SiO}_4)_3$, где R'' — Ca, Mg, Fe, Mn; R''' — Al, Fe, Cr. Встречаются преимущественно в метаморфических породах в виде хорошо ограненных кристаллов, равномерно развитых по всем направлениям. Характерна высокая твердость.

Дайка — магматическое тело, ограниченное параллельными стенками. Образуется при заполнении магмой вертикальных или крутонаклонных трещин в земной коре.

Диабаз — глубинная магматическая порода зеленого цвета. Состоит из правильной формы кристаллов плагиоклаза с большим содержанием кальция и пироксена, в большей или меньшей мере замещенного хлоритом. Принадлежит к породам основного состава.

Диорит — глубинная магматическая порода серого или темно-серого цвета. Состоит из кальциево-натриевого плагиоклаза и темных минералов (роговая обманка, пироксен, слюда). Относится к породам среднего состава.

Дунит — глубинная магматическая порода. Состоит почти нацело из оливина. По низкому содержанию кремнезема относится к ультраосновным породам.

Инtruзия — общее название магматических тел, образовавшихся при застывании внедрений магмы в земной коре.

Каолин — белая или светлоокрашенная глина, во влажном состоянии пластичная. Состоит из минерала каолинита с химической формулой $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$. Каолинит — обычный продукт выветривания магматических и метаморфических пород, содержащих полевые шпаты. Изредка образуется в ходе затухающей вулканической деятельности, входя в состав вторичных кварцитов.

Карбонаты — широко распространенная группа минералов, по химическому составу представляют собой соли угольной кислоты. Из карбонатов чаще всего встречается кальцит, по составу отвечающий углекислому кальцию. Из кальцита состоят известняки, мрамор, мел и другие породы.

Кварцит — зернистая метаморфическая порода, состоящая главным образом из кварца. Образуется при метаморфизме кварцевых песчаников.

Керн — столб из горной породы, получаемый пустотелым инструментом (коронкой) при бурении скважин. Является важным геологическим документом, особенно в тех случаях, когда горные породы, из которых получен керн, не выходят на дневную поверхность.

Киноварь — минерал, по химическому составу сернистая ртуть. Форма кристалликов таблитчатая, цвет темно-красный, блеск алмаз-

ный. Киноварь тяжелая (удельный вес 8—8,2). Главный минерал ртутных руд.

Корочка закалки — стекловатая или тонкокристаллическая оторочка во внешней части застывших лав или внедрений магмы на небольшой глубине. Образуется при быстром охлаждении расплавов на контакте с воздухом или окружающими холодными горными породами.

Куэста — возвышенность в виде гряды с асимметричными склонами. Пологий склон совпадает с наклоном пластов, крутой — с обрывами, срезающими пласты. Куэстовый рельеф возникает в местностях, сложенных слоями неоднородных пород, наклоненных в одну сторону.

Литокластический туф — вулканический туф, состоящий главным образом из обломков вулканических пород (а не обломков минералов и кусочков вулканического стекла). Встречается на склонах вулкана и на удалении от них.

Мегантиклинорий — сложное горно-складчатое сооружение, состоящее из нескольких антиклинориев.

Мергель — осадочная порода, состоящая из примерно равных количеств тонкозернистого кальцита и глинистого вещества.

Миоценовая эпоха — ранняя часть неогенового периода. За ней следует завершающая, плиоценовая, эпоха.

Морена — обломочный материал, переносимый и отлагаемый ледником. Состоит из беспорядочно смешанных валунов, глыб, обломков горных пород, песка и глины.

Нонтронит — минерал, по химическому составу водный силикат железа. Встречается в виде глинистых и землистых масс светло-зеленого и бутылочно-зеленого цветов. Образуется при выветривании темноцветных минералов и в ходе затухающей вулканической деятельности.

Оливин — минерал желтовато-зеленого цвета, силикат магния и железа. Больше всего распространен в магматических породах ультраосновного состава. Горная порода дунит полностью состоит из оливина.

Перидотит — общее название ультраосновных магматических пород, состоящих из оливина и пироксена.

Пироксены — широко распространенная группа минералов в магматических и метаморфических породах. Чаще всего встречаются в виде призматических кристаллов черного и темно-зеленого цветов. Химический состав пироксенов сложный, главными элементами в них являются кремний, алюминий, магний, железо и кальций.

Пироксенит — яснокристаллическая магматическая порода ультраосновного состава. Состоит главным образом из пироксена.

Плагиоклазы — широко распространенные минералы группы полевых шпатов (см. *Полевые шпаты*). В зависимости от особенностей химического состава выделяют натриевые, кальциевые и натриево-кальциевые плагиоклазы.

Плейстоценовая эпоха — ранняя из двух эпох, на которые делят четвертичный период. Ей предшествует плиоценовая эпоха неогенового периода.

Плиоценовая эпоха — поздняя часть неогенового периода. Она следует за миоценовой эпохой, с которой начинается неогеновый период.

Полевые шпаты — очень широко распространенная группа минералов. Образуют светлоокрашенные пластинчатые или призматические кристаллы. В химический состав полевых шпатов входят кремний, алюминий, калий, натрий и кальций. В зависимости от соотношения последних трех элементов выделяют калиевые, натриевые, кальциевые и натриево-кальциевые полевые шпаты.

Порфирит — вулканическая порода темно-серого цвета. В плотной основной массе вкраплены крупные кристаллы натриево-калиевого полевого шпата, матовые или с тусклым блеском, и пироксена (или роговой обманки).

Роговая обманка — минерал, часто встречающийся в магматических и метаморфических породах. Обычно образует призматические кристаллы черно-зеленого или темно-зеленого цвета. Химический состав близок к составу пироксенов, но отличается наличием воды.

Сидерит — минерал из группы карбонатов. По химическому составу представляет углекислое железо.

Слюды — широко распространенная группа минералов в магматических и метаморфических породах. Образуют гибкие и упругие листочки, легко расщепляющиеся по параллельным плоскостям. Окраска разнообразная — белая, черная, зеленая, розовая и т. д. в зависимости от химического состава. Главными составными частями слюд являются кремний, алюминий, калий, железо, магний и вода.

Сферолиты — сферические образования в основной массе кислых вулканических пород. Состоят из тончайших волокон полевого шпата или других минералов, радиально-лучисто расположенных вокруг некоторого центра.

Трахит — вулканическая порода порфировой структуры. Вкрапленники калиевого или натриевого шпата вместе с одним или несколькими цветными минералами (чаще всего пироксеном и слюдой) заключены в шероховатой на ощупь основной массе.

Фельзит — вулканическая порода кислого состава без вкрапленников. Состоит из микrokристаллической или скрытокристаллической массы зернышек кварца и полевого шпата.

Флексура — коленообразный изгиб пластов без разрыва их сплошности.

Содержание

От автора	3
О вулканической короне, Русской равнине и азбуке геологии	5
Руины вулканов Восточных Карпат	21
Развитие вулканизма в Закарпатье	23
Вулканические памятники в окрестностях Ужгорода	30
Вулканические места Мукачева и его окрестностей	40
Береговское холмогорье	48
Останец вулкана Черная гора	57
Вулканические места Хуста	62
Остроконечные горы около села Вышкова	68
Своеобразие неогенового вулканизма Закарпатья	71
Древние вулканы Крыма	76
Вулканическая деятельность в геологическом прошлом Крыма	78
Вулканическая группа Карадаг	85
Вдоль подножия Берегового хребта	88
По гребню Берегового хребта	97
Святая гора	103
Вулканические места Южного берега Крыма и окрестно- стей Симферополя	105
Горы, похожие на вулканы	112
Пластовая интрузия по реке Бодраку	119
Вулканические дуги Крыма	122
Молодые вулканы Кавказа	124
Основные особенности геологического развития Большого Кавказа	126
Высочайший вулкан Кавказа	134
Верхне-Чегемская вулканическая впадина и Нижне-Чегем- ский покров игнимбритов	143
Неудавшиеся вулканы Пятигорья	149
Вулкан Казбек и его соседи	154
Сравнение вулканизма Восточных Карпат, Горного Крыма и Большого Кавказа	159
Палеозойские вулканы Урала	161
Геологическое строение Урала	165
Загадки вулканизма Урала	170
Гиалокластиты Урала и Мугоджар	175
Месторождения колчеданных руд	179
Родоначальные магмы вулканогенных формаций	182
Словарь некоторых геологических терминов	187

Владимир Иванович Лебединский

**ВУЛКАНИЧЕСКАЯ КОРОНА
ВЕЛИКОЙ РАВНИНЫ**

*Утверждено к печати
редколлекцией серии
научно-популярных изданий
Академии наук СССР*

Редактор *Л. И. Приходько*
Художник *А. А. Люминарский*
Художественный редактор *В. Н. Тикун*
Технический редактор *А. М. Сатарова*

Сдано в набор 28/VIII 1972 г.

Подписано к печати 23/XI 1972 г.

Формат 84×108¹/₃₂. Усл. печ. л. 10,29. Уч.-изд. л. 10,4.

Тираж 14000. Тип. зак. 1089. Т-15692. Бумага № 2.

Цена 63 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП
Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», 121099
Москва Г-99, Шубинский пер., 10



63 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧА
КНИГА:

495

**Клеопов П. Л. АЛЕКСАНДР
ЛАВРЕНТЬЕВИЧ ЧЕКАНОВСКИЙ.**

6 л. 40 к.

Выходец из дворянской семьи, питомец Дерптского университета, активный участник Польского восстания 1863 г., ссыльно-каторжный, один из пионеров геолого-географического изучения Сибири, ученый, оставивший яркий след также в области этнографии, лингвистики и биологии, неутомимый путешественник и большого мужества человек — таков Александр Чекановский. Его жизнь может служить ярким примером для многих исследователей нашей Родины.

Книга будет интересна всем, кто интересуется развитием отечественной науки.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

Адреса магазинов «Академ-книга»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; **Баку**, ул. Джапаридзе, 13; **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24; **Душанбе**, проспект Ленина, 95; **Иркутск**, 33, ул. Лермонтова, 303; **Киев**, ул. Ленина, 42; **Кишинев**, ул. Пушкина, 31; **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57; **Ленинград**, Менделеевская линия, 1; **Ленинград**, 9 линия, 16; **Москва**, ул. Горького, 8; **Москва**, ул. Вавилова, 55/7; **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22; **Новосибирск**, 91, Красный проспект, 51; **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137; **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73; **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43; **Томск**, наб. реки Ушайки, 18; **Уфа**, Коммунистическая ул., 49; **Уфа**, проспект Октября, 129; **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.