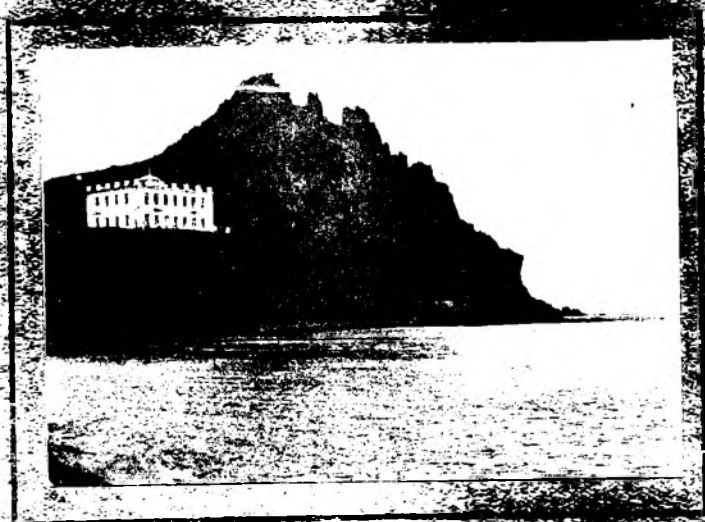


Э. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

и

Е. Н. ДЯКОНОВА-САВЕЛЬЕВА

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРУППА КАРАДАГА В КРЫМУ



Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

и

Е. Н. ДЬЯКОНОВА-САВЕЛЬЕВА

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРУППА
КАРАДАГА
В КРЫМУ

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Июнь 1933 г.

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

Технические редакторы Л. С. Ляпунова и К. А. Гранстрем

Ученые корректора Е. А. Цакни и М. И. Коровин

Сдано в набор 11 ноября 1932 г. — Подписано к печати 31 мая 1933 г.

151 стр. (69 фиг. и 1 карта)

Формат бум. 72×110 см. — $14\frac{3}{4}$ печ. л. — 57024 тип. зн. — Тираж 1000

Ленгорлит № 1009. — АНИ № 137. — Заказ № 2329

Типография Академии Наук СССР., В. О., 9 линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	Стр. 5
Список литературы	7

Глава 1. Общая часть

Общий обзор Карадага и его ближайших окрестностей	9
Орография	9
Вулканология	12
Петрографический состав Карадага и условия залегания изверженных горных пород	15
Обозрение отдельных районов	17
Хребет Лобовый и Шапка Мономаха	17
Хребет Карагач	18
Горная группа Хоба-тепе	22
Ущелье Гяур-бах и Магнитный хребет	23
Хребет Кок-кая	28
Святая гора и Малый Карадаг	29
О возрасте вулканической деятельности на Карадаге. Заметка А. С. Моисеева	35

Глава 2. Часть петрографическая

Введение	39
Классификация	40
О последовательности извержений на Карадаге	41
Палеотипная серия изверженных пород Карадага	44
Кератофировая формация. Общий обзор. Оксикератофиры и кератофиры	45
Спилиты и кератоспилиты	60
Палеоолипариты	69
Обломочные вулканические породы	71
Кайнотипная серия изверженных пород Карадага	73
Андезиты, щелочные андезиты, слюдяные породы, дациты и андезитодациты	73
Базальты и мелафиры	79
Трахит	79
Липаритодациты и дациты	80
Полевые шпаты в породах кайнотипной группы	83
Трассы	85

Глава 3. Часть химическая

	Стр.
Химический состав и химическая характеристика карадагских лав	97
Таблицы анализов	105
Пересчет химических анализов на минералогический состав	124
Анализы полевых шпатов	126
Определение полевых шпатов путем пересчета химических анализов пород	127

Заключение

Фазы извержений и вулканические циклы	130
Генезис карадагских пород	132

Добавление

О трассах Святой горы	139
Зеленые туфовые породы	140
Résumé	145

ВВЕДЕНИЕ

В истории исследования Карадага можно отметить несколько этапов, не задаваясь при этом целью дать исчерпывающий обзор всех работ, в которых можно найти те или иные сведения о Карадаге.

Прежде всего следует отметить появившуюся в 1891 г. небольшую заметку А. А. Прозоровского-Голицына, в которой были описаны вулканические туфы с Карадага. Сам Прозоровский после этой заметки не продолжал работать на Карадаге, но его статья возбудила интерес к Карадагу, как к древней вулканической области — а до этого в Крыму не были известны остатки наземных вулканических образований — и дала толчок в этом направлении. В результате этого толчка появилось первое подробное петрографическое исследование Карадага, сделанное Лагорио и помещенное им в путеводителе для Международного геологического конгресса. В этой работе даны микроскопическое и химическое исследование нескольких лав Карадага, морфологическое описание некоторых из составных частей этого сложного вулканического аппарата и геологическая карточка Карадага.

Работа Лагорио долго оставалась единственным источником наших сведений о Карадаге и в частности о петрографии Карадага, пока не наступила вторая стадия в истории его изучения, а именно работы А. Ф. Слудского (с 1911 г.).

Продолжительное пребывание на Карадаге и многочисленные повторные экскурсии дали Слудскому возможность углубиться в орографию Карадага, провести расчленение его на отдельные орографические элементы, которые впервые на карточке Слудского фигурируют под особыми названиями; эти названия за ними и укрепились. Слудский нашел в Шапке Мономаха поверхность лавового потока, открыл в Карагаче и на Гяур-бахе повторное чередование лавовых и туфовых слоев и выявил всю сложность петрографического состава Карадага. Не будучи петрографом, он не дал петрографического исследования различных пород, составляющих Карадаг, но возбудил еще больший интерес к нему.

Отдельным эпизодом в изучении петрографии Карадага является появившаяся в 1916 г. работа П. Н. Чирвинского, в которой даны петрографическое описание и химические анализы нескольких изверженных пород Карадага и его окрестностей. В этой работе автор правильно опре-

деляет трасс Святой горы, как лаву с микролитами и останавливается на освещении вопроса о причине пущолаических свойств трасса.

Третья и последняя фаза в изучении Карадага начинается с 1923—1924 гг., когда Д. В. Соколов приступил, после предварительного ознакомления с Карадагом, к подробной геологической съемке той части Крыма, в состав которой входит Карадаг, а Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — к детальному петрографическому исследованию этого сложного вулканического комплекса.

Наше знакомство с Карадагом началось в 1924 г., когда Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в нескольких экскурсиях, насколько позволяло состояние его ноги после перелома, совместно с Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и А. Ф. Слудским совершил несколько рекогносцировочных экскурсий. В 1925 г. мы работали на Карадаге по поручению Геологического комитета, а А. А. Турцев производил детальную топографическую съемку Карадага в масштабе 50 саж. в дюйме. В следующем 1926 г. по поручению Академии Наук А. А. Турцев закончил топографическую съемку, а мы продолжали экскурсировать по Карадагу для освещения его петрографического состава и вулканологического характера. Наконец, летом 1927 г. Е. Н. Дьяконовой-Савельевой было совершено несколько дополнительных экскурсий. По поручению Академии Наук была составлена предварительная петрографическая карта Карадага, произведен дополнительный сбор материала и освещены некоторые невыясненные еще вопросы. Летом 1929 г. мы снова посетили Карадаг по поручению Академии Наук для проверки карты и для решения некоторых спорных вопросов.

Если повторное посещение Карадага являлось благоприятным обстоятельством, так как давало возможность проверить или дополнить то, что обнаруживалось при камеральной обработке полевого материала, то был и ряд неблагоприятных моментов в нашей работе. Во-первых, у нас не было детальной топографической основы: топографическая съемка не предшествовала нашей полевой работе, а шла частью одновременно с ней, частью даже за ней, и топографическая карта была закончена лишь в 1929 г. Во-вторых, Карадаг представляет чрезвычайно сильно и сложно расчлененную орографическую группу, не все части которой доступны для исследования. Наконец, перерывы в составлении карты и в лабораторной обработке петрографического материала тормозили работу.

Нам кажется, что в петрографическом отношении в нашем материале нет пробелов, но к сожалению отдельные вопросы возрастных взаимоотношений некоторых из членов сложной петрографической формации Карадага остались невыясненными или разрешены условно без уверенности в невозможности иного толкования.

В заключение выражаем нашу искреннюю признательность А. М. Дьяконову за оказанную нам большую помощь при изготовлении иллюстраций к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Н. Абрамов. К вопросу об изучении русской пуццоланы. Изв. Станц. испыт. матер. при Донском политех. инст. в Новочеркасске, 1913, вып. 3, стр. 29.
- А. Байков. Гидравлические цементы и гидравлические добавки. Пуццолановые цементы. Изд. н.-техн. ком. НКПС, вып. 71, 1927.
- А. Барков. К морфологии Карадага. Землеведение, вып. I—II, 1926.
- К. Богданович. Литературная справка о распространении в Закавказье и в Крыму вулканических пород, заслуживающих применения их в качестве прибавок к гидравлическим цементам. Изв. Геол. ком., 1905, т. XXIV, стр. 26—29.
- О. Бриккен. О кристаллах натролита с горы Кара-дага в Крыму. Изв. Акад. Наук СПб., 1914, стр. 479—484.
- А. Вознесенский. Разведочные наблюдения 1922—1923 гг. в области магнитной аномалии на Карадаге в Крыму. Изв. ЦУМОР.
- Магнитные наблюдения 1924 г. в области Карадагской магнитной аномалии (предварительная заметка).
- П. Двойченко. Минералы Крыма. Краткий очерк с обзором литературы. Под редакцией и со вступительной статьей и дополнениями А. Е. Ферсмана. Зап. Крымск. общ. ест. и люб. природы, т. IV, СПб., 1914.
- С. Дружинин. Русские трассы. Вест. Силик. пром., 1922, № 3—4.
- В. Круссер. Об изысканиях и топографической съемке горы Карадаг в месторождениях вулканических туфов, имеющих свойства пуццолановых веществ. Цемент, 1908, I, 2—8.
- A. Lagorio. Itinéraire géologique par le Kara-Dagh. Guide. Les excursions du VII Congrès géologique international. St. Petersburg, 1897, XXXI.
- Ф. Левинсон-Лессинг. Some queries on rock classification and nomenclature. Доклады Акад. Наук СССР, 1928.
- Ф. Левинсон-Лессинг и В. Миткевич. Опыты намагничивания горных пород. Изв. Геол. ком., 1925, т. XI, IV, № 5, стр. 595.
- F. Loewinson-Lessing et A. Turcev (A. Tourtzeff). Recherches expérimentales sur l'aimantation permanente des roches soumises au chauffage. Доклады Академии Наук СССР, 1927, стр. 161.
- А. Павлов. Значение Восточного Крыма в развитии курортного дела и экскурсий как средства усилить благотворное влияние курорта. Кур. дело, № 1, М., 1923.
- С. Попов. Материалы для минералогии Крыма (минер. Карадага). Bull. Soc. natur. Moscou, 1898, 1900, 1902.
- А. Прозоровский-Голицын. Об изверженных породах г. Карадага в Крыму. Тр. СПб. общ. ест., 1891.
- В. Пчелинцев. Заметка о фауне туфо-брекчии Карадага (в Крыму). Доклады Акад. Наук СССР, 1927, стр. 352.
- А. Слудский. Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое. Зап. Крымск. общ. ест., I, 33, Симферополь, 1912.
- Карадаг в Крыму, его историческое значение, научная и промышленная будущность. „Временник“. Общ. сод. усп. опытн. наук и их практ. примен. им. Х. С. Лебединцева, № 2, М., 1913.
- О Карадагской пуццолане в Крыму. Авт. доклада, сделанного в Пет. общ. архитекторов. Ежег. по геол. и минер. России, т. XV, вып. I, 1913, стр. 37—38.
- Дальнейшие исследования г. Карадага в Крыму и его ближайших окрестностей. 1911, 1—3 прот., стр. 87.

- А. Слудский. Новые данные по геологии и палеонтологии. Карадага. Тр. Карадагской станции им. Т. И. Вяземского, вып. I, 1917, стр. 27—32.
- Зап. Крымск. общ. ест., I, 1911.
- Временник об-ва, 1912, № 2.
- К изучению Карадагской магнитной аномалии. Схема геологического строения Карадага. Изв. ЦУМОР.
- О национальном парке на Карадаге. Феодосия, 1924.
- Д. Соколов. Некоторые данные по геологии восточной части горного Крыма. Крым, 1 (3).
- О некоторых результатах детальных геологических исследований в восточном Крыму. Вест. Геол. ком.: (1925), 1926, № 3. Прилож. к т. XLIV Изв. Геол. ком.
- О трассах Карадага. Тр. Гос. Эксп. инст. силиката, вып. 22, 1926.
- Д. Соколов и А. Фиолетова. Новые данные о кислых вулканических породах Карадага в Крыму. Тр. Инст. строит. мат. минер. происх. (б. Инст. силикатов), 1930, вып. 34, стр. 33.
- А. Турцев. К вопросу о магнитной аномалии на Карадаге в Крыму. Изв. Акад. Наук, 1927.
- В. Чарномский. Исследование вулканических туфов (пуццолан) горы Карадаг на Крымском полуострове. Матер. для изуч. ест. пр. сил. России, № 48. Ком. стр. мат., сб. II, 1924.
- П. Чирвинский. Изверженные горные породы, вулканические брекчии и туфы Карадага в Крыму. Изв. Донск. пол. инст., 1916, т. V, отд. II.
- Новое месторождение исландского шпата в Крыму на Карадаге. Ежегодн. Криштафовича по минерал. и геологии, IX, вып. 3, стр. 55.
- П. Чирвинский и Н. Орлов. Цеолиты Карадага в Крыму. Ежег. по геол. и минер. России, т. XV, 1913.
- Б. Швецов. Отчет о командировке на Карадаг осенью 1925 г. Тр. Гос. Эксп. инст. силиката, вып. 22, 1926.
- А. Штукенберг. Геологический очерк Крыма. Мат. для геол. России, 1873, V, 207, 209.

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

ОБЩИЙ ОБЗОР КАРАДАГА И ЕГО БЛИЖАЙШИХ ОКРЕСТНОСТЕЙ

ОРОГРАФИЯ

Карадагская горная группа расположена в восточной части Крыма между Судаксом и Феодосией, в 20 км к юго-западу от последней.

В ближайших окрестностях Карадага мы не видим проявления вулканической деятельности. Хребты, окаймляющие Карадагские горы, сложены осадочными породами: известняками, мергелями, глинистыми сланцами, конгломератами юрского и мелового возраста. Только к востоку от местечка Коктебель в бухтах, носящих названия Енишары и Провата, мы видимо имеем продолжение карадагских вулканических образований в виде переслаивающихся тонких пластов осадочных пород и вулканических туфов. Отдельные выходы изверженных пород известны в местечке Коктебель и в нескольких километрах от него по Судакскому шоссе.

Путь от Феодосии к Карадагу идет по слегка всхолмленной равнине, сложенной осадочными породами, и только за несколько километров до местечка Коктебель открывается вид на Карадагский вулканический массив, окаймленный с севера зубчатым известковым хребтом Сюрю-кая. Глубокая долина, по которой проходит Судакское шоссе между местечками Коктебель и Отузы, и Отузская долина, спускающаяся к морю, отделяют с севера и запада Карадагскую вулканическую группу и окаймляющие ее три цепи известковых гор от всех остальных возвышенностей восточного Крыма (фиг. 1 и 2).

Эти три цепи известковых гор имеют простирание с ЮЮВ на ССЗ, т. е. приблизительно параллельно простиранию берегового хребта Карадага. Ближайшая к Карадагу известковая цепь, носящая название Сюрю-кая, с отдельными вершинами „Зуб“ и „Верблюд“, отделяется от вулканических возвышенностей Карадага Карадагской балкой, а в северной части соединяется с ним пониженным седлом, носящим название Северного перевала. Живописная лесистая долина Беш-таш, впадающая в Отузскую долину, отделяет хребет Сюрю-кая от двух следующих цепей извест-

ковых гор с отдельными вершинами, носящими названия Балалы-кая, Легенер и Икилмак-кая.

Существование глубоких балок, прорезывающих Карадагские вулканические горы и известковые хребты, обусловлено переслаиванием твердых вулканических пород и известняков с мягкими глинистыми сланцами, легко подвергающимися действию эрозии. На склонах балок Карадагской и Отузской долин наблюдаются хорошо выраженные террасы, ступенями спускающиеся к морю. На второй террасе, высотой 25—30 м, расположено здание Карадагской научно-исследовательской станции. Прекрасный разрез террасовых отложений можно наблюдать в Отузской долине (фиг. 3).

Карадагская вулканическая группа заполняет собой небольшой выпуклый в юговосточном направлении изгиб береговой линии между устьем Отузской долины и местечком Коктебель и занимает площадь около 3.5 кв. км. Вся горная группа может быть разбита на две самостоятельные топографические единицы: Святую гору и Береговой хребет. Первая в виде куполообразной с широким основанием горы, площадью около 3.5 кв. км, расположена между двумя системами балок, ограничивающими ее с северо-западной стороны — Карадагская и Кордонная балки, и с юговосточной — Туманова и Коктебельская балки. Сближаясь своими истоками, балки эти образуют в Карадагской горной группе пониженные места, два перевала, расположенные по бокам Святой горы — Северный, с высшей точкой 260 м и Южный — высотой 340 м (фиг. 5).

Береговой хребет, отделенный от Святой горы Южным перевалом, тянется от Карадагской балки, в устье которой расположена научно-исследовательская Карадагская станция, вдоль морского берега, загибаясь с юго-запада на северо-восток и далее прямо на север, где несколькими пологими отрогами спускается к Коктебелю, расположенному в почти плоской низменности на уровне моря.

Береговой хребет может быть разбит на несколько частей по своему топографическому, а также и генетическому значению: западную часть хребта составляет Лобовый хребет, непосредственно переходящий в хребет Карагач, имеющий уже направление с юго-запада на северо-восток; к северу от хребта Лобового, несколько обособленно, расположена часть Берегового хребта, под названием Шапки Мономаха; небольшим пологим перешейком Шапка Мономаха прилегает с севера к хребту Карагач. Последний небольшим оврагом, расположенным над Львиной бухтой, отделяется от горной группы, имеющей название Хоба-тепе; эта наиболее высокая часть Берегового хребта занимает в нем центральное место и соединяется высоким перешейком со Святой горой; именно это место и носит название Южного перевала. К нему сходятся, как указано выше, верховья Тумановой и Коктебельской балок.

Глубоким скалистым ущельем, спускающимся к морю в Сердоликовую бухту, отделяется горная группа Хоба-тепе от северо-восточной части



Фиг. 1. Судакское шоссе около Отуз.



Фиг. 2. Отузская долина.



Фиг. 3. Разрез террасы в Отузской долине.



Фиг. 4. Панорама Святой горы и Малого Карадага.

Берегового хребта, распадающегося на два самостоятельных невысоких хребтика — Магнитный и Кок-кая. Первый из них сравнительно полого спускается как в сторону Коктебельской балки, так и к морю, и имеет почти плоскую, широкую, слегка всхолмленную поверхность. Второй, Кок-кая, обрывист в обе стороны и производит впечатление твердого обломка среди мягких эрозионных форм рельефа прилегающих к нему возвышенностей.

Если смотреть на Карадагскую горную группу с севера, например, с Северного перевала, то она представляется в виде округлых гор, сравнительно полого спускающихся в балки; склоны как Святой горы и Малого Карадага, так и некоторые откосы Берегового хребта густо заросли кустарником, невысоким лиственным лесом и обильной травой, пестреющей весной разнообразными цветами. Глубокие балки, прорезающие этот горный массив, также богаты растительностью — травой и кустарником, местами трудно проходимым. Только изредка среди этого густого зеленого покрова выделяются отдельные отвесные скалы, как, например, Большая Стена Святой горы или липаритовый утес на ее южном склоне. Кое-где заметны также каменные осыпи, самый цвет которых говорит о характере составляющих их горных пород: белые пятна липаритов, голубые трассовые осыпи. Эти северные склоны Карадага сравнительно легко доступны, пересечены живописными тропами, которые лепятся по склонам гор, местами теряясь среди тенистых рощиц (фиг. 4).

Совершенно иную картину представляет Карадаг со стороны моря. Пологие и легко доступные с севера склоны Берегового хребта, дойдя до высшей точки гребня, круто обрываются в сторону моря, образуя отвесные обрывы, дикие ущелья, глубокие колодцы, гигантские пики скал, мощные осыпи, едва держащиеся на каменных крутых откосах — и, наконец, стосаженный обрыв отвесной стеной падает в море, завершая грандиозную картину Карадагского морского берега. Здесь мы уже не видим тенистых рощиц, удобных троп и обильного травянистого покрова; только местами отдельные деревца едва держатся своими корнями на голых выжженных солнцем откосах и причудливых скалах выветривания, и только в глубоких ущельях, куда лишь на короткое время проникает солнечный луч, сохранились небольшие кустарники и участки травы (фиг. 6).

В этих трудно доступных скалах до сих пор ютятся лисы, барсуки, а на вершинах отвесных стен гнездятся орлы, никем не тревожимые.

Карадаг беден пресной водой. Многочисленные балки только весной и после сильных ливней превращаются в бурные потоки, выносящие в море массу коричневого ила и камней. Но уже через несколько часов вода спадает и просачивается в почву, и балки снова превращаются в сухие русла. Подземные воды выходят на поверхность в виде немногих источников: один из них в ущельи Гяур-бах спускает свои воды до моря в Сердоликовую бухту; другой, под названием Гяур-чесме, со значительным дебитом, выступает на южном склоне Малого Карадага и питает Карадагскую

балку, но только в верховьях балки проступает наружу, имея дальше подземный сток к морю и питая собой ряд колодцев Карадагской станции. Третий источник, Эфенди-чесме, расположен на северном склоне Святой горы близ трассовых ломок. Наконец, два мелких источника, временами пересыхающие, имеются в ущельях Хоба-тепе, обращенных к морю, и один на вершине Святой горы близ могилы татарского святого.

Наблюдения показывают, что Святая гора, сложенная по преимуществу вулканическими туфами и трассами, и господствующая по высоте над окружающими высотами, конденсирует скопляющиеся вокруг нее водяные пары. Возможно, что именно этим объясняется существование невысыхающего источника Гяур-чесме, площадь питания которого очень невелика, и дебит его не может зависеть только от выпадающих осадков.

Карадагские горы, сложенные в значительной степени вулканическими туфами и брекчиями, благодаря неоднородности входящего в их состав материала, дают поучительную картину различных форм выветривания. Карманы выдувания, скалы-останцы самых причудливых форм, висящие камни, сквозные отверстия в стенах и т. п. можно встретить повсюду на склонах Берегового хребта, обращенных к морю (фиг. 7 и 8).

Наряду с резкими формами рельефа хребтов, в балках, сложенных глинистыми сланцами, мы имеем мягкие, сильно расчлененные формы рельефа, созданные эрозией.

Отвесные скалы Карадага, при слабой расчлененности береговой линии, создают прекрасные условия для действия морского размыва. Обрывы, сложенные разнородным материалом, подмываемые сильным морским прибоем, способствуют образованию обвалов и хаотическому нагромождению каменных глыб у подножия их, а также создают нависающие над морем скалы, с выточенными в камне пещерообразными впадинами. В тех местах, где береговой обрыв сложен массивными породами с прекрасной горизонтальной столбчатой отдельностью, разбитой вертикальными трещинами, волны, отламывая нижние столбы отдельности и обрушивая получающийся свод, создают глубокие коридоры с отвесными стенами или даже сквозные проходы, как, например, в знаменитой скале „Ворота Карадага“ (фиг. 9, 10, 11).

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Древняя вулканическая область Карадага отличается сложным комплексным характером. Это не один вулкан, а вулканическая область полигенного характера. В состав этой полигенной вулканической области входят разнообразные по типу деятельности, по геологическим условиям и по петрографическому составу вулканические аппараты, действовавшие не одновременно. Группировать составные части Карадага можно с разных точек зрения, а именно: по типу вулканических аппаратов, по петрографическому составу продуктов вулканической деятельности, наконец, по относительному возрасту разных стадий его деятельности.



Фиг. 5. Топографическая карта Карадага. Справа — сильно изрезанная береговая линия Черного моря. Вдоль береговой линии резко расчлененный Береговой хребет, отделенный балками и Южным перевалом (светлая полоса на карте) от горной группы Святой горы.



Фиг. 6. Морской берег Карадага. Скалы Маяк, Лев и Ворота Карадага.



Фиг. 7. Выветривание туфобрекчии. Скала Пряничный конь.

В вулканологическом отношении, т. е. с точки зрения разных типов деятельности, Карадаг представляет в различных своих частях значительный интерес. Правда, мы не в состоянии полностью реставрировать геологическую историю Карадага в целом, так как некоторые черты его стерты или замаскированы как разрушением, так и последующими дислокациями; но все же могут быть отмечены некоторые характерные особенности этой интересной вулканической области, в которой на небольшой площади сосредоточены столь разнородные образования. Прежде всего следует отметить отсутствие кратера и вообще признаков более или менее значительного центрального извержения. Далее можно подчеркнуть заметную роль подводных извержений в формировании Карадагской вулканической группы. Наконец, своеобразной его чертой является значительное участие в строении разных его частей обломочных вулканических образований: брекчий, туфов, туфогенных отложений.

Сложный вулканический комплекс Карадага складывается из следующих различных в вулканологическом отношении вулканических аппаратов: 1) отдельные лавовые потоки, 2) сложные туфо-лавовые свиты, 3) некки, дайки и жилы и 4) интрузивные массивчики.

Отдельные лавовые потоки, включая сюда и некоторые вулканические брекчии (Зеленый овраг, Кок-кая), встречаются в разных частях Карагача, на Мономахе, в Магнитном хребте, в Кок-кая и в Святой горе. За исключением трассовой толщи и Кок-кая все лавовые потоки принадлежат к двум петрографическим типам, а именно к спилитам с кератоспилитами и к кератофирам. Спилитовые и отчасти кератоспилитовые лавы отличаются сильно пористым сложением и принадлежат к мандельштейнам; кератофировые лавы обыкновенно компактны и обнаруживают некоторую пористость лишь в незначительной наружной зоне. Первая группа лав, т. е. спилиты и кератоспилиты обыкновенно обладают той своеобразной отдельностью, которая обуславливает название шаровых, или подушечных лав (pillow-lava англичан).

Из лавовых потоков, более или менее хорошо сохранившихся, отметим: поток Пуццолановой бухты, поток Мономаха и ущелья Гяур-бах (фиг. 12).

Туфолавовые свиты состоят из чередующихся слоев лавы и туфов или брекчий, причем число и мощность и тех и других довольно разнообразны. Главная область распространения этой свиты из кератофировой формации — Карагач, но она может быть прослежена также в так называемой Большой Стене и в перемычке от нее к Святой горе, а также в части Магнитного хребта, примыкающей к Хоба-тепе (фиг. 13).

Дайки (и пластовые жилы) играют большую роль в Гяур-бахе, в массиве Хоба-тепе, в Сердоликовых бухтах, а также в группе Карагача. По своему петрографическому составу породы дайк относятся к андезитам, к дацитам, липаритодацитам, отчасти и к щелочным андезитам. Эти породы все характеризуются кайнотипным характером, чем существенно отличаются

от туфо-лавовых свит. Возможно, впрочем, что характер и некоторые части кератофирового массива Хоба-тепе леолипаритов Святой горы (фиг. 14).

Особенно интересными являются случаи перехода такую картину можно наблюдать в Сердоликовой бухте.

Пластовые жилы обнаруживают иногда раздувы, представляющие зачаточную форму экструзивных массивов и андезитовые и дацитовые жилы на Карагаче. Интересны стекловаты, лишены вкрапленников и обнаруживают полную отдельность.

Своеобразная и живописная форма некков, отпреветриванием и возвышающихся в виде гигантских столбов к себе внимание наблюдателя и подает поводы к таким названиям, как „Чортов Камин“ на Карагаче почти на границе „Сфинкс“ или „Палец“ над Гяур-бахом и „Иван Разбойник“ в бухте. Первые два нека образованы свежим кайнозойским прорывом в форме некков и жил кератофировую и обломочной оторочкой вулканической брекчии.

Чортов Камин действительно со всех сторон окружен породами, но со стороны моря они по большей части скрыты. От самого Каминя сохранилось, повидимому, форма Каминя в общем эллипсоидальная. Можно думать сначала „сферонекк“ с радиальнолучистой отдельностью в разные стороны отошли дайки и который сам вырос вертикального нека. С юговосточной стороны обнажена часть Каминя, с его характерной радиальнолучистой окрестностью которой отдельность постепенно переходит в неадрическую и шаровую. Это раздув нека, окруженного родой (фиг. 16).

Скала, одиноко стоящая и живописно возвышающаяся над местностью, над Гяур-бахом недалеко от тропы через известная под названием „Сфинкса“ или „Пальца“, так отнесена к экструзивным некам (фиг. 17).

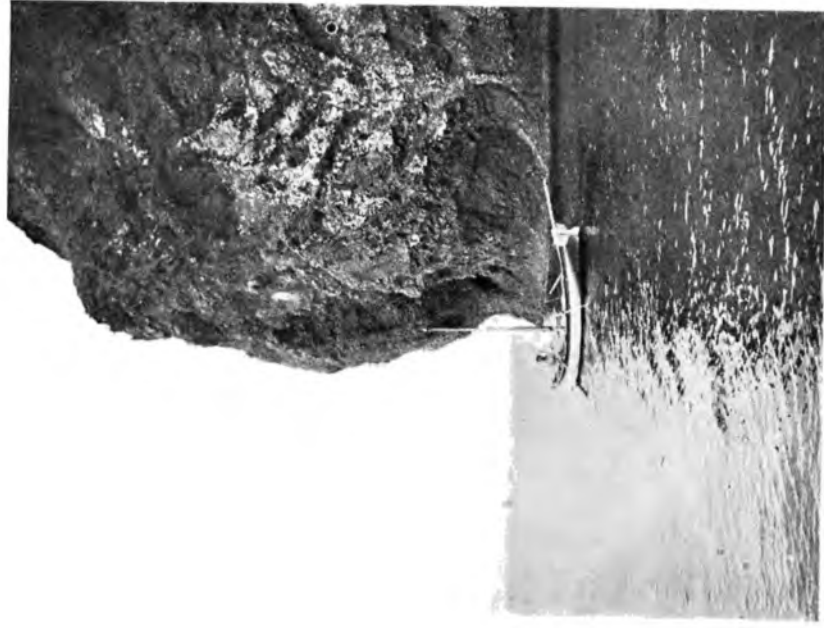
При первом знакомстве со Сфинксом поражает разнообразие его пород и значительная роль среди них пород после того, когда там был обнаружен в одном месте вулканический остров, можно сказать, что с этой стороны денудация нека аналогичного Чортову Камину, но почти целиком изобита обломочными образованиями.

К некам и притом к типу сферонекка Чортова Каминя отнесен и Иван Разбойник. Но это нека кератофировый, рвавший спилиты и кератоспилиты.

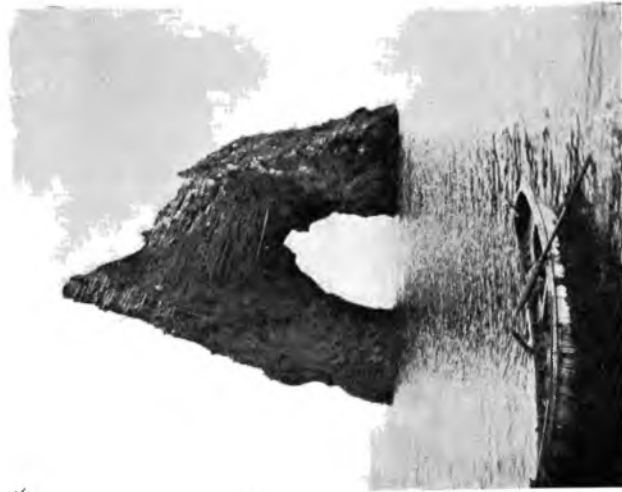
Кроме этих главных некков имеется и несколько других. Таковым является небольшой нека на восточной части



Фиг. 8. Скала-останец на Карагаче, сложенная
вулканическими туфами.



Фиг. 9. Выточенные прибоем пещеры в скале Иван
Разбойник.



Фиг. 10. Скала Ворота Карадага.



Фиг. 11. Скала Ворота Карадага (снято с Карагача).

паду от Чортова Камина. Таковы же и два небольших каминчика в серой лаве Пущолановой бухты, восточнее Ивана Разбойника.

К числу некков следует, повидимому, отнести и так называемую „Каменоломню“, расположенную перед Карадагом со стороны Коктебеля. Таково наше впечатление на месте, но подробно мы этого выхода не исследовали. По микроструктуре это кератофировая порода с трахитоидной основной массой; это также свидетельствует в пользу экструзивного, а не интрузивного образования этого тела. Туфов нет; в одной части массива есть контактная зона. Химический анализ этой породы, приведенный у Чирвинского под названием Сюрю-кая на Тепсене, в общем соответствует липаритодациту (фиг. 18).

Экструзивным массивчиком является выход базальта у Кузьмичева Камня, а интрузивным телом Лобовый хребет (и небольшой массивчик близ охотничьего домика), быть может также часть палеолипаритов Святой горы. К экструзивным образованиям следует отнести и трассовую толщу.

Сопоставление всех вкратце описанных вулканических аппаратов, составляющих в совокупности вулканическую группу Карадага, показывает, что здесь в юрский период разыгралась сложная цепь вулканических процессов; интрузиям принадлежит второстепенная роль: главная часть вулканических процессов, протекавших с перерывами, затухавших и вновь возобновлявшихся, относится к разным проявлениям эффузивных и связанных с ними субинтрузивных процессов; анализ этих последних показывает, что наряду с излиянием лав, здесь играли большую роль эксплозионные процессы и экструзии. Значительная часть излияний и эксплозионных процессов происходила под водой или на побережье, о чем свидетельствуют найденные в туфовых отложениях окаменелости и шаровая отдельность лав.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРАДАГА И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В отношении петрографического состава и возрастных взаимоотношений все горные породы Карадага можно разделить на две серии: палеотипную и кайнотипную. В состав каждой из них входят разные породы, начиная с основных представителей и кончая кислыми. Палеотипная серия охватывает собой спилиты, кератоспилиты, кератофиры и палеолипариты; последним двум представителям этой серии сопутствуют обломочные вулканические продукты того же состава. По условиям залегания палеотипная серия является серией более или менее согласно напластованных слоев, массивных потоков, обломочных продуктов и местами метаморфизованных осадочных пород и туффитов; вся эта серия поставлена почти на голову или же имеет крутое падение на северо-запад. Простираение палеотипной серии имеет общее направление с юго-запада на северо-восток. Пласты смяты, местами наблюдается частичное наруше-

ние в виде сползания отдельных, крупных, оторвавшихся глыб и несогласное налегание их на глинистые сланцы. Глинистые сланцы, участвуя в общем складкообразовании, благодаря своей мягкости и пластичности смяты в мелкоплойчатую массу и поэтому соотношения их простираения с изверженными породами не может быть точно прослежено. Изверженные породы, как более массивные, такому смятию не подвергаются; они разбиты вертикальными трещинами и в своих менее мощных частях, как бы выжаты из общей массы, и оторваны от корня в виде крупных глыб, сползающих по сланцам. Эти явления можно наблюдать на краевых частях Карадагского массива, например, в западной части Карагача, у Шапки Мономаха и на северной стороне хребта Кок-кая.

Кайнотипная серия горных пород состоит из базальтов, андезитов, дацитов и липаритодацитов и трассов. Эта серия несогласно сечет серию палеотипную, прорезая ее жилами, некками, местами разливаясь поверх ее в виде потоков (дациты Кок-кая и Магнитного хребта), или же внедряясь в палеотипную серию в форме мощных экструзий, каковыми являются трассы Святой горы. Кайнотипные породы в своем проникновении в палеотипную серию не только пользовались вертикальными и наклонными трещинами, или же проникали в межпластовые пространства в виде жил, но и сами производили местные тектонические нарушения, внедряясь вязкими мощными массами в пласты палеотипной серии, разрывая их, поворачивая и превращая в громадные накопления брекчиевидных продуктов. Пример этого явления мы видим в образовании трасса Святой горы. Центральная однородная масса трасса, прслеженная только что произведенными буровыми работами на глубину около 150 м, в местах соприкосновения с вулканическими породами окружена обломочной оторочкой, заключающей в себе ксенолиты прилегающих к ней горных пород. В восточной части, в области соприкосновения трасса с палеолипаритовой толщей, мы имеем зону трасса, переполненную липаритовыми обломками; со стороны примыкающего с запада к Святой горе Малого Карадага трассовая оторочка иного типа: это грубообломочная зеленая трассовая брекчия, более темного оттенка, с большим количеством мелких кусков и крупных глыб андезита. С севера, где трассы находятся в непосредственном соприкосновении с мягкими глинистыми сланцами, обломочная оторочка не выявлена так резко, как в местах контакта с твердыми вулканическими породами; но и здесь в шурфах обнаруживаются обломки трассов и метаморфизованных сланцев, заключенных в рыхлую глинистую массу.

Влияние тектонических сил сказывается на Карадаге не только на палеотипной серии горных пород, но различные местные нарушения нормального залегания в виде сдвигов, сбросов и т. п. более позднего времени можно наблюдать и на кайнотипных породах (фиг. 14).



Фиг. 12. Поток шаровой лавы Шапки Мономаха.



Фиг. 13. Карагач. Вертикальная свита пластов.

Вулканич. группа Карадака



Фиг. 14. Дайка в хребте Карагач, разбитая сбросом на три части.



Фиг. 15. Хребет Магнитный с моря. Сеть мелких дайк, сливающихся в общий поток.



Фиг. 16. Сферонекк. Чортов Камин. Радиальная столбчатая отдельность.



Фиг. 17. Скала Сфинкс. Некк. На переднем плане ущелье Гяур-бак, в дали Коктебельская бухта и мыс Кий-каглома.

ОБОЗРЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Обозрение отдельных районов и обнажений мы будем вести применительно к детальной топографической карте, упомянутой в предисловии. Отдельные геологические обнажения иногда будут привязаны к станциям этой съемки, не помеченным на прилагаемой петрографической карте. Районы будут разобраны в направлении с юго-запада на северо-восток (фиг. 19).

ХРЕБЕТ ЛОБОВЫЙ И ШАПКА МОНОМАХА

Постепенным подъемом от ущелья Карадагской балки по ступеням террас можно подойти к склонам самого западного из всей вулканической группы хребта — Лобового, длиною около 320 м. Он имеет довольно выравненную площадку высотой 118—128 м над уровнем моря, вытянутую в направлении ЮЮВ. Лобовый хребет почти не имеет обнажений, но те немногие выходы, которые наблюдаются на его склонах близ площадки, показывают, что он сложен палеолипаритами и является, видимо, небольшим интрузивным массивом, прорвавшим кератофировую серию, выходы которой мы видим здесь же, немного ниже по склонам на высоте 85—107 м. В восточной части холма палеолипариты белого цвета, плотные без вкрапленников; в средней и западной части они принимают желтую окраску и местами брекчиевидны (фиг. 20).

Глубокий овраг, носящий название Черного, так как он весь усыпан темными продуктами разрушения туфов и глинистых сланцев, выходы которых наблюдаются на дне его, отделяет Лобовый хребет от крутых западных склонов Карагача. Лишь узкой гривкой площадка Лобового хребта подходит непосредственно к подъему на Карагач с его северной стороны.

К северу от Лобового хребта, отделенная от него небольшим корытообразным оврагом, возвышается отдельная вершина под названием Шапка Мономаха. Ее западные склоны, покрытые травой и редкими деревьями, ровным скатом с высоты 145 м спускаются в Карадагскую, балку, оставляя на высоте 64—86 м выравненную площадку, окаймляющую Шапку Мономаха с запада и севера. На высоте 145 м как бы насажена каменная оголенная вершинка, давшая повод названию Шапки Мономаха, возвышающаяся над травянистым склоном вертикальным обрывом, высотой около 22 м. Узкой гривкой, направленной прямо на восток, спускается эта каменная шапка на седловинку высотой 150 м, откуда в южном направлении идет наиболее легкий подъем на Карагач (фиг. 21).

Своеобразную и поучительную картину представляет Шапка Мономаха в геологическом отношении, благодаря присутствию в ней хорошо выраженного потока шаровой лавы в виде больших глыб (pillow-lava).

Общее строение Шапки Мономаха хорошо может быть прослежено в овраге с южной стороны. Нижняя часть сложена из туфа, над которым

проходит небольшой прослой метаморфизованного полосатого, красно-зеленого сланца; над этим прослоем залегает значительная толща желтого туфа с большими угловатыми глыбами черной миндалевидной лавы. В верхней части количество этих обломков и глыб становится более значительным и туф постепенно переходит в брекчию, из которой сложена вершинка всей горы. Вся эта масса разбита ступенчатым сбросом, ясно видимым на прослойке зажатого в ней слоистого туфа. В западной части этого обнажения среди брекчиевидной массы сохранился участок потока шаровой кератофировой лавы в виде округлых глыб довольно постоянной величины в 1.5—2 м по длинной оси и около метра в диаметре; в некоторых из них заметно сужение в средней части; поверхность покрыта коркой, откалывающейся скорлупами, но в разрезе ясной концентричности не наблюдается. Пустоты между отдельными глыбами достигают значительной величины — до полуметра, в других местах промежутки заполнены брекчиевидной мелкой массой того же состава, как и глыбы. Сами глыбы переполнены хлоритовыми миндалинами; поток постепенным переходом сливается с брекчией, которая является той же лавой, изломанной и превращенной в грубообломочную массу (фиг. 12).

На западном скате за исключением редких выходов той же зеленой брекчии обнажений не наблюдается, кроме небольшой андезитовой дайки, секущей брекчию в меридиональном направлении на половине склона над упомянутой выравненной площадкой и палеолипаритовой жилки у подножия обрыва Шапки.

На вершине Шапки Мономаха на очень маленьком участке среди брекчий наблюдается сильная магнитность с отклонением стрелки компаса до 40° и притяжением северного конца ее.

Обособленность Шапки Мономаха при сходном петрографическом составе ее с лавами Карагача говорит за то, что она является частью этого последнего, но в виде смещенной глыбы, на что указывает сильная изломанность этого массива. Шапка Мономаха имеет иное падение пластов (именно 30°, тогда как на Карагаче пласты стоят почти на голове). Позднейшими эрозионными процессами Шапка Мономаха была выделена в виде останца среди размытых глинистых сланцев, к ней прилегающих.

ХРЕБЕТ КАРАГАЧ

Хребет Карагач тянется от Черного оврага вдоль морского берега в направлении с юго-запада на северо-восток на протяжении приблизительно 1.5 км, упираясь в массив Хоба-тепе. Средняя высота гребня Карагача 250—280 м; отдельные вершины, как например, „Зубцы Карагача“ достигают 333 м над уровнем моря. Хребет представляет собой узкий гребень со склонами одинаковой, примерно, крутизны; северный склон покрыт лесом, среди которого лишь изредка торчат скалистые обнажения (фиг. 22). Ближе к Зеленому оврагу северный склон Карагача представлен крутым обрывом с глубоко вдающимися в сторону Тума-



Фиг. 18. Коктебельская бухта. На переднем плане липарито-дацитовый некк среди глинистых сланцев (каменоломня). Слева — с. Коктебель. Вдали мыс Кий-Катлама, на фоне которого выделяются два мыска, ограничивающие бухты Енишары и Проката.



Фиг. 19. Панорама Карадагской горной группы со стороны Научной станции. Справа хребет Карагач, с прислоненным к нему Лобовым хребтом; на среднем плане небольшое возвышение — Шапка Мономаха; слева от нее массив Святой горы; понижения — Южный и Северный перевалы; налево — остроконечные скалы Сюрю-кая. Остроконечные скалы на Карагаче носят названия: правая — Трон; два зубца — Короли; высшая точка — Свита.

новой балки каменистыми россыпями. Южный склон постепенными ступенчатыми обрывами спускается до высоты 86—107 м, где круто обрывается в сторону береговой полосы, а местами прямо стеной падает в море. Спуск с Карагача к морю возможен лишь в двух-трех местах, и то сопряжен с большой трудностью. Береговая полоса выражена несколькими бухтами, некоторые из которых соединены между собой, другие же разединены выступающими в море скалами. Стены этих бухт круты и покрыты громадными осыпями. Из имеющих название бухт укажем на Разбойничью и Пуццолановую, разделенные известной на Карадаге скалой „Иван Разбойник“, и восточнее Пограничную и Львиную бухты, разделенные глубоко выступающим в море мысом, носящим название „Лев“ (фиг. 6). Против Пограничной бухты на расстоянии 85 м от берега выступает из моря грандиозная красивая скала Ворота Карадага, пробитая с юга на север сквозным отверстием, через которое свободно проходят парусные суда (фиг. 10). Ширина хребта Карагач колеблется приблизительно от 320 до 450 м. Средняя полоса южного склона Карагача между береговой полосой и гребнем представлена довольно крутым склоном, почти сплошь обнаженным или же покрытым громадными осыпями. Полоса эта расчленена несколькими оврагами, спускающимися к морю; однако они так круты и каменисты, что спуск по ним к морю невозможен. Вдоль этой полосы, особенно в западной ее части, выделяются отдельные скалы, расположенные в несколько более или менее параллельных рядов, представляющих собой останцы сплошных вертикальных стен, что может быть прослежено не только топографически, но и по их петрографическому составу. Отдельные скалы этой западной части, торчащие в виде острых пиков и сложенные вулканическими туфами, носят название: Король, Королева, Трон, Воин (фиг. 23). Подъем на эту среднюю полосу Карагачского южного склона возможен со стороны грядки Лобового хребта через узкий коридор среди скал, идущий параллельно Черному оврагу. В восточной части Карагача средняя полоса южного склона суживается до 43 м, так как гребень здесь обрывается отвесной стеной, а сама средняя полоса отвесно обрывается в сторону моря.

Подъем на самый гребень Карагача, как уже указывалось выше, удобен со стороны Шапки Мономаха. Западная часть гребня представлена вертикальной свитой пластов, носящих название Зубцы Карагача; к востоку гребень сначала суживается и обрывом падает к средней полосе Карагача, а с половины своего протяжения расширяется в широкую всхолмленную площадку, вытянутую по направлению хребта с обрывом к северу и более пологим спуском к югу. Наконец, гребень постепенно спускается к впадине, расположенной над Львиной бухтой и отделяющей хребет Карагач от следующего массива — Хоба-тепе; в центре этой впадины красиво выделяется андезитовый некк под названием Чортов Камин (фиг. 16) с его прекрасной радиальной столбчатой отдельностью, видной со стороны моря.

По геологическому строению хребет Карагач представлен серией туфов, туфобрекчий и лавовых потоков, поставленных почти на голову с очень крутым падением на север (фиг. 13). Простираение их от широтного в западной части загибается по направлению к востоку и переходит в югозападное — северо-восточное. В отношении последовательности излияний можно нарисовать себе следующую картину строения Карагача: наиболее древней частью этой свиты является поток лабрадоровых спилитов, обнаженный в береговой полосе в западной оконечности хребта от скалы под названием Гриб, протягивающийся далее вдоль берега и скрывающийся под поверхностью моря, не доходя до скалы Иван Разбойник. Покров этот не имеет сплошного развития, шаровая отдельность в нем не выражена; лавы плотные и темные. Следующие мощные покровы относятся к альбитовым спилитам и переходят в лавы несколько большей кислотности, названные нами кератоспилитами. Распространение их начинается от скалы Гриб, выше первого покрова, тянется вдоль морского берега и оканчивается в Пограничной бухте, чем и вызвано название последней. Эти спилиты представлены серо-зелеными миндалевидными лавами. Миндалины заполнены цеолитами; местами, вероятно благодаря действию фумаролл, участки покрова подверглись поствулканическому перерождению, превращены в рыхлую массу, переполненную цеолитами. Покровы эти обладают прекрасной шаровой отдельностью; шары достигают метра и более в диаметре (фиг. 24). Поверхность скал, образованных этой отдельностью, плотно сцементированной, имеет чрезвычайно характерный габитус, в виде выпуклостей линзообразной формы; особенно ясно видна эта картина в местах соприкосновения с отдельностью иного типа, которую мы наблюдаем в кератофирах (фиг. 25).

Покровы спилитов и кератоспилитов перемежаются с прослоями туфов, туфобрекчий, а местами можно наблюдать зажатые в них тонкие прослойки метаморфизованного сланца; эта перемежаемость хорошо видна в обрывах бухт; смятые прослои сланцев резко выступают в западных обрывах Карагача и в ущельи к востоку от Трона.

Выше спилитового покрова в обнажениях средней полосы южного склона проходит широкая зона вулканических брекчий тоже основного характера. Наконец, весь гребень Карагача от Хоба-тепе до самых западных его обрывов представлен кератофирами, оксикератофирами и рыхлыми продуктами того же состава. С появления кератофиров Карагач вступил в новую фазу своего развития, связанную с сильными извержениями оксикератофировых масс ближайшего к востоку массива Хоба-тепе. Эти извержения покрыли мощными массами своих рыхлых продуктов район Карагача; отдельными прорывами своей лавы пронизали они местами спилитовые толщи, образовав небольшие некки, маленькие каминчики, с концентрической отдельностью, которые можно наблюдать в ряде мест береговой полосы. Прекрасный разрез такого же, но крупного некка виден в скале Иван Разбойник со стороны моря; лава центральной части



Фиг. 20. Лобовый хребет, примыкающий слева к хребту Карагач.



Фиг. 21. Шапка Мономаха на фоне склонов Карагача.

некка диаметром в 14 м разбита трещинами на обломки и окружена кольцами радиально расположенных столбов, в виде каймы шириной 20—25 м (фиг. 26).

Отдельные маленькие каминчики того же происхождения можно наблюдать в некоторых бухтах Карагача (см. фиг. 25, концентрическое строение шаровой лавы близ контакта).

В период деятельности Хоба-тепе извержения спилитов уже затухали, но все-таки некоторая перемежаемость спилитовых покровов с прослоями кератофировых рыхлых масс еще имела место, о чем говорят отдельные выходы кератофировых туфов в верхних частях спилитовой толщи, в западной части Карагача. Наконец, спилитовые излияния совсем прекратились, уступив место покровам перемежающихся кератофиров, оксикератофиров и рыхлых масс туфобрекчий, желтых и зеленых туфов, которыми сложены зубцы и обнажения по северному склону. Оксикератофировые извержения Карагача совпадают, вероятно, с периодом интенсивной вулканической деятельности Хоба-тепе, создавшей весь его массив (фиг. 27).

Выходы кератофировых покровов имеются в центральной части Карагача, к востоку от Зубцов между станциями 12 и 13 и еще восточнее у станции 56 и некоторых других. Первый из них, самый мощный, занимает центральную часть Карагача, к югу спускается крутым обрывом, к северу под уклоном в 30—35°. Он представлен серой миндалевидной в верхних частях покрова лавой с характерной полиэдрической отдельностью. Кератофиры этого обнажения прослеживаются несколько западнее по северному склону Карагача к северу от Зубцов.

На этом заканчивается описание палеотипной серии горных пород Карагача. Продолжение этой серии мы имеем дальше по береговому хребту восточнее массива Хоба-тепе, но самые последние по возрасту представители палеотипной серии — палеолипариты наблюдаются только в Лобовом хребте и в южной части Святой горы (в Карагаче же к ним, может быть, следует отнести только небольшую жилку близ станции 12).

Кроме палеотипной серии на Карагаче имеются проявления более молодой „кайнотипной“ серии в виде секущих жил, местами дающих большие раздувы, и отдельных некков, прорезающих палеотипную серию. Эти образования принадлежат двум членам кайнотипной серии разного возраста: андезитам и андезитодацитам — и липаритодацитам. Первые из них образуют дайку, обнажения которой можно проследить на большом расстоянии; имея начало у Зеленого оврага в верховьях Тумановой балки, эта дайка проявляется у станций 74 и 18 во впадине у Чортова Каминя, далее у станций 17 и 67 в обрыве северного склона (к северо-востоку от станции 13), наконец, в ядре описанного выше обнажения кератофиров под станцией 12 в западной части гребня. Эта дайка иногда имеет раздувы, как например, у станции 74 или же дает на своем пути образования

типа некков на гребне спуска к Ч. Камину и в ядре кератофирового обнажения. Некк Чортова Камина дает в стороны от себя также андезитовые дайки, которые может быть имеют соединения с описанной выше.

Липаритодациты в виде змееобразной дайки прорезывают весь хребет Карагача и имеют вероятно связь с молодыми дайками массива Хоба-тепе, которые будут описаны ниже. Эта дайка хорошо выделяется на фоне туфовых масс, которые она сечет, по ясно выраженной столбчатой отдельности, серовато-лиловой окраске и белой корке выветривания. Дайка разбита хорошо видными сбросами и смещена. Это явление устанавливает наличие местных сбросов и смещений в самом Карагаче. Выходы этой дайки могут быть прослежены в центральной части хребта в обрывах над склонами, обращенными в сторону моря в пределах станций 15 и 70; затем она видна западнее у подножья скалы Трон и в береговом обрыве к западу от скалы Иван Разбойник (фиг. 14).

ГОРНАЯ ГРУППА ХОБА-ТЕПЕ

Массив Хоба-тепе является центральной частью всего берегового хребта, площадью немного более 0.64 кв. км. С юго-запада он примыкает к впадине Чортова Камина и высокой отвесной стеной далеко вдается в море, окаймляя Львиную бухту. На северо-востоке такой же отвесной стеной этот массив граничит с глубоким ущельем между ним и Стеной Лагорио, спускающимся круто к морю (Корридор). Северозападная треть Хоба-тепе подымается ровным склоном от Зеленого оврага до высшей своей точки на высоте 440 м, носящей название „Ложа“, где отвесным обрывом отделяется от юговосточной скалистой части. В пределах Ложи наблюдается сильная магнитная аномалия. Обнажений по северо-западному скату почти нет; линия же обрыва сплошь обнажена и представлена оксикератофирами.

При взгляде с обрыва Ложи на юговосточную часть Хоба-тепе мы видим две глубоких воронкообразных впадины. Западная впадина носит название Кая-кошля; она довольно широкая, корытообразная и спускается с высоты 342 м от подножия северного обрыва до 192 м над уровнем моря на дне, откуда уже недоступным ущельем обрывается в Львиную бухту. По этому ущелью сбегает струей источник, берущий начало в центре Кая-кошля на высоте 224 м. Ущелье это рассекает стены, закрывающие впадину со стороны моря. Вдающаяся в море крайняя скала этой стены с прекрасной горизонтальной столбчатой отдельностью называется „Маяк“ (фиг. 28). Западный склон Кая-кошля усеян отдельными пикообразными небольшими скалами с причудливыми фигурами выветривания. Здесь же находится небольшое обособленное ущелье глубиной от 256 м до 149 м над уровнем моря, открывающееся на склон впадины Чортова Камина. Из этого ущелья прекрасный вид на обрывы Карагача и далекий мыс Меганом (фиг. 29).



Фиг. 22. Лесистый северный склон Карагача.



Фиг. 23. Скалы Корзли. Останцы вулканических туфов.

Восточные склоны Кая-кошла круто поднимаются до высоты 278—299 м, где подходят к грандиозной скале Шайтан. Эта скала представляет собой сложную дайку из нескольких вертикальных стен со столбчатой горизонтальной отдельностью. В скалах впадины Кая-кошла имеется несколько пещер.

Восточная впадина, видная с обрыва Ложи Хоба-тепе, носит название Колодца; она образует воронковидное ущелье, глубиной в 150 м, на дне которого высятся скалы-пики, само же дно покрыто осыпью, лежащей на каменных, очень крутых откосах. Узким отверстием открывается Колодец в сторону моря, и хотя до берегового обрыва здесь еще 320 м, но крутизна склона и неустойчиво держащаяся на нем осыпь делают это место абсолютно недоступным. Проникнуть в этот Колодец возможно только с севера по узкому ущелью или же в щель с противоположной стороны из ущелья, которое расположено между Колодцем и впадиной Кая-кошла и носит название Кум-калэ. Со стороны Ложи оно не видно. Именно из этого ущелья подымается упомянутая выше скала Шайтан.

Со стороны моря массив Хоба-тепе совсем недоступен, так как его склоны с высоты 235 м отвесно падают в море. Вся стена Хоба-тепе обнаруживает прекрасную столбчатую отдельность, причем столбы, образуя в центральной части как бы свод и располагаясь горизонтально слегка падают в обе стороны к краевым частям массива. В береговой линии Хоба-тепе нет бухт, только местами имеются в скалах глубокие темные гроты, в которых с шумом разбивается и пенится морской прибой, а в сырых сводах находят себе приют многие сотни летучих мышей (фиг. 30).

В противоположность чрезвычайно сложному расчлененному топографическому рельефу в петрографическом отношении Хоба-тепе представлен однородным мощным массивом и сложен оксикератофировыми лавами; только в западной части Кая-кошла, да в Кум-калэ прослеживаются пластообразные туфовые кератофировые отложения общего простирания с Карагачем; в Кум-калэ и в восточной стене массива Хоба-тепе наблюдаются, кроме того, мощные оксикератофировые туфобрекчии. Все же остальные скалы сложены массивными желто-серыми оксикератофирами со столбчатой отдельностью, имеющими местами такситовую текстуру.

Вся масса Хоба-тепе пронизана грандиозными вертикальными дайками кайнотипной породы — липаритодацитами, с более или менее выраженным простиранием на ЮЮЗ. К ним принадлежат скала Шайтан и многие другие скалы, но расчленить на карте полностью оксикератофиры и липаритодациты представляется трудным из-за недоступности некоторых обрывов и большому сходству внешнего вида тех и других пород, обладающих одинаковой столбчатой отдельностью. В образцах же под микроскопом липаритодациты благодаря свежести своих полевых шпатов и общему кайнотипному облику резко отличаются от оксикератофиров с их замутненными альбитовыми вкрапленниками.

УЩЕЛЬЕ ГЯУР-БАХ И МАГНИТНЫЙ ХРЕБЕТ

Хоба-тепе заканчивается на севере вертикальной стеной почти широтного направления. Параллельно ей тянется грандиозная вертикальная дайка под названием Стена Лагорио. Обе эти параллельные стены доходят до моря, ограничивая собой Бухту Барахту. Между этими стенами остается ущелье в 86—130 м шириной, носящее название Корридора. В своей западной части эти стены почти сходят на нет, сливаясь с верхом массива Хоба-тепе (фиг. 31).

К северу от Стены Лагорио расположено широкое и глубокое ущелье Гяур-бах (Сад Неверных). Это ущелье заросло низким лесом и кустарниками. Постепенно углубляясь и суживаясь, оно спускается к морю к Сердоликовым бухтам, разделенным Тупым и Плочатым мысами на северную, среднюю и южную. В средней части ущелья Гяур-бах имеется источник с прекрасной водой, сбегаящий ручьем с высоты 128 м над уровнем моря и падающий вертикально в Южную Сердоликовую бухту (фиг. 32).

Верхняя часть ущелья Гяур-бах скалиста и обрывиста; нависшие скалы в двух-трех местах образуют глубокие гротообразные пещеры. Склоны нижней части ущелья образуют как бы ярус из чередующихся полос обнаженных скал и задернованных промежутков между ними. Эти ярусы типичны для левого (северного) склона ущелья и продолжаются по всему склону Магнитного хребта до Кок-кая; простираение их с юго-запада на северо-восток. Правый склон, примыкающий к Хоба-тепе, имеет два крутых обрыва, расположенных почти под прямым углом к ярусам левого склона. Ровная тропинка огибает верховье Гяур-баха и ведет к спускам в Туманову и Коктебельскую балки. Это место называется Южным перевалом. От перевала идут пологие подъемы на три сходящиеся здесь горные группы: к юго-востоку на Хоба-тепе, к северо-востоку на Магнитный хребет и к северо-западу на Святую гору. Над Гяур-бахом у края Магнитного хребта красиво возвышается андезитовый неkk, в виде отвесной торчащей скалы, называемый Сфинкс (Чортов Палец, фиг. 17). Отсюда открывается широкий вид на Коктебельскую бухту.

Магнитный хребет представляет собой невысокую вытянутую в направлении с юго-запада на северо-восток гряду. Высота первого холма около Сфинкса 378 м над уровнем моря. Затем идет пологий спуск по гряде, представляющий собой широкую довольно выравненную площадку до высоты 295 м, и снова подъем на второй холм высотой в 310 м. В этом месте гряда спускается во впадину, разделяющую Магнитный хребет от Кок-кая. У северной оконечности Магнитного хребта к западу от него расположена небольшая вершинка высотой в 256 м над уровнем моря, носящая название Магнитного камня, так как здесь наблюдается сильная магнитная аномалия (фиг. 33).

Район Магнитного хребта и Гяур-баха вводит нас в новую фазу жизни Карадага, фазу развития кайнотипных андезитовых, андезитодацитовых и дацитовых лав, еще большее развитие которых мы встречаем



Фиг. 24. Шаровая отдельность спилитов в Пуццолановой бухте. Слева скала Ивана Разбойника.



Фиг. 25. Контакт шарового спилитового потока с оксидератофирами со столбчатой отдельностью. Пограничная бухта.



Фиг. 26. Некк в скале Иван Разбойник.



Фиг. 27. Туфобрекчия зубцов Карагача.



Фиг. 28. Скала Маяк. Столбчатая отдельность
оксикератофиров.

в хребте Кок-кая. Таким образом, видимо, в береговом хребте наблюдается смещение центров излияния по направлению к северо-востоку, апофизы же этих излияний дают язычки от центра излияния в направлении юго-запада. Это явление мы видели в районе развития оксикератофиров Хоба-тепе, давших дайки и туфовые массы в Карагачский район, но не получивших развития в районе Магнитного. Это же мы наблюдаем по отношению излияния дацитовых и андезитодацитовых лав, развитых в массивах Коккая и Магнитном и дающих лишь отдельные жилы в сторону Хоба-тепе и Карагача.

Все эти андезитовые и андезитодацитовые массы пронизывают и переплетают в виде сложных сплетений палеотипную, уже знакомую нам по Карагачу серию, снова проявляющуюся здесь, в Магнитном хребте.

Палеотипные породы выражены здесь спилитами и кератоспилитами и кератофирами. Так, в Корридоре между стеной Хоба-тепе и дайкой Лагорио мы видим обнажения шаровых миндалевидных лав, уже знакомых нам по Карагачу. Их обнажения в Корридоре, поскольку удастся их проследить под осыпями, поднимаются до высоты 310 м над уровнем моря, выше мы уже имеем осыпь, покрывающую оксикератофиров Хоба-тепе.

Прорезанные грандиозной липаритодацитовой дайкой, Стеной Лагорио, палеотипные шаровые лавы продолжают и по ту сторону дайки, т. е. к северу от нее, на той же высоте, затем их граница направляется к северо-востоку, уступая место кайнотипным потокам. Таким образом, правые склоны ущелья Гяур-бах с половины высоты до моря сплошь заняты спилитовой серией лав с прекрасной шаровой отдельностью и крупными миндалинами. В местах контакта шаровой лавы с дайкой — Стеной Лагорио — наблюдается вдавливание шаров в липаритодацитовую массу. Очевидно, при застывании липаритодацитовой лавы, последняя в местах соприкосновения с шарами не могла образовать свойственную ей столбчатую отдельность, а застывала, отражая на себе скульптуру шаровой лавы. Это явление хорошо видно на северной стороне Стены Лагорио в районе станции 116 в обрыве на высоте 192 м над уровнем моря: здесь, вероятно, сравнительно недавний обвал шаровой лавы обнажил стену дайки с сохранившимися еще отпечатками шаров, и здесь на этой обнаженной поверхности имеются слегка наклоненные к морю трещинки, обнаруживающие наклонность лавы дайки давать столбчатую отдельность. Вся эта часть обнаженной стены имеет как бы раковистую поверхность, тогда как и выше и сбоку в местах, где время стерло следы контакта, выступает прекрасная столбчатая отдельность, свойственная дайке во всей ее массе; отдельность эта также слегка наклонена к морю (фиг. 34).

Палеотипная серия обнажается и в обрывах Сердоликовых бухт вплоть до Тупого мыса, но в нижних частях она настолько изменена пронизавшими ее кайнотипными дайками, что внешний облик ее приобретает иной характер: серожелтых такситовых лав, местами осланцованных в тонкую плейку (фиг. 32), местами сплетенных с новой лавой настолько тесно, что границы

между ними теряются; создается впечатление какой-то новой гибридной породы с участками той и другой лавы без ясных границ между ними. Местами, например в склонах устья ущелья Гяур-бах, можно подметить явление общей отдельности; видимо новые порции лавы смешивались со спилитовыми шарами и застывая приобретали новую шаровую отдельность из двух лав (фиг. 35).

В обрывах морского берега кайнотипные дайки пронизывают массу в виде тонких, от полуметра до полутора метров мощностью, параллельных стенок. Следует обратить внимание на то, что эти дайки, так же как и грандиозные кайнотипные дайки Хоба-тепе и Стены Лагорио, хорошо сохранили свое простирание и прекрасную отдельность; поэтому может возникнуть предположение об их ненарушенном залегании и образовании их или в период смятия юрских пород, или после, т. е. о более молодом их возрасте. Возможность такого предположения следовало бы проследить на условиях залегания изверженных пород Крыма вообще.

Начиная с левого (северного) склона ущелья Гяур-баха и далее по всему морскому склону Магнитного хребта мы имеем чередование лавовых покровов с хорошо выдержанным простиранием с северо-востока на юго-запад и крутым падением на северо-запад. В этой серии главную роль играют кайнотипные андезитовые и андезитодацитовые лавы, которые пронизывают палеотипную серию, выраженную здесь кератофирами. Из палеотипной кератофировой серии здесь хорошо выражены два мощных потока, один на высоте от 107—192 м над уровнем моря, а другой на высоте в среднем 224—278 м над уровнем моря. Своими обнажениями эти покровы создают мощные обрывы с хорошо выраженной параллелепипедальной отдельностью. Лавы серо-зеленого цвета с миндалинами, главным образом, хлоритовыми; по общему габитусу эти кератофировые покровы вполне соответствуют главному кератофировому покрову Карагача и, так же как последний, выклиниваются в обе стороны. Пространство между этими кератофировыми покровами и ниже их по склону занято кайнотипными андезитовыми и андезитодацитовыми лавами, которые внедрились между покровами палеотипной серии. Лавы эти черные со свежими вкраплениями полевого шпата, или же стекловатые, иногда миндалевидные, с шаровой и глыбовой отдельностью. В стекловатых шарах наблюдаются удлиненные трещины, направленные к центру, получившиеся в момент застывания шара (см. чертеж № стр. 27). Шары достигают очень крупных размеров до 2 м в диаметре, местами шары сцементированы, местами межшаровые пространства пусты. В последнем случае скалы производят впечатление хаотически нагроможденных шаров.

Кроме пластов с крупной шаровой и глыбовой отдельностью встречаются здесь же пласты того же состава, но в виде мелких 15—20 см в диаметре стекловатых шариков, заключенных в рыхлую коричневую массу, являющуюся их цементом, получившимся в результате разрушения цементирующей массы того же состава, как и шары. В некоторых случаях



Фиг. 29. Вид из ущелья Хоба-тепе на Карагач и мыс Меганом.



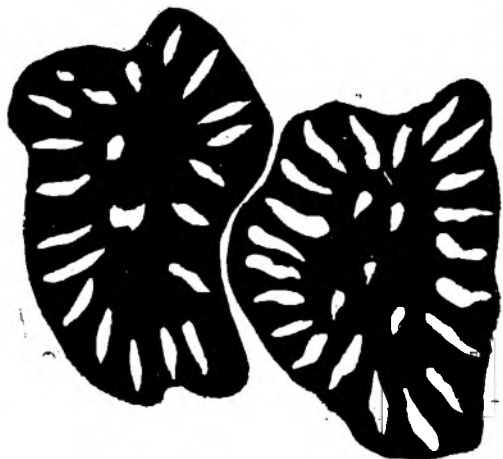
Фиг. 30. Столбчатая отдельность оксикератофиров со стороны моря. Стрижевая скала.

наблюдаются кайнотипные прослои в виде плотных стекловатых жил с раковистым изломом, но без признаков шаровой отдельности.

Описанное чередование кайнотипных пластов создает впечатление тех ступеней, о которых говорилось в топографическом описании склонов Магнитного хребта: кератофировые пласты и андезитодацитовые пласты с крупными шарами создают обнаженные обрывы или отдельные торчащие скалы, пласты же с мелкой шаровой отдельностью, благодаря их разрушенному цементу, дают выравнивание пространства между этими обрывами. Некоторые из этих пластов содержат даже не шары, а только их мелкие осколки, скрепленные рыхлым коричневым цементом, и порода благодаря этому производит впечатление вторичной брекчии и очень легко разрушается. Большие глыбы таких брекчий, скатившиеся сверху, мы наблюдаем в береговой полосе в осыпях Магнитного хребта.

Хорошо выраженное чередование описанного выше типа наблюдается на склоне Гяур-баха только до высоты приблизительно 192—214 м над уровнем моря. Выше же, начиная от обрыва в районе станции 118, где имеются глубокие двухэтажные пещеры, склоны образованы скалами или откосами обнаженной брекчиевидной массы, прованной наверху, у начала Магнитного хребта, андезитовым нечком — скалой Сфинкс (фиг. 17). Некк этот покрыт обломочной коркой и только со стороны Гяур-баха можно видеть его плотное строение. Таким образом отдельность, характерная для других нечков Карадага, в Сфинксе не представлена совсем. Скала разбита вертикальной трещиной.

Весь гребень Магнитного хребта, а также его северозападный склон, спускающийся к Коктебельской балке, сложен крупной вулканической брекчией с темнозеленым цементом и крупными глыбами до 0.25 м в диаметре кусков андезита, иногда шаровидных, но в большинстве случаев угловатых. Эта брекчия протягивается и далее на юго-запад, слагая северный склон Хоба-тепе (так называемая Лысина Хоба-тепе у Южного перевала) и Зеленый овраг. В последнем, благодаря размытой и отполированной водой поверхности дна оврага, эта брекчия очень хорошо выражена. Здесь, на правом склоне оврага прослеживается кайнотипная дайка андезита со столбчатой отдельностью и стекловатый пласт с шаровой отдельностью, аналогичный описанным в Гяур-бахе (фиг. 36).



Разрез стекловатого шара дацита с трещинами, заполненными халцедоном, направленными к центру.

Узким прослоем глинистых сланцев отделяется Южный перевал от палеолипарита Святой горы. Присутствие здесь глинистых сланцев может быть обнаружено лишь благодаря мелкой щебенке этих последних, устилающей дорожку перевала, но заметных обнажений сланца здесь не имеется, и картина еще маскируется липаритовыми осыпями Святой горы, которыми покрыты не только Южный перевал, но и спуск в ущелье Гяур-бах. В обе стороны от Южного перевала — в Тумановой балке и Коктебельской — глинистые сланцы имеют уже широкое распространение и чередуются с мергелистыми прослоями; в последних еще раньше была обнаружена богатая ископаемая фауна, описанная А. Ф. Слудским (см. стр. 5).

Возвращаясь к вулканическим породам Магнитного хребта, следует указать на небольшой изолированный холм в северной оконечности Магнитного хребта под названием Магнитный камень. По химическому анализу и по описанию А. А. Турцева (1927 г.) порода этого холма представляет собой альбитизированный спилит с мелкой шаровой отдельностью. Магнитным свойствам этого холма посвящена указанная работа. Кроме Магнитного камня обнажений спилитов в северной части Магнитного хребта не наблюдается; все обнажения и скалы этой части хребта (скала Палец, скала Сокол) образованы той же вулканической брекчией, которой сложен весь гребень Магнитного хребта.

ХРЕБЕТ КОК-КАЯ

Краевой самой северной частью берегового хребта является небольшой, но обрывистый и скалистый хребтик Кок-кая. С юга он непосредственно примыкает к Магнитному хребту и с гребня Магнитного, отделенного плоской впадиной высотой 250 м, имеется спокойный подъем на гребень Кок-кая до высоты 308 м. От упомянутой впадины идут спуски как в сторону Коктебельской балки, так и в сторону моря; морской спуск, крутой и скалистый, образует довольно глубокое ущелье, благодаря чему Кок-кая и выделяется, как самостоятельная топографическая единица.

Хребет Кок-кая тянется с юго-востока на северо-запад; средняя высота его 308 — 314 м. Несмотря на незначительную высоту Кок-кая имеет величественный вид благодаря крутым обрывам, ограничивающим его под прямым углом в направлении юго-запад — северо-восток и в направлении юго-восток — северо-запад. Эти обрывы вертикальными стенами возвышаются над мягким рельефом примыкающих к Кок-кая глинистых сланцев. Кок-кая выглядит поэтому твердым обломком в мягкой сланцевой массе. Склоны Кок-кая со стороны моря вертикально обрываются; в сторону Коктебельской балки менее обрывисты, но тоже очень круты и также непосредственно примыкают к глинистым сланцам самой балки (фиг. 37).

Сланцы, примыкающие к Кок-кая, в северной части ее поднимаются на высоту до 214 м; расчлененные эрозией они отдельными гривками сбегают к Коктебельской равнине. Центральная часть хребта образует небольшую треугольную площадку, от которой в сторону моря тянется узкая



Фиг. 31. Стена Лагорио (дайка) со стороны ущелья Гяур-бах.

глубокая щель. Северная оконечность хребта представляет собой крутой склон на запад и 54-метровый вертикальный обрыв на восток в сторону моря; этот обрыв возвышается над крутым склоном, который в свою очередь снова обрывается вертикальной 42-метровой стеной над глинистыми сланцами. В этом последнем обрыве мы имеем прекрасный разрез пластов, слагающих хребет. Подножье хребта над глинистыми сланцами со всех сторон окружено грандиозными осыпями.

Горные породы Кок-кая в общем имеют сходство с породами, описанными в Магнитном хребте, но в количественном отношении здесь преобладают молодые кайнотипные, андезитовые, дацитовые и даже липарито-дацитовые разновидности. Палеотипная серия в Кок-кая проявляется лишь в обрывах юговосточного склона, обращенных к Магнитному хребту. Разрез является непосредственным продолжением пластов Магнитного хребта: над громадными осыпями обрыва возвышается стена из чередующихся пластов спилитовой серии с прекрасной шаровой отдельностью и андезито-дацитов; последние образуют здесь пласт стекловатых шаров, заключенных в коричневую рыхлую массу, аналогичный пластам Магнитного хребта.

При подъеме на хребет Кок-кая со стороны Магнитного хребта, мы вступаем в область развития андезитов, занимающих здесь значительную площадь. Хребет здесь сплошь оголен, и обнажения дают картину обломочных пород, именно громадных кусков андезита в зеленоватом цементе. Далее, к андезитовым угловатым обломкам брекчии начинают примешиваться витрофировые шары дацитов, и обнажения приобретают на гребне характер громадных округлых и продолговатых тел стекловатого черного липарито-дацита. Эти обнажения протягиваются до края северного обрыва, который дает в нижней своей части разрез пластовой серии, подстилающей описанные выше лавы и носящей здесь несколько своеобразный характер: мы имеем вертикальный разрез четырех пластов, несогласно лежащих на смятых глинистых сланцах; верхний из них представлен андезитовой шаровой лавой; под ним расположен самый мощный из всей этой свиты пласт обломочной породы, основная масса которой афанитового сложения, темно-зеленого цвета и вся переполнена черными включениями обломков андезита; ниже находится туфовый прослой 4—6 см мощности зеленоватого цвета, и, наконец, нижним пластом является светлый дацитовый обломочный пласт с включениями зеленых обломков. Все эти пласты имеют простирание близкое к меридиональному и пологое падение на запад.

СВЯТАЯ ГОРА И МАЛЫЙ КАРАДАГ

Как указывалось выше, Береговой хребет отделяется Тумановой балкой, Южным перевалом и Коктебельской балкой от северо-восточной горной группы, носящей название Святой горы и Малого Карадага. Эта горная группа занимает площадь 3,6 кв. км и имеет две куполообразных вершины, к которым собственно и приурочены вышеупомянутые названия. Святая гора высотой в 576 м доминирует над всем Карадагом. Малый

Карадаг высотой в 433 м непосредственно примыкает к Святой горе и соединяется с ней седлом высотой в 395 м. Среди вулканической брекчии этого седла А. И. Спасо-Кукоцким обнаружена локализованная магнитная аномалия. Склоны Святой горы покрыты низкорослым лесом, среди которого кое-где выступают отдельные скалы. Более оголена Святая гора с запада со стороны Карадагской балки, откуда эта горная группа имеет вид широкого амфитеатра, южным крылом которого является сбегаящий от вершины Святой горы широкий скат, пересеченный посередине вертикальной стеной, носящей название Большой Стены (фиг. 38); северным крылом амфитеатра является Малый Карадаг; центральной же частью сама вершина Святой горы и седловина. Внутреннюю часть амфитеатра составляют три балки, сходящиеся внизу вместе и образующие в промежутках между ними две также сбегаящие вниз гривки. Эти гривки оголены и в свою очередь пересечены скалистыми выступами. Растительность ютится только в глубоких частях балок. В северном крыле амфитеатра под вершиной Малого Карадага на высоте 267 м находится источник Гяур-чесме с прекрасной питьевой водой, питающий подземным стоком Карадагскую балку и колодцы научной станции в течение круглого года. Вид на Святую гору с юга дает впечатление вертикально стоящих скал, как бы отдельных пластов, поставленных на голову, более всего отвечаая с этой стороны истинному геологическому строению этой части Святой горы. С восточной стороны видна только одна куполообразная вершина самой Святой горы в виде зеленой шапки, окаймленной полукольцом Берегового хребта; Малый Карадаг с этой стороны не виден. Наконец, с севера эта горная группа представлена двумя куполообразными лесистыми вершинами, главной — Святой горой и подчиненной ей — Малым Карадагом (фиг. 4). Две глубокие балки нарушают ровность склона: одна из них, Пограничная, отделяет Малый Карадаг от Святой горы, другая, не имеющая названия, спускается прямо на север посередине трассового массива.

Положение Святой горы, сложенной вулканическими породами в центре кольца также вулканических пород, дало повод считать ее вулканическим конусом в центре кратера, остатком которого является полукольцо Берегового хребта (Лагорио), что однако не соответствует истинному геологическому строению Карадага.

По геологическому сложению горную группу Святой горы и Малого Карадага следует разбить на три части: западная часть Святой горы и весь Малый Карадаг представлены вулканическими породами типа Берегового хребта (вулканические брекчии, кератофиры и пр.); юговосточная часть, прилегающая к Южному перевалу, сложена палеолипаритами и, наконец, северо-восточная часть занята трассами.

Первая из трех частей, западная, сложена серией пластов вулканических брекчий, туфов, кератофиров и оксикератофиров общего простираения, близкого к меридиональному, поставленных на голову. Местами



Фиг. 32. Плойчатый мыс и Сердоликовая бухта.



Фиг. 33. Магнитный камень на фоне Магнитного хребта.

наблюдаются отдельные выходы кайнотипных пород — андезитов, секущих эту палеотипную серию. Благодаря сильному смятию и местным перемещениям пластов этой серии, ее пластовое сложение здесь чрезвычайно трудно наблюдаемо в противоположность тому, что имеется в залегании пород Берегового хребта. Действительно ясное напластование можно наблюдать лишь в центре вышеописанного амфитеатра, к югу и ниже от источника Гяур-чесме, где мы имеем чередование тонких пластов лав, туфов и метаморфизованных сланцев (фиг. 39).

В других же местах широкое развитие крупных вулканических брекчий затемняет эту картину. И только намек на пластовое залегание дает неравномерный размыв неоднородных по составу пород, создающий по направлению простираения отпрепарированные обрывы и оголенные каменные гряды. Так, например, Большая Стена, имеющая с запада действительно вид обнаженной стены и кажущаяся на взгляд однородной пластовой дайкой, при детальном наблюдении оказывается неоднородной, так как с юговосточной стороны к ней примыкают другие пласты, также участвующие в ее строении; с запада эта стена сложена одним оксикератофировым пластом с хорошей столбчатой отдельностью. Пластовое сложение западной части Святой горы видно также в обрывах к северу от Охотничьего домика, при подъеме на Святую гору; здесь это напластование можно даже проследить в разрезе; простираение пластов в этом разрезе отклоняется от меридионального, господствующего в западной части, загибаясь, на юго-восток. Горные породы в этом месте представлены кератофирами и оксикератофирами в их плотных туфовых и брекчиевидных разностях, и, наконец, в этом разрезе при продвижении на северо-восток мы подходим к обнажению сначала обломочных, потом плотных, но сильно измятых и осланцованных белых, звонких палеолипаритов юговосточной части Святой горы.

Среди пластов вышеописанной серии западной части Святой горы имеется обломочный, стоящий на голове, зеленый пласт также меридионального простираения, чрезвычайно сходный с обнажениями трассов; выходы его прослеживаются в обрыве к югу от источника Гяур-чесме; в раздробленном и измятом виде прослеживается этот пласт и к северу от источника уже в склонах Малого Карадага. В зеленом цементе этого пласта имеются захваты темнозеленых метаморфизованных сланцев. Аналогию с этим пластом мы имеем в северном склоне Карагача в его зеленых кератофировых и оксикератофировых туфовых пластах, но пласт Святой горы имеет более кайнотипный облик, по сравнению с карагачскими.

Таким образом, горные породы, слагающие западную часть Святой горы и Малый Карадаг, по условиям пластового залегания и по своему петрографическому характеру (кератофиры, оксикератофиры, андезиты, туфы, брекчии, метаморфизованные сланцы) и по характеру отдельности этих пород имеют полную аналогию с Береговым хребтом и очевидно генетически связаны с последним. Является ли эта часть Святой горы

обломком Берегового хребта, оторванным и повернутым в другом направлении, или же эти породы залегают здесь *in situ*, но претерпели лишь локальное сильное измятие, раздробление и смещение — прямых указаний нет. Последнее предположение возможно при наличии здесь мульды, ось которой опущена в направлении к северо-востоку и крылья которой составляют Береговую хребет и западную часть Святой горы.

Вторую, юговосточную часть горной группы Святой горы составляют палеолипаритовые породы, наблюдаемые в лесистых склонах, обращенных к Южному перевалу и Магнитному хребту. Палеолипариты — белые, плотные, часто полосатофлюидальные звонкие породы, обычно с красной коркой выветривания — редко выступают в виде отдельных скал, но наличие их всегда заметно по светлому липаритовому песку, щебенке и большим глыбам липарита в осыпях этой части Святой горы. Общее простирание липаритовых выходов имеет направление юго-запад — северо-восток, на протяжении приблизительно 1 км от границы с кератофирами западной части Святой горы до дороги, ведущей к каменоломням на юговосточном склоне. Липариты местами тонко осланцованы, сильно смяты, иногда закручены дугообразно; в громадных глыбах наблюдаются часто зеркала скольжения. Палеотипный облик липаритов заставляет относить их к верхнему члену палеотипной серии горных пород Карадага. В липаритах наблюдаются редкие ксенолиты темных кусков оксикератофира и липарита же.

Третья, северо-восточная часть Святой горы представлена трассовым массивом. Склон, занятый выходами трассов, хорошо виден с севера со стороны Коктебеля; он ограничен на западе Пограничной балкой, отделяющей Малый Карадаг от Святой горы; вдоль этой балки подымается на вершину Святой горы „Татарская тропинка“. С востока трассовый массив ограничен линией, идущей от вершины к каменоломням. Таким образом получается как бы треугольник, вершиной которого служит вершина Святой горы, а основанием — дорога, опоясывающая Святую гору на высоте каменоломен. Этот треугольник крутой балкой, идущей от вершины горы до дороги, пересекается на 2 части: западную, сложенную крупно-обломочным трассом, с громадным количеством обломков темных пород, и восточную, сложенную массивным голубовато-зеленым трассом или однородным, или состоящим из однородных сцементированных обломков того же плотного трасса.

В левой восточной части этого треугольника, почти у нижней границы трассовых выходов и близко от контакта с липаритами находятся разработки трасса. Разработки ведутся открытыми карьерами; в 1930 г. этот карьер был заложен в два яруса. Добыча трасса производится взрывными работами, вручную отбираются глыбы плотного трасса от рыхлого песка и мелких обломков; по желобу глыбы спускаются с карьера на дорогу, откуда на телегах свозятся к морской пристани в устье Коктебельской балки, и далее на баржах переправляются в Новороссийск. Немного ниже каменоломен расположен рабочий поселок (фиг. 40 и 41).



Фиг. 34. Контакт липариодацитово́й столбчатой дайки со спилитовым шаровым потоком. Стена Лагорио.



Фиг. 35. Переплетение двух лав различного состава в Сердоликовой бухте.



Фиг. 36. Шаровая отдельность витрофировых андезитов в Зеленом овраге.



Фиг. 37. Хребет Кок-Кая с запада.



Фиг. 38. „Большая Стена“ на западном склоне Святой горы.



Фиг. 39. Вертикальная свита осадочных прослоев и тонких лавовых слоев близ источника Гяур-Чесме.



Фиг. 40. Трассовые ломки Святой горы. Общий вид.



Фиг. 41. Трассовые разработки на Святой горе.

Так как выходы трассов находятся на склоне горы, сплошь поросшей лесом, обнажения их очень редки и плохо заметны. Хорошо обнажены только обломочные трассовые брекчии, которые тянутся вертикально стоящими стенками-останцами от вершины горы вдоль Татарской тропинки. Прекрасные выходы обломочных трассов мы имеем еще на склоне Святой горы, обращенном на запад, куда, как бы языком, спускаются трассовые выходы, хорошо заметные издали благодаря светлой окраске, выделяющей их среди темных пород западного склона; выходы осланцеванного зеленого трасса с хорошо заметным простираением можно наблюдать при подъеме с седловины между Малым Карадагом и Святой горой на вершину последней. По тропинке, извилисто поднимающейся на вершину, наличие трассов заметно повсюду, но на самой вершине снова скрыто под тонким почвенным покровом, так что проследить переход трассов в палеолипариты трудно; повидимому, эту границу следует проводить между Татарской могилой и триангуляционным пунктом вершины. Лучшее всего обнажения трассов видны в каменоломнях, расположенных в зоне наиболее чистых разностей трассов. Карьеры вскрывают здесь либо плотные голубовато-зеленые породы, либо обломочные разности, состоящие из однородных обломков трасса, сцементированных тем же трассовым голубовато-зеленым цементом; ксенолиты чуждых пород здесь очень редки; среди обнажений наблюдаются здесь гнезда обсидиана темносерых оттенков; по трещинам в обнажениях трасса последний превращен в трассовый белый песок, образующий местами целые карманы среди плотных глыб.

Несколько своеобразные разности аморфных фарфоровидных трассов сероватых тонов находятся на западном склоне в указанном выше „языке“; выходы их сосредоточены на небольшом пространстве, порода носит обломочный характер и расположена, повидимому, гнездами, как и обсидианы. Наконец особой по внешности, как бы переходной породой между палеолипаритами и трассами являются разновидности светлоселеноватых, почти белых пород, по свойствам относящихся к палеолипаритам и встречающихся по линии соприкосновения трассов с палеолипаритами в виде целой зоны; эти породы хорошо могут быть наблюдаемы в балке юговосточного склона Святой горы к югу от каменоломен; вся эта балка переполнена обломками описанной породы, то в виде тонко-полосатых разностей, то в виде липаритовой брекчии в светлоселеном цементе, или же, наоборот, зеленых обломков в белом цементе, поэтому макроскопически эту зону нельзя отнести ни к трассам, ни к липаритам.

Этим перечислением ограничиваются все наиболее типичные разновидности трассов.

Таким образом трассы и макроскопически являются не туфами, а кайнотипными лавами, либо плотными и стекловатыми, или же переполненными чистыми полевошпатовыми вкрапленниками, либо вулканическими брекчиями, то совершенно однородными как в отношении цемента, так и обломков, то переполненными ксенолитами чуждых пород в трассовом лаво-

вом цементе. Чисто пепловые разности в трассах почти не наблюдаются, трассовые пески являются, повидимому, продуктом изменения самих трассов; многие разновидности трассов вероятно могут быть объяснены последующими изменениями от действия вулканических газов; другие же являются вероятно следствием образования их в зоне соприкосновения с соседними, более древними породами: с юго-восточной стороны с однородными палеолипаритами, давшими описанные выше белозеленые разности, с другой стороны, с разнородной западной пластовой серией, давшей разности с громадным количеством разнообразных ксенолитов; эти последние разности отличаются несколько и характером цемента и его более зеленым оттенком.

Заканчивая на этом описание отдельных районов, можно на основании изложенных фактов сделать следующее обобщение относительно общего геологического строения Карадага.

Все горные породы можно разделить на две серии — палеотипную и кайнотипную. Первая обнаруживает ясно пластовый характер, ею сложены Береговой хребет и западная часть Святой горы с Малым Карадагом. Наиболее древними пластами являются спилиты морского берега, пласты же, обращенные к балкам, — более молодыми; возрастные изменения наблюдаются и по направлению с юго-запада на северо-восток, так как в этом направлении, т. е. от Карагача в сторону Кок-кая, появляются все более и более молодые породы. Пласты палеотипной серии имеют широтное простирание на Карагаче, затем постепенно оно переходит в северо-восточное и в Кок-каю оно почти меридиональное. В районе Карагача поставленные почти на голову, пласты, по мере приближения к Кок-каю, изменяют падение и становятся более пологими, с наименьшим углом падения в разрезе Кок-каю; направление падения в общем на северо-запад. Таким образом Береговой хребет можно считать крылом синклинальной складки, ось которой направлена и погружена к северо-востоку, где вулканические породы Карадага может быть даже имеют некоторое продолжение под молодыми осадочными породами.

Палеотипная серия западной части Святой горы и Малого Карадага имеет простирание в общем меридиональное, слои поставлены почти на голову с крутым падением на восток. Эту часть палеотипной серии можно считать вторым крылом синклинальной складки. Таким образом, мы имеем здесь подобие мульды с осью, наклоненной в направлении северо-востока; центральная часть мульды заполнена палеолипаритами и глинистыми сланцами.

Кайнотипная серия пород по условиям залегания совсем иного характера: не являясь пластовой, она сечет палеотипную серию либо по простиранию, либо вкрест его, образуя жилы, нежки и пластовые экструзии. Так, мелкими жилами и нежками прорезаны пласты Карагача; вер-

тикальными стенами-дайками рассечен хребет Хоба-тепе; в межпластовых пространствах разлились молдые потоки Магнитного хребта и Коккая и мощной экструзией молодых трассов прорвано северо-западное крыло мульды. Однако, как уже отмечалось выше, породы обеих серий подверглись еще различным нарушениям в результате позднейших тектонических процессов, вызвавших местные смещения, сбросы и смятия. При позднейшем общем спокойном поднятии Крыма мощные твердые дайки могли остаться ненарушенными, что мы и наблюдаем в Хобе-тепе, Стене Лагорио и других местах.

Необходимо остановиться еще на одном вопросе, касающемся относительных возрастных соотношений пород Карадага. Возрастные соотношения вулканических пород устанавливаются здесь не только по условиям залегания, но и по наличию ксенолитов; деление на палеотипную и кайнотипную серии, кроме того, обуславливается их общим обликом и степенью изменения основной массы и вкрапленников.

Все эти наблюдения, подтвержденные химическим составом, дают основание видеть в излиянии карадагских лав повторяющиеся циклы, именно постепенную смену основных лав более кислыми, снова основных и т. д. Весьма вероятно, что эти циклы частично перекрывали один другой и к моменту затухания вулканической деятельности кислого очага уже начинали изливаться новые порции основной лавы, и были периоды одновременной деятельности и кислого и основного очага. Так, андезитовые дайки и некки приурочены к более древним пластам палеотипной серии, но не проявляются среди обнажений палеолипаритов; в последних были найдены мелкие ксенолиты андезито-дацитов, повидимому кайнотипного облика; если это действительно так, то излияния палеолипаритов происходили одновременно, или даже после начала нового вулканического цикла.

Таковы возрастные взаимоотношения карадагских горных пород. Что касается абсолютного возраста вулканических пород Карадага, то суждение о нем на основании литературных данных о Карадаге и сопоставления с личными наблюдениями в области западного Крыма любезно согласился предоставить нам А. С. Моисеев в виде следующей заметки.

О возрасте вулканической деятельности на Карадаге (Заметка А. С. Моисеева)

„Определение возраста вулканической деятельности на г. Карадаг, основанное не только на изучении весьма сложной стратиграфии района, но и фауны, было впервые сделано А. Ф. Слудским.¹ По данным этого автора на г. Карадаг развиты не только вулканические породы, но также и глинистые сланцы. Глинистые сланцы являются преобладающей породой, и они чередуются с песчаниковыми прослойками. Конкреции, которыми

¹ А. Ф. Слудский. Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое. Зап. Крымск. общ. ест. и люб. пр., т. I, 1911 (1912), стр. 1—11.

изобилуют сланцы, не дают к сожалению палеонтологического материала. Однако акад. А. П. Павловым был найден между Святой горой и восточным концом Карагача, к SW от Сфинкса, выход мергелистого известняка, богатого ископаемыми. А. Ф. Слудский нашел здесь же на осыпи несколько аммонитов. Из них определены; *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. (нижний келловей), *Phylloceras euphyllum* Neumayr (келловей), *Phylloceras helios* (оксфорд). В дальнейшем А. Ф. Слудский собрал богатую фауну уже из самого известняка: *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Narpceras*.

На основании изучения фауны и стратиграфии г. Карадаг А. Ф. Слудский приходит к выводу, что вулканическая деятельность на г. Карадаг имела место в эпоху не позднее нижнего келловей. Однако следует иметь в виду, что келловейская фауна А. А. Слудским описывается не из вулканических пород, а из сланцев. Поэтому вопрос о келловейском возрасте извержений остался открытым.

О возрасте вулканических пород возможно судить на основании палеонтологической работы В. Ф. Пчелинцева. В. Ф. Пчелинцев¹ определил из коллекций акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и проф. Д. В. Соколова следующую фауну, происходящую из туфобрекчий Карагача: *Praeconia* aff. *seguini* Cossm., *Turbo* sp. n. inden., *Ataphrus* sp. indet., *Brachytrema* cf. *wrighti* Cotteau. Эта фауна рассматривается автором как принадлежащая нижнему келловей или верхнему бату. По устному сообщению П. Ф. Пчелинцева в туфогенных толщах Карадага была им встречена при обработке коллекций Маркова фауна, относящаяся к зоне с *Parkinsonia* и к зоне *Oppelia aspidoides*. Это определенно указывает на байоский и батский возраст извержений.

В последние годы в районе г. Карадаг работал проф. Д. В. Соколов, который пришел к иным выводам относительно возраста проявления вулканизма на г. Карадаг. По данным Д. В. Соколова,² вопреки сложившемуся мнению о сравнительно коротком периоде вулканической деятельности в этом районе, она проявилась здесь, по крайней мере, тремя главнейшими фазами, далеко выходящими за пределы бата-нижнего-келловей. Все случаи прямого соприкосновения изверженных пород с глинистыми сланцами (бат-оксфорд) отмечаются резкими контактовыми изменениями последних. Туфогенные же пласты первой вулканической группы залегают среди сланцев, повидимому, не древнее бата. Поэтому начало вулканической деятельности можно приурочить к концу средне-юрской эпохи, а окончание ее следует отнести к концу верхней юры, ибо в мощных конгломератах, начинающих титонские и ниже-меловые слои, в изобилии встречаются белая и зеленая гальки

¹ В. Ф. Пчелинцев. Заметка о фауне туфо-брекчий Карагача (в Крыму). Доклады АН СССР, 1927, стр. 352—356.

² Д. В. Соколов. О некоторых результатах детальных геологических исследований в восточном Крыму. Вестн. Геол. ком., 1925 (1926), № 3. Приложение к т. XLIV Изв.

липаритов Святой горы. Таким образом проявление вулканической деятельности на Карадаге, по мнению проф. Д. В. Соколова, происходит сравнительно долго, в пользу чего свидетельствует также и значительное петрографическое различие продуктов извержения с течением времени. Далее проф. Д. В. Соколов указывает, что породы первой вулканической фазы появились до времени возникновения складок, а породы второй и третьей фазы относятся к этому времени, тем более, что галька липаритов третьей фазы совершенно отсутствует в подстилающих конгломератах основания титона.

На основании вышеизложенного не подлежит сомнению, что проявления вулканической деятельности происходили на г. Карадаг в продолжение средней юры и возможно нижнего келловея. Окончание же ее, по данным А. Ф. Слудского, произошли не позднее келловея, между тем как проф. Д. В. Соколов полагает, что она продолжалась и в верхнюю юру до титона.

Интересно отметить, что в западной части Горного Крыма вулканические проявления вполне доказаны в байосе и бате и они весьма вероятны в келловее.¹ После-келловейские эффузии и интрузии в продолжение юры не известны. Только около Балаклавы имеются туфогенные песчаники нижнего мела, генезис которых однако не ясен. Изверженные породы, если они и соприкасаются с верхне-юрскими осадочными породами, нигде не изменяют последних. В верхней юре Горного Крыма пока нигде не найден вулканический материал. Поэтому возможно прийти к выводу, что юрская вулканическая деятельность закончилась в Крыму в келловей.

Выводы проф. Д. В. Соколова о верхне-юрском возрасте извержений основываются на находках галек липаритов в титонских конгломератах и отсутствии их в оксфордских, но не на основании непосредственного наблюдения над контактами верхней юры и вулканогенных пород. Однако вполне допустимо, что липариты, излившись на поверхность только в келловей, были размыты лишь в титон. Титонские конгломераты в Крыму вообще содержат гораздо в большем количестве гальку крымских изверженных пород, чем подстилающие верхнюю юру лузитанские или, быть может, оксфордские конгломераты. Это объясняется тем, что в верхний титон в Крыму в связи с андийской фазой горообразования произошли сильные вертикальные движения и затем сильный размыв пород. Об интенсивности этого размыва возможно судить хотя бы по тому, что на северном склоне Яйлы была совершенно уничтожена толща верхне-юрских известняков и титонские конгломераты с большими и слабо окатанными глыбами верхне-юрских известняков, изверженных пород и с глыбами кристаллических сланцев залегают то на верхне-юрских известняках, то на размытой поверхности триасовых, нижне- и средне-юрских пород и, наконец, прямо на изверженных породах.

¹ А. С. Моисеев. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор. Мат. по общ. и прикл. геол. Геол. ком., вып. 89, 1930.

Эпохе титонского размыва предшествует другая, а именно — эпоха размыва в оксфорд и в начале лузитанского века, когда образовались конгломераты, сложенные, главным образом, песчаниками и сланцами. Крымские изверженные породы в них встречаются в меньшем количестве, чем в титонских конгломератах. Это явление возможно было бы объяснить тем, что юрско-триасовые свиты пород, среди которых залегают изверженные породы, подверглись менее глубокому размыву в лузитанский век, чем в титон. Таким образом, распространение галек изверженных пород в конгломератах зависит не только от времени извержений, но и от других факторов. При современной слабой изученности литологического состава конгломератов и их генезиса вряд ли возможно делать точные выводы о времени крымского вулканизма на основании отдельных находок в них галек изверженных пород.

Происходили ли на Карадаге извержения в оксфорд? Если судить по литературным данным, то на Карадаге оксфорд пока фаунистически не установлен, поэтому у нас нет данных для суждения об извержениях в оксфорд.

Для Крыма до последнего времени является совершенно непонятным вулканизм, который происходил в среднюю юру и закончился в келловей. Обычно проявления сильного вулканизма ставятся в прямую связь с крупными горообразовательными движениями. Для Крыма принято считать, что период, разделяющий среднюю юру от верхней, является временем сравнительно спокойным. К такому заключению исследователи приходили, главным образом, на основании изучения южного склона гор, где наблюдается видимое согласие между средней и верхней юрой. Однако детальные исследования автора установили, что наблюдаемое согласие есть лишь тектоническое согласие. В действительности же верхняя юра залегает с резким угловым несогласием на более древних породах. На основании вышеизложенного автор пришел к заключению о существовании особой фазы киммерийской складчатости, которая названа им „яйлинской подфазой“.¹ Подробно этот вопрос автор изложил в работе „О киммерийском горообразовании и проявлении его в Крыму“ (принято к печати ЦНИГРИ).

Движения в эту фазу происходили после нижнего келловей до лузитанского яруса. До яйлинской подфазы горообразование в Крыму происходило между средним лейасом и байосом (донецкая подфаза). Крымский вулканизм как-раз и проявляется между этими двумя фазами горообразования и заканчивается в яйлинскую подфазу. Установление яйлинской подфазы горообразования в Крыму и зависимость от нее вулканизма представляет значение не только для понимания геологической истории Крыма в юру, но должно несомненно пролить новый свет на геологическую историю смежного с Крымом Кавказа, где имеются так же, как и в Крыму юрские вулканогеновые породы“.

¹ А. С. Моисеев. Гидрогеологический очерк г. Севастополя и его окрестностей. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 137, М.-Л., 1932.

ЧАСТЬ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

В петрографическом отношении Карадаг отличается довольно значительным разнообразием изверженных пород как по кислотности (содержание кремнекислоты от 45% до 78%) и внешнему облику, так и по их положению в петрографической системе. По своему макроскопическому облику и по характеру полевых шпатов породы Карадага распадаются на два типа: палеотипный и кайнотипный; первый распространен более широко. Как в палеотипной, так и в кайнотипной группе имеются представители и основных, и кислых пород.

Все карадагские породы можно сгруппировать следующим образом:

1) Кератофировая формация (палеотипная), количественно наиболее важная: из нее сложен Хоба-тепе и значительная часть Карагача. Большая часть этих пород как лав, так и туфовых образований, принадлежит к кислым кератофирам, которые предлагается называть оксикератофирами, но встречаются также и собственно кератофиры без избыточной кремнекислоты; разграничить их в поле, обыкновенно и под микроскопом, невозможно; это удастся лишь на основании химического анализа.

2) Спилитовая формация (палеотипная) обыкновенно в виде шаровых лав и мандельштейнов.

3) Андезиты и дациты (кайнотипные).

4) Липаритодациты (кайнотипные) и некоторые липариты.

5) Палеолипариты.

6) Трассы (кайнотипные).

7) Базальты (кайнотипные).

8) Щелочные андезиты (кайнотипные).

Вся палеотипная серия, независимо от кислотности или основности, отличается тем, что полевой шпат в ней альбит или олигоклаз-альбит, между тем как кайнотипные породы содержат основные плагиоклазы.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Классификация и номенклатура, принятая нами, в некоторых своих частях требует пояснений.

Прежде всего следует отметить, что химическая классификация в некоторых случаях не сходится с геологической. Иначе сказать, порода, которая по химическому составу должна была бы быть причислена к тому или иному типу, по условиям геологического нахождения так тесно связана с соседней группой пород, в рамки которой она по тому или иному химическому признаку не входит, что есть основание все-таки соединить ее с этой последней. Таковы, например, соотношения некоторых кислых лав, которые по содержанию кремнекислоты и коэффициенту кислотности выходят за пределы семейства дацитов и подходят к липаритодацитам или даже липаритам, отличаясь однако от этих последних отношением щелочей и щелочных земель. Хотя эти породы и кислее настоящих дацитов, но геологически их все-таки правильно относить к дацитам. Мы здесь сталкиваемся с вопросом, который не раз возникал в петрографии (он был поставлен в свое время Лессеном, а затем Кроссом), а именно: должна ли классификация горных пород быть петрографической или геологической? Нами было в другом месте отмечено, что классификация не может быть одновременно и петрографической и геологической, что нужны обе классификации в зависимости от нашего подхода к горным породам.¹ В кайнотипной кислой карадагской свите как-раз встречается такой случай. Отделяя по химическому составу липаритодациты от дацитов, мы вместе с тем геологически можем соединять те и другие в семейство дацитов.

Второй вопрос касается липаритов. И по кислотности и по щелочности породы Святой горы носят на себе явный липаритовый облик. Но они палеотипны: вместе с тем это не альбитовые породы, которые можно было бы рассматривать как крайних представителей оксикератофиров. Поэтому мы относим эти породы к липаритам, но отмечаем их особый характер приставкой палео: это палеолипариты.

Как было подробнее развито одним из нас в другом месте,² кислые лавы, не заключающие кварца, а содержащие избыточную кремнекислоту в аморфной своей составной части в виде лишь потенциального кварца, неудобно и неправильно называть кварцевыми породами. Поэтому мы такие породы с потенциальным кварцем отличаем приставкой „окси“, разграничивая, таким образом, кварцевые порфиры или порфириты и оксипорфиры или оксипорфириты, кварцевые кератофиры и оксикератофиры. В карадагской свите много кислых и даже очень кислых кератофиров, но

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России, 1923, стр. 154.

² F. Loewinson-Lessing. Some queries on rock classification and nomenclature. Докл. АН, 1928, 139.

ни в одной из этих пород нет кварца; поэтому все эти кератофиры принадлежат к типу оксикератофиров, а не кварцевых кератофиров, как их называли бы другие авторы и мы сами до введения означенной терминологии.

Согласно принятой одним из нас системе терминологии, мы обозначаем переходные типы сложными названиями, составленными из названий обоих смежных семейств, между которыми данная порода является переходным связующим звеном. На фоне этого приема и возник тип кератоспилитов, о котором подробнее будет речь в главе о кератофировой серии.

Наконец, не придавая, конечно, возрасту изверженной породы значения как фактора, определяющего ее название, а лишь руководствуясь обликом породы, т. е. палеотипностью или кайнотипностью, и учитывая их кайнотипный облик, мы называем базальтами, андезитами, дацитами, липаритодацитами карадагские лавы, возраст коих довольно древний, а именно юрский.

На прилагаемой таблице (стр. 42—43) сопоставлены типичные анализы всех групп карадагских лав. Анализы расположены по убывающей кислотности независимо от принадлежности их к породам палеотипной или кайнотипной серии. Названия палеотипных пород подчеркнуты.

Обзор этой таблицы не только иллюстрирует значительное разнообразие карадагских лав по содержанию кремнекислоты, но обнаруживает вместе с тем и наличие в них как пород с преобладанием щелочей, так и таких, в которых более или менее значительно преобладают щелочные земли, о чем речь еще будет в главе о химическом составе.

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА КАРАДАГЕ

Относительный возраст трех циклов извержений, повидимому, не допускает сомнений. Включения ультракислых оксикератофиров в туфобрекчиях, входящих в состав главной спилито-кератофировой свиты Карагача, определенно говорит о том, что извержение, к которому принадлежат эти ультракислые породы, древнее включающей их главной свиты. С другой стороны, все породы кайнотипной свиты секут палеотипную группу, т. е. моложе ее.

Несколько сложнее обстоит дело с установлением относительного возраста отдельных членов в пределах каждой свиты. Для первого наиболее древнего цикла этот вопрос отпадает, так как от него сохранился лишь один представитель — ультракислый оксикератофир. Для главной палеотипной спилито-кератофировой серии имеются следующие данные по вопросу об относительном возрасте отдельных ее членов. В оксикератофирах встречаются микроксенолиты спилитов или кератоспилитов, свидетельствующие как о том, что оксикератофиры моложе, так и о том, что оксикератофиры прорвали спилиты и кератоспилиты.

Таблица анализов типичных

	Липарит Св. гора № 881а Paléoliparite	Трасс Св. гора Trass	Оксикератофир Б. Стена № 46/24г Oxykératophyre	Липаритодацит у Ст. Лагорио № 96 Liparitodacite	Дацит Карагач № 71/24г Dacite
SiO ₂	78.00	73.39	69.51	69.38	66.81
TiO ₂	—	0.10	0.26	0.43	0.39
Al ₂ O ₃	10.91	9.91	14.97	14.18	15.77
Fe ₂ O ₃	1.32	0.20	2.53	2.10	2.04
FeO	0.34	0.29	0.96	1.62	2.03
MnO	0.02	0.02	0.16	0.17	0.12
MgO	0.09	0.15	0.48	0.18	0.89
CaO	0.31	1.75	0.84	5.47	4.95
Na ₂ O	3.20	6.06	6.24	3.48	2.95
K ₂ O	4.78	0.98	2.76	1.44	1.65
П/пр.	0.63	10.42	1.43	1.54	2.51
		Cl—0.11			
	H ₂ O — 0.16				
	P ₂ O ₅ — 0.08				
Сумма	99.74	100.38	100.14	99.99	100.11
RO : SiO ₂	0.97 : 11.28	1 : 13.82	1.31 : 17.64	1.3 : 7.6	1.24 : 6.65
R ₂ O : RO	10 : 1	1.5 : 1	1.3 : 1	1 : 1.7	1 : 2.1
α	5.08	6.17	3.54	5.63	3.14
Символ	+ $\frac{0.97}{5.68}$	+ $\frac{1}{6.17}$	+ $\frac{1.31}{3.54}$	— $\frac{1.3}{3.53}$	— $\frac{1.24}{3.14}$
Аналитик	Б. Френкель	В. Егоров	Г. Сергиев	Л. Лебедева	Т. Окнова

представителей семейства

Кератофир Карагач № 1 Kératophyre	Андезит Чортов Камин № 25/24г Andésite	Андезито- тефрит Сердоликовая бухта № 399 Andésitotéphrite	Кератоспилит Гяур-бах № 965 Kératospilite	Спилит Карагач № 864 Spilite	Базальт Карагач № 879 Basalte
59.75	58.23	55.86	52.27	45.11	48.96
0.72	0.34	1.03	1.14	1.67	1.30
17.39	19.00	15.97	16.49	14.89	17.43
3.97	2.95	5.86	4.97	6.58	4.37
3.22	4.88	2.84	4.54	3.49	3.64
0.13	—	—	0.10	0.19	0.17
1.81	1.88	1.81	2.54	5.24	4.76
1.86	7.68	5.79	3.42	6.27	11.80
7.07	1.91	4.74	7.65	4.13	2.61
1.62	1.16	2.26	0.80	3.41	0.76
2.23	0.54	3.59	4.95	5.83	3.53
H ₂ O — 0.39	H ₂ O — 0.54 S — 0.13 P ₂ O ₅ — 0.54		CO ₂ — 1.20 BaO — 0.04	CO ₂ — 2.72	CO ₂ — 0.88
100.16	100.16	99.78	100.20	99.53	100.21
1.36 : 5.1	1.38 : 4.74	1.5 : 4.81	1.53 : 4.50	1.44 : 4.01	2.08 : 4.17
1 : 1	1 : 5.5	1 : 1.8	1 : 1.2	1 : 2.2	1 : 7.2
2.22	2.16	2.14	2 (1.99)	1.79	1.63
$\pm \frac{1.36}{2.22}$	$\frac{1.38}{2.16}$	$\frac{1.5}{2.14}$	$\frac{1.53}{1.99}$	$\frac{1.44}{1.79}$	$\frac{2.08}{1.63}$
В. Морачев- ский	А. Николаев	Н. Соустов	В. Егоров	В. Егоров	В. Егоров

Далее самая стратиграфическая последовательность залегания отражает их относительный возраст. В самом деле, если положить горизонтально спилито-кератофировую свиту, поставленную на голову со стороны моря, то окажется, что внизу лежат спилиты, наверху оксикератофиры, а между ними кератофиры и кератоспилиты.

Такая последовательность залегания могла бы быть результатом дифференциации на месте более или менее мощной эффузивной толщи. В таком случае надо было бы ожидать постепенных переходов, между тем как в этой свите изменения идут скачками: спилит, кератоспилит, кератофир, оксикератофир; при этом, если принять во внимание кератоспилиты Карагача и Магнитного хребта, придется даже отказаться от некоторой детализации, так как возрастные соотношения кератоспилитов и кератофиров здесь ступенчатые. Гипотезе дифференциации на месте противоречат, однако, и данные химического исследования и вышеупомянутые ксенолиты. Одинаковое содержание щелочей и щелочных земель во всех членах палеотипной спилито-кератофировой свиты говорит против дифференциации на месте. А ксенолиты более основных пород в более кислых могут быть истолкованы только как доказательство различного их возраста и того, что кислая магма прорвала основную. Очевидно, что при этих условиях приобретают самостоятельность основная порода и кислая, а промежуточные могут быть истолкованы как результат ассимиляции основных пород кислой магмой, или как результат смешения кислой магмы и основной. Таким образом получается большая вероятность в пользу гипотезы двух отдельных магм, основной и кислой, причем извержения основной магмы предшествовали кислым излияниям.

Относительный возраст отдельных членов кайнотипной серии установить труднее; можно только сказать, что трассы моложе липаритодацитов и андезитов, так как содержат ксенолиты этих пород.

Проблема абсолютного возраста карадагских извержений сложнее; она рассмотрена выше в заметке А. И. Мойсеева (стр. 35).

ПАЛЕОТИПНАЯ СЕРИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД КАРАДАГА

Палеотипная серия обнимает спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры и палеолипариты. При общем семейном сходстве, которое выражается в одинаковом содержании щелочей и в том, что полевоишпат представлен преимущественно альбитом, эти породы различаются своей кислотностью в широких пределах от 46% до 76% кремнекислоты, как показывают нижеследующие средние.

Среднее содержание кремнекислоты в палеотипной серии

Спилиты	46.2%
Кератоспилиты ¹	53.92 (57.85)

¹ Кератоспилит № 965 по содержанию кремнекислоты (52.97%) занимает почти точно середину между спилитами и кератофирами.

Кератофиры	59.74	} 67.97
Оксикератофиры I	62.63	
Оксикератофиры II	69.7	
Палеолипариты	75.67	

КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ. ОБЩИЙ ОБЗОР. ОКСИКЕРАТОФИРЫ И КЕРАТОФИРЫ

Породы, слагающие массив Хоба-тепе, уже при первом знакомстве с ними в поле, были определены как кератофиры (и кварцевые кератофиры). Микроскопическое их обозрение и химические анализы подтвердили такое определение, но вместе с тем показали, что эти породы отличаются некоторым разнообразием.

В химическом отношении следует отметить, что эти породы резко натровые, за исключением одного случая (№ 11 1924 г.), который однако правильнее отнести к кайнотипному ряду. Но вместе с тем эти породы представляют два типа с точки зрения взаимоотношений между щелочами и щелочными землями: господствуют представители того типа, в котором щелочей меньше чем щелочных земель, хотя и незначительно; наряду с этим встречаются породы, в которых преобладают щелочи, и, наконец, имеются такие, в которых отношение щелочей и щелочных земель выражается единицей. Какой-либо правильности в распределении этих типов нет, по крайней мере в массиве Хоба-тепе.

При дальнейшем исследовании группы Карадага выяснилось, что кератофировые породы (понимая этот термин в широком смысле слова) пользуются здесь широким распространением. Оказалось, что кератофировые породы играют вместе с туфами значительную роль в составе Карагача, что они встречаются в группе Гяур-баха (дайка Лагорио и др.), в так называемой Большой Стене, в Магнитном хребте и быть может залегают в массиве Святой горы под трассовой шапкой.

Хотя, как уже сказано, эти породы носят общий облик кератофировой группы, однако при ближайшем их изучении невольно возникает вопрос, что же собственно следует понимать под названием кератофиры (и кварцевые кератофиры), каково их отношение к порфирам и порфиритам, каково значение терминов ортофир, альбитофир и т. п.

Термин кератофир в первоначальном его значении у Гюмбеля соответствовал кварцевым порфирам (ортоклазо-плагиоклазовым); вскоре для кератофиров определился характерный признак в виде альбита. Розенбуш отнес кератофиры к щелочным породам и считал характерным для них не только альбит, но и щелочные пироксены и амфиболы. Однако, хотя в последнем издании его физиографии кератофиры везде трактуются как эффузивные породы щелочной магмы, в конце книги, в особом добавлении, Розенбуш признает, что это была ошибка с его стороны и что кератофиры надо рассматривать, как эффузивные эквиваленты щелочноземельной магмы и притом как породы аплитового характера. Вместе с тем

Розенбуш отмечает, что присутствие в кератофирах щелочных пироксенов и амфиболов почти никогда не было установлено с достоверностью. При таком понимании кератофиров — это альбитовые порфиры, т. е. альбитофиры, которые можно с этой точки зрения противопоставлять ортофирам, считая, что и те и другие вместе взятые составляют группу бескварцевых порфиров. Тогда, конечно, нельзя было бы говорить о калиевых кератофирах, как это в литературе встречается, ибо здесь было бы противоречие. Но у Розенбуша есть еще одно, как нам кажется, вполне правильное замечание, а именно, что кератофиры носят аплитовый характер. В этом, думается нам, и заключается характерная особенность кератофиров по сравнению с другими порфирами: количество цветных минералов в них минимальное, они являются сильно лейкократовыми, аналогично бостонитам. Другая особенность кератофиров — это их резко палеотипный облик. Розенбуш и другие авторы отмечают, что кератофиры всегда являются более или менее видоизмененными, разложенными. Это действительно является типичным для кератофиров; но вряд ли правильно считать этот палеотипный облик за результат позднейшего видоизменения. Надо думать, что в значительной степени перед нами процессы или протопневматолитического характера, или поствулканического, но следующего непосредственно за кристаллизацией магмы. Надо полагать, что кератофировая магма была богата летучими составными частями; пятнистый характер полевошпатовых вкрапленников у многих кератофиров и признаки альбитизации говорят в пользу воздействия щелочных растворов или паров в последнюю стадию кристаллизации магмы.

Следует отметить, что по характеру полевошпатовых вкрапленников карадагские кератофиры, и в частности кератофиры Хоба-тепе, распадаются на два типа: в первом типе вкрапленники представлены сплошными мутными, буроватыми альбитами, которые надо рассматривать, как первичные; во втором типе пятнистые полевые шпаты носят явные признаки альбитизации, очевидно протопневматолитической альбитизации первоначальных лабрадоров.

Таким образом кератофиры (включая и кислые кератофиры) — это палеотипные лейкократовые эффузивные эквиваленты кислой и средней магмы. При таком понимании они могут быть и натровыми — это громадное большинство кератофиров — и калиевыми, и промежуточными. При таком понимании кератофировые породы могут быть и щелочными, и щелочноземельными; они включают эффузивные эквиваленты и гранитов и других гранитоидов. А если это так, если среди кератофировых пород имеются эффузивные эквиваленты не только гранитов, но и разных гранитоидов, самый термин кератофир является уже слишком широким и недостаточно определенным, так как он обнимает породы с преобладанием щелочей над щелочными землями и породы с обратным отношением между щелочными землями и щелочами. Это действительно и находит себе отражение в химическом составе кератофировых пород и в их

магматических характеристиках. В минералогическом составе это выражается в том, что наряду с настоящими альбитовыми кератофирами (иногда и ортоклазовыми) имеются и такие, в которых полевой шпат уже олигоклаз-альбит, один или вместе с альбитом, а иногда быть может даже и просто олигоклаз. Всю совокупность таких пород объединять под названием кератофинов так же неправильно, как было бы неправильно адамеллиты и даже гранодиориты объединять под названием гранитов. Согласно предложению одного из нас мы будем называть те кератофировые породы, которые соответствуют адамеллитовой магне, т. е. те из них, в которых щелочей меньше, чем щелочных земель, кератофиритами. Полевошпатовые вкрапленники у них альбит и лабрадор, обыкновенно в виде пятнистых неделимых.

Следовательно кератофириты в широком смысле слова (т. е. включая и кислые кератофириты) относятся к порфиритам (и кислым порфиритам) так же, как кератофировые породы к порфирам и кислым порфирам: это лейкократовая (аплитовая), палеотипная, протопневматолитическая измененная фация порфиритов.

Значительная часть кератофировых пород Хоба-тепе принадлежит именно к кератофиритам, как можно убедиться из сопоставления их химических анализов и из микроструктуры их полевошпатовых вкрапленников.

Значительная часть кератофировых пород Карадага обнаруживает высокое содержание кремнекислоты, характерное для кислых пород и при пересчете анализа дает свойственный кислым породам коэффициент кислотности. Поэтому было бы вполне естественно отнести эти породы к кварцевым кератофирам, в отличие от кератофинов без избыточного кремнезема. Однако отсутствие кварца в большинстве этих пород делает термин кварцевые кератофиры странным и невольно заставляет подумать о том, чтобы не смешивать эти кислые кератофиры с настоящими кварцевыми кератофирами, в которых имеется выделившийся кварц. Эти соображения и привели одного из нас к необходимости такой терминологии, в которой нашло бы себе отражение различие между настоящими кварцевыми кератофирами, в которых имеется кварц, и такими кислыми кератофирами, в которых избыток кремнекислоты скрыт в аморфном кристаллизационном остатке, т. е. имеется лишь потенциальный кварц.

В самом деле такие названия как кварцевый порфир, кварцевый порфирит, кварцевый андезит, кварцевый трахит ясно показывают, что эти породы, по мнению тех, кто их так называл, отличаются от соответствующих пород без приставки „кварцевый“ именно тем, что в них имеется кварц. Мы знаем, однако, что кварц, который является в изверженных породах выразителем наличия избыточной кремнекислоты, т. е. пересыщенности породы кремнекислотой, является неизменным атрибутом лишь у пород интрузивных, так как в породах эффузивных избыточная кремнекислота может и не выкристаллизоваться, а остаться в скрытом виде в стекле. Иными словами кварц в кислых эффузивных породах

может быть либо актуальным, фактически присутствующим минералом, либо потенциальным, по выражению Лакруа; этим удачным термином Лакруа указывается на то, что кварца нет, но в силу химического состава данной породы следует признать, что он мог бы выделиться при благоприятных условиях кристаллизации. Более или менее тождественные по химическому составу лавы с фактическим или потенциальным кварцем совершенно правильно и относятся в настоящее время к одному и тому же семейству; так дациты с кварцем и без кварца одинаково называются дацитами и т. п. Будучи правильной с точки зрения химической классификации, такая терминология вызывает, однако, возражения с точки зрения минералогического состава. В самом деле называть кварцевым порфиром или кератофиром породу, в которой на самом деле нет кварца, не рационально и такое название вводит в заблуждение относительно истинного минералогического состава породы. Поэтому понятны попытки отразить в терминологии различие между породами одного и того же семейства с фактическим и с потенциальным кварцем. Нам известны две попытки подобного рода. Одна из них принадлежит Белянкину и носит частный характер: она относится к дацитам, для которых Белянкин предложил применить приставку „кварцевый“ в тех случаях, когда имеется фактический кварц, оставив обозначение „дацит“ за теми породами этой группы, в которых кварц лишь потенциальный. В частном случае такое обозначение вполне удовлетворительно, но оно не может быть обобщено, так как если мы перенесем этот метод на кварцевые порфиры, кератофиры, порфириты, у нас получится двусмысленность. Другая попытка принадлежит Лакруа и носит общий характер; но и она не может быть признана удовлетворительно решившей задачу в общем виде, как видно из нижеследующего. Лакруа предлагает выделять породы с потенциальным кварцем приставкой „оид“ к названию данного семейства, например, дацит и дацитоид, риолит и риолитоид и т. д. Но, во-первых, эта приставка уже употреблялась некоторыми авторами в единичных случаях в другом смысле; с этим пожалуй можно было бы и не считаться. Во-вторых, эта приставка влечет за собою необходимость отказа от некоторых общеупотребительных терминов, как например, порфиры, порфириты, так как иначе получилась бы двусмысленность; Лакруа и отбрасывает эти названия, заменяя их названиями риолит и дацит; но это не всеми петрографами принимается. Наконец, у Лакруа приставка „оид“ применяется не только для обозначения эффузивов с потенциальным кварцем, а вообще для обозначения того, что Лакруа называет криптоморфными породами, т. е. пород, в которых не выкристаллизовался характерный или, как он его называет, симптоматический минерал, например в дацитоидах кварц, в нефелинитоидах нефелин и т. п. Что называть в основных лавах характерным минералом? и не получается ли здесь в некоторых случаях „характерный“ минерал путем пересчета анализа по американской системе, когда в результате такого пересчета получается не потенциальный, а фиктивный минерал?

(Таковы напр. сакалаваты Лакруа, т. е. базальты, в которых, при пересчете анализа по американской системе получается фиктивный кварц).

Исходя из высказанных здесь соображений и сомнений, один из нас предложил следующий способ обозначения эффузивных пород с потенциальным кварцем, который обнаруживает только химический анализ. Кислые породы с избыточной кремнекислотой, не выделившейся в виде кварца, обозначаются приставкой „окси“, означающей, что это породы кислые; название без этой приставки относится к соответствующим средним или основным породам. Эта приставка может быть заменена и прилагательным кислый непосредственно. Так, кислый порфир или оксипорфир, кислый порфирит или оксипорфирит, кислый кератофир или оксикератофир соответствуют по теперешней терминологии кварцевым порфирам, кварцевым порфиритам, кварцевым кератофирам, в которых лишь потенциальный кварц. В тех случаях, когда мы имеем дело с терминами, в которых отсутствует прилагательное кварцевый, как например, дациты, липариты, можно поступать двояко: либо считать, что дацит, липарит и т. п. предполагают уже наличие реального кварца, и в таком случае отделять соответствующие породы с потенциальным кварцем вышеуказанной приставкой: оксидациты, оксилипариты; либо следовать приему Белянкина — и это пожалуй более рационально — и считать, что дацит, липарит и т. п. означает породы с потенциальным кварцем, т. е. что здесь приставка „окси“ подразумевается, и употреблять прилагательное „кварцевый“ в тех случаях, когда кварц действительно выделился.

Поэтому мы впредь будем называть кислыми кератофирами (оксикератофирами), кислыми порфирами (оксипорфирами), кислыми порфиритами (оксипорфиритами) соответствующие породы, в которых наличие избыточной свободной кремнекислоты обнаруживается только анализом, т. е. породы с потенциальным кварцем. С этой точки зрения лавы, которые были названы кварцевыми трахитами, следует называть окситрахитами, или кислыми трахитами. Точно так же андезитодациты являются кислыми андезитами. Большая часть карадагских кератофиров с этой же точки зрения заслуживает названия оксикератофиров, или кислых кератофиров, а не кварцевых кератофиров, под каковым названием следует подразумевать лишь кератофиры с реальным, а не потенциальным кварцем.

Среди интрузивных пород, повидимому, нет типа, который точно соответствовал бы кератофирам. Поэтому можно согласиться с Уэльсом,¹ что название кератофиры следует применять как к эффузивным, так и к интрузивным членам этой формации. Так же смотрели на это и Гюмбель и Кокс.² С этой точки зрения можно говорить о кератофировой формации, как о некоторой определенной петрографической группе, которая отли-

¹ The nomenclature of the spilite suite. A. Wells. I. The keratophyric rocks. Geol. Mag., 1922, LIX, p. 346.

² A. H. Cox. Report of the British Association. Birmingham, 1913, 496. Q. Y., LXII, 316.

чается своей определенной физиономией. Лейкократовый характер, палеотипный облик, являющийся вероятно в большинстве случаев результатом протопневматолитических процессов (то, что Усов называет диагенизированными породами), господство альбита — вот характерные признаки этой формации. Следует также отметить незаметные переходы от средних типов к кислым, от чисто альбитовых к альбитоплагиоклазовым или ортоклазовым, наконец, частое геологическое сочетание кератофиров с другими, более основными альбитовыми породами, каковы спилиты, щелочные андезиты, диабазы.

Формация кератофиров в петрографической систематике должна занять место среди пород кислой магмы и ее производных, соответствуя до известной степени адамеллитам, липаритодацитам и некоторым дацитам, отличаясь от них, однако, своей определенной физиономией.

Кератофировая формация Хоба-тепе и Карагача в тесном смысле слова обнимает собственно кератофиры и оксикератофиры; последние значительно преобладают. Вместе с тем кератофировая формация геологически и петрографически связана здесь с формацией спилитовой. Геологическое сообщество кератофиров и спилитов отмечалось уже не раз: вспомним Уэльса, Бенсона, Сундиуса и др. Есть основание думать, что эта связь является не случайной особенностью того или иного района, а свойственна этим породам, как типичное для них явление. Можно поэтому говорить вообще, и для Карадага в частности, о спилито-кератофировой формации, так же как мы говорим о габбро-перидотито-пироксенитовой формации, о габбро-анортозито-сиенитовой формации и т. п. Если не задаваться вопросом о генетической связи этих двух типов лав, основных и кислых, а констатировать лишь существование геологических сообществ, то можно прийти к заключению, что такая сопряженность основных лав с кислыми и средними не ограничивается типом натровых палеотипных излияний спилитов и кератофиров, а быть может представляется общим или, по крайней мере, широко распространенным явлением. Вспомним сочетание базальтов и трахитов на островах Тихого океана, базальтов и липаритов на Исландии, андезитобазальтов, андезитов и липаритов на Ахманганском плато в Армении, на Алагезе и другие аналогичные случаи. На Карадаге эта геологическая связь сопровождается также связью химической — и спилиты и кератофировые породы имеют приблизительно одинаковое содержание щелочей и все являются породами натровыми — и связью петрографической, т. е. существованием таких переходных звеньев, которые занимают промежуточное положение между спилитами и кератофирами: это те породы, которые названы кератоспилитами. В поле во многих случаях кератоспилиты неотличимы от кератофиров и оксикератофиров, как неотличимы и кератофиры от оксикератофиров. Под микроскопом кератоспилиты своими хлоритизированными полевошпатовыми вкрапленниками и микролитовой основной массой ближе примыкают к спилитам, чем к кератофирам.

Таким образом спилито-кератофировая формация, и геологически и петрографически составляющая одно целое, обнимает следующие породы: спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры, палеолипариты; из этих пород наиболее склонными к пузыристой миндалевидной фации являются спилиты.

Альбитизированные лабрадоры представляют сложную и разнообразную картину пятнистости. При идиоморфизме вкрапленников они под микроскопом представляют мозаику сравнительно незначительных чередующихся участков свежего полевого шпата с сильным преломлением, (лабрадор обыкновенно № 54—55) и мутного с более слабым преломлением (альбит от 0 до 5, иногда 9—10). При сложном узоре пятнистости трудно сказать, что является включением и что хозяином; принимая, однако, во внимание, что наружные очертания вкрапленников обыкновенно определяются свежим полевым шпатом, следует считать, что он и является хозяином; мы имеем здесь сложную картину простой пневматолитической альбитизации лабрадора. Направление трещин спайности, как это отмечает А. А. Никонов, одно и то же как в лабрадоровых, так и в альбитовых участках.

По внешнему своему облику кератофировые породы Карадага довольно однообразны. Это серо-бурые порфировидные породы с афанитовой основной массой и с вкрапленниками полевого шпата. Миндалевидное строение наблюдается сравнительно редко. Под микроскопом однако обнаруживается некоторое разнообразие микроструктуры, которое выражается, главным образом, в характере основной массы, также в относительных количествах вкрапленников. По характеру основной массы можно установить три типа: один из них наиболее распространенный, поэтому и называемый нами обыкновенным — желтовато-серая основная масса, иногда с серыми пятнами или черными зернами, состоит из аморфного базиса, более или менее значительно преобладающего над микролитами; но базис обыкновенно расстеклован, а основная масса приобретает тогда фельзитовый или микрофельзитовый облик; этот тип можно назвать аповитрофировым; второй отличается литоидитовой основной массой, которую можно назвать фельзодацитовой; наконец третий богат полевошпатовыми микролитами, которые придают породе палеотрахитоидный облик, так что можно говорить о палеотрахитах или оксипалеотрахитах. По количеству и распределению вкрапленников различаются два типа: один из них содержит не очень многочисленные вкрапленники, распределенные по одиночке; второй отличается резко гломеропорфировым строением. Этот гломеропорфировый тип пользуется значительным распространением в Хобатепе: вкрапленники образуют кучки-группы из нескольких, иногда многих вкрапленников. Если принять во внимание, что эти полевошпатовые вкрапленники отличаются полным идиоморфизмом и не обнаруживают никаких признаков каких-нибудь механических повреждений, невольно надо притти к заключению, что эти вкрапленники росли в магме, в ней группировались

кучками в силу взаимного притяжения, и что для них исключается возможность экзогенного происхождения, согласно Боуэнскому толкованию. Этот гломеропорфировый тип наблюдается в тех оксикератофирах, которые содержат первичный мутный, иногда бурый альбит и лишь изредка в тех, которые содержат пятнистые полевые шпаты.

Полевошпатовые вкрапленники, как отчасти уже указано выше, принадлежат к трем разным типам. Наиболее характерным и наиболее распространенным является только что упомянутый тип первичных крупных идиоморфных альбитов, мутных, бурых или серо-бурых, но без агрегационной поляризации. Второй тип — это пятнистые вкрапленники, представляющие сочетание свежего лабрадора и мутного альбита, и, наконец, в третьем типе мы имеем сероватомутные запыленные вкрапленники.

Типичным для кератофиров полевым шпатом является альбит. Но еще Мюгге было подчеркнуто, что полевые шпаты кератофиров часто являются пятнистыми, т. е. представляют сложное прораствание двух полевых шпатов. В богатых щелочами кератофирах, как например, так называемых Леннепорфирах, мы имеем прораствание альбита и калиевого полевого шпата; в более бедных щелочами кератофирах, каковыми являются породы Хоба-тепе в группе Карадага, мы имеем прораствание альбита и основного плагиоклаза (лабрадора), причем в пределах одного и того же массива, как показывает пример Хоба-тепе, встречаются и чисто альбитовые, альбитолабрадоровые и даже ортоклазовые кератофиры.

В пятнистых полевых шпатах и свежие и мутные пятна часто гаснут одновременно. Микротиновые участки имеют больший показатель преломления, чем мутные; первые принадлежат лабрадору, вторые альбиту. В пятнистых полевых шпатах наружная каемка часто образована микротиновым основным плагиоклазом, например, в № 554.

В некоторых кератоспилитах альбит имеет каемку основного плагиоклаза и микролиты принадлежат лабрадору: таковы №№ 267 и 280. Вот, что пишет о № 267 А. А. Никонов, исследовавший его полевые шпаты. „В гиалопилитовой основной массе включены широкие вкрапленники, иногда с полисинтетической двойниковой штриховкой и в противовес микротиновым микролитам сильно хлоритизированные. Они имеют идиоморфные очертания и имеют наружную светлую каемку плагиоклаза. Некоторые вкрапленники имеют пятнистое строение. По универсальному методу был определен альбит № 10, и линия Бекке для мутных ядер также дала $n < 1.54$. Особенно интересным оказался один разрез. В нем нет обычной пятнистости, однако ясно выступает контраст двух полевых шпатов, причем мутный без резкого рельефа, а по краям широко каймой расположен зональный водянистопрозрачный полевой шпат, образующий не сплошную кайму, а как бы дугообразно развитые в альбите кристаллы. На Федоровском столике получено для ядра № 7, а для зонального плагиоклаза №№ 78—85. Изучение этого разреза показывает, что альбит сохраняет протоморфные очертания в некоторых местах, а в других

резорбирован. Там, где сильна резорбция, там и битовнит имеет неправильное ограничение и включает участки мутного полевого шпата. Получается как бы обычная для других образцов пятнистость. В пятнистых участках спайность альбита и битовнита совпадает, а в других участках она ориентирована различно. В альбите наблюдается волнообразное погасание; в альбитовом ядре нормальный угол оптических осей $2 = +79^\circ$. Для микролита Федоровский столик дал № 68, а максимальное погасание в симметричной зоне № 69“ (фиг. 46).

Нельзя не отметить еще одной особенности некоторых полевых шпатов, например в миндалевидной кератофировой породе № 277. Полевешпатовые вкрапленники имеют здесь краснобурый мутный облик, но при скрещенных николях дают нормальное погасание без агрегационной поляризации. Не есть ли это какое-то физическое перерождение? Подробности определения полевых шпатов приводятся ниже (см. стр. 59).

Все кератофиновые породы бедны пироксеном. В некоторых его совершенно нет (может быть его и не было, или он хлоритизирован), в других его немного и он является в виде спорадических микровкрапленников. По оптическим признакам это обыкновенно авгит и лишь изредка эгирин-авгит.

В полевых шпатах некоторых из этих пород следует также отметить хлоритизацию и кальцизацию. Но хлоритизация особенно резко сказывается в кератоспилитах и спилитах.

Наконец, следует упомянуть еще микроксенолиты. Эти микроксенолиты имеют микролитовую основную массу и содержат вкрапленники; в одном случае, в № 275, наблюдался вкрапленник, по форме принадлежащий к видоизмененному оливину. Общий характер этих микровкрапленников говорит об их принадлежности к спилитам или кератоспилитам и следовательно о том, что оксикератофиры и кератофиры, которые содержат эти микроксенолиты, ассимилировали эти породы и очевидно моложе их.

Из пород кератофировой серии было приготовлено большое число препаратов. Хотя некоторые из них и представляют индивидуальные особенности, большинство обнаруживает некоторый общий семейный тип, который и должен считаться для них характерным. Поэтому мы ограничимся лишь кратким описанием некоторых из шлифов, в которых эти семейные признаки нашли себе определенное выражение.

Типичным представителем кератофиров является порода, образующая западную стену массива Хоба-тепе в Львиной бухте. Образец, взятый в верхней части этой стены (№ 687), имеет трахитовую основную массу и содержит сероватомутные вкрапленники альбита; пятнистые полевые шпаты здесь отсутствуют. Микролиты тоже альбитовые. Ближе к этому типу подходят и образцы № 16 и № 17 (первая от моря и вторая гряда в восточной части Львиной бухты).

Некоторые образцы содержат миндалины, как например № 13, один из утесов над Львиной бухтой.

Интересен образец с так называемой Ложи Хоба-тепе № 18-С который был анализирован. Во-первых, следует в нем отметить значительные гламеропорфировые скопления полевошпатовых вкрапленников. Такое гламеропорфировое скопление встречается во многих кератофировых породах Хоба-тепе и, повидимому, приурочено к тем из них, которые отличаются первичными, сравнительно крупными идиоморфными буроватомутными альбитами, без всяких следов лабрадора. Во-вторых, большое количество апатита в полевом шпате, наконец, присутствие авгита. Лабрадор отличается замечательно чистым микротиновым обликом, а альбит — мутный. По линии Бекке различие показателей преломления у обоих полевых шпатов между собой и по сравнению с канадским бальзамом устанавливается с легкостью. Господствуют свежие кристаллы основного плагиоклаза, по определению на Федоровском столике № 52, пятнистость придают ему включения и прорастания, иногда с грубой зональностью, альбита № 5.

№ 273 отличается тем, что в нем есть ортоклаз. Вкрапленники по преимуществу альбит; микролиты тоже альбит (№ 0 до 6). Крупные вкрапленники превращены в анальцим. № 688 — полевые шпаты, запыленные, заключают ядро красного вещества с агрегационной поляризацией. Интерсертальная структура. №№ 272, 273, 275 — все три более или менее богаты полевошпатовыми вкрапленниками. Вкрапленники идиоморфны, в № 272 и № 275 мутны, в № 273 стекловаточисты, но испещрены включениями или пятнисты. Вкрапленники разбросаны в одиночку, но местами встречается и гламеропорфировая кучка; в № 275 такое гламеропорфировое пятно состоит не только из полевого шпата, но содержит и авгит. Авгит среди вкрапленников встречается очень редко. В № 272 авгит пестрый, но есть бурые выделения, которые можно принять за продукт изменения авгита; изредка идиоморфные псевдоморфозы. В № 275 встречается светлозеленый авгит. Основная масса в № 272 и № 275 фельзитовая, испещренная буроватосерыми рудными зернышками. В № 273 несколько более бурая и немного более крупнокристаллическая.¹

При более сильном увеличении ясно обозначаются толстые полевошпатовые микролиты и получается ортофировый, в № 273 палеотрахитовый облик. При еще более сильном увеличении в № 272 основная масса полнокристаллическая, преобладают полевошпатовые микролиты (широкие) и их поперечные сечения, но вся основная масса испещрена бурыми ярко поляризующими неправильными выделениями, тождественными с теми, которые образуют псевдоморфозы по авгиту. В простом свете они бесструктурны, или слегка волокнисты, в поляризованном часто обнаруживают агрегационную поляризацию: в крупных выделениях — псевдоморфозы по авгиту, при определении каковых обнаруживаются агрегаты волокнисто-сферолитовые, дающие в параллельном свете темный крест.

¹ По структуре и по химическому составу обр. 273 стоит близко к трахитам, почему и помещен в соответствующие химические таблицы.

Трудно решить, имеем ли мы здесь продукты видоизменения стекловатого базиса или пироксена, — скорее второе.

В № 275 основная масса целиком полевошпатовая с многочисленными рудными мелкими вкраплениями.

Самой щелочной из всех кератофировых пород, и вообще из всех пород Карадага, является порода (№ 46 1924 г.), слагающая значительную часть той большой крутой стены (т. наз. Б. Стена) которая возвышается перед западным склоном Святой горы. По химическому составу, как показывает анализ, порода представляет настоящий оксикератофир, в котором пересчет, если считать все на полевые шпаты и бисиликаты, дает 22% свободной кремнекислоты. Этот пересчет сделан в предположении, что все кали входит в состав калиевого полевого шпата.

Среди кварцевых кератофиров можно найти много примеров, близко подходящих к нашей породе. Особенно близки к ней анализы кварцевого кератофира из Фихтельгебирге (приведенный у Розенбуша-Озанна на стр. 366, № 20) и кварцевый кератофир из Массачузетса (анализ приведен у Вашингтона, стр. 150, № 8).

Для этой породы было сделано два анализа; они несколько разнятся между собой, но оба дают один и тот же тип; если взять среднее из обоих анализов, то мы будем вероятно ближе всего к истине.

Так как эта порода была первой из кератофировой серии, с которой нам пришлось познакомиться, то было обращено особое внимание на ее полевой шпат, который был выделен и проанализирован. Анализ дает альбит с довольно высоким содержанием кали и ничтожным содержанием анортитовой частицы, а именно Ab — 84.17%, Or — 13.01%, An — 2.31%.

Из видоизменений, которые обнаруживают полевые шпаты кератофиров, следует отметить следующие. В некоторых случаях вкрапленники полевых шпатов частично превращены в красно-бурое облаковидное аморфное вещество, залегающее пятнами в средней части кристалла, а не по краям. При скрещенных николях это вещество ничем не отличается и кристалл ведет себя как обыкновенный свежий кристалл; возможно, что это какое-то физическое перерождение.

В некоторых породах из кератофировой формации, а именно в кератоспилитах, полевые шпаты превращены в какое-то черное непрозрачное вещество, причем остается свежей лишь узкая наружная каемка. При сильных увеличениях можно констатировать, что это на вид зелено-серое, или даже черное вещество представляет очень мелко чешуйчатые агрегаты темнозеленого хлоритового вещества (фиг. 51). Это явление напоминает указание Розенбуша-Озанна на чернильно-черные полевые шпаты в некоторых кварцевых кератофирах, например, Ластау в долине Мульды (стр. 367).

По окраске и микроскопическому облику полевошпатовых вкрапленников кератофиры Хоба-тепе как-будто представляют два типа: в одном — полевые шпаты бурые и основная масса обыкновенно фельзитовая,

в другом — верые, запыленные полевые шпаты, и основная масса обыкновенно микролитовая, приближающаяся к трахитовой или к андезитовой; в этом типе обыкновенно есть и авгит.

В кератофировой серии Хоба-тепе имеются породы различной кислотности в пределах от 58% до 73% кремнекислоты. Было сделано довольно много определений кремнекислоты, которые показали, что приморская гряда сложена из пород с содержанием кремнекислоты в среднем около 57%, в отдельных случаях не больше 64% или 65%. С другой стороны, внутренние гряды имеют в среднем содержание кремнекислоты 69—70% и более. Если вся эта кератофировая серия действительно поставлена на голову и приморская гряда является нижней — а еще более нижней спилитовая и кератоспилитовая, — а внутренние скалы Хоба-тепе верхней частью древнего кератофирового излияния, то приходится допустить, что здесь произошла дифференциация в жидком виде. Дифференциация сказалась в обогащении верхней части кремнекислотой.

Дифференциация по удельному весу в жидком состоянии происходит иногда и в эффузивных магмах в более или менее резкой степени, и притом не в форме кристаллизационной дифференциации. Так Дэли указывает, что в 1874 г. на острове Réunion одновременно извергались с вершины авгитовый андезит с 57.44% SiO_2 и уд. в. 2.19, а из трещины на склоне оливиновый базальт с 48.98% SiO_2 и уд. в. 2.97. На Маука Кеа мы имеем внизу оливиновый базальт, выше бедный оливином базальт и авгитовый андезит, а на вершине лаву, близкую к трахидолериту.

Кремнекислота в кератофировой серии Хоба-тепе

№№	Приморская гряда	№№	Внутренние гряды
275	65.24%	18-с	72.84%
11/24 г.	58.32	95	69.28 „
272	64.78	556	70.90 „
273	61.21	553	69.32 „
21/29 г.	63.37	92	68.42 „
24/29 „	62.28	93	73.32 „
28/29 „	64.74	81	64.01 „
26/29 „	62.28	991	73.09 „
22/29 „	64.24	Среднее 69.7%	
36/29 „	65.20		
687	66.62		
274	63.69	Примечание: Номера жирным шрифтом относятся к образцам, взятым с лодки у самого моря.	
554	62.17		
17	66.49		
16	65.49		
558	65.05		
Среднее 62.63%			

В кератофировой формации Хоба-тепе и Карагача преобладают оксикератофиры; но по внешнему виду от них (Хоба-тепе) неотличимы собственно кератофиры (не кислые). Однако некоторые кератофиры, установленные по химическому анализу, при известном навыке отличаются и в поле, как например № 1 на Карагаче, лава Мономаха и некоторые другие.

Остановимся вкратце на них.

Собственно кератофиры, т. е. средние кератофировые породы, а не кислые кератофиры, встречаются на Карадаге спорадически. Сюда принадлежит порода, слагающая некк Ивана Разбойника, затем эллипсоидальный выход на гребне Карагача, также поток на Шапке Мономаха и некоторые породы Магнитного хребта. Весьма вероятно, что кератофиры встречаются и в других местах и между прочим и в массиве Хоба-тепе; но так как отличить их от оксикератофиров трудно, а иногда и невозможно без химического анализа, они обнаружены только в немногих местах, откуда есть анализы.

По их химическому характеру кератофиры можно рассматривать, как палеотипные натровые трахиандезиты.

Характеристика каждой из проанализированных лав этой группы в кратких чертах сводится к следующему.

Лава, слагающая массивчик на вершине Карагача (№ 1) серая, в верхней части кое-где пузыристая, что свидетельствует о том, что порода действительно экструзивная, а не интрузивная. Это резко натровая порода, по своему химическому составу почти тождественная с андезитотрахитом, но несколько более кислая. Среди щелочных андезитов натрового ряда к ней близко подходит лава с Тенерифы (№ 9 у Розенбуша-Озанна стр. 416).

Пересчет анализа дает для полевого шпата № 11, а если отбросить кали, то № 12. Непосредственное определение по Федорову дало № 10 до № 13. Микролиты в значительной степени не двойниковые с прямым погасанием, знак отрицательный.

Лава с Шапки Мономаха (№ 58-С) по своей кислотности подходит к андезитотрахитам. Из близких трахиандезитов можно указать породу из Адена, описанную Манассе, породу с Корсики, описанную Депра и некоторые другие. У Лагорио это, повидимому, анализ № 2, названный им пироксеновым андезитом. Пересчет анализа дает для полевого шпата № 12. Из всех рассматриваемых здесь эта порода, пожалуй, особенно характерна для кератофиров.

Порода № 283 с Ивана Разбойника еще более кислая, чем лава с Шапки Мономаха, тоже принадлежит к кератофирам. Полевой шпат по пересчету № 12—13.

Химический состав пород кератофировой серии освещен большим числом анализов, приведенных в главе 3-й, где дана и краткая химическая

характеристика как оксикератофиров, так и кератофиров. Поэтому ограничиваемся здесь лишь общим средним анализом:

Оксикератофиры

SiO ₂ — 67.83	
TiO ₂ — 0.63	
Al ₂ O ₃ — 14.18	
Fe ₂ O ₃ — 2.88	
FeO — 1.90	
MnO — 0.11	
MgO — 1.00	$\bar{R}O : SiO_2 = 1.20 : 7.23$
CaO — 2.62	$R_2O : RO = 1.26 : 1.17 (1 : 1) 9$
Na ₂ O — 4.22	
K ₂ O — 2.53	$\alpha = 3.43$
H ₂ O — 0.51	
П/пр. — 1.51	
P ² O ⁵ — 0.18	

Кератофиры

SiO ₂ — 59.37	
TiO ₂ — 0.76	
Al ₂ O ₃ — 16.25	
Fe ₂ O ₃ — 3.92	
FeO — 3.36	
MnO — 0.15	
MgO — 2.49	
CaO — 2.25	$\bar{R}O : SiO_2 = 1.20 : 7.23$
Na ₂ O — 4.87	$R_2O : RO = 1 : 1.2$
K ₂ O — 3.35	$\alpha = 2.42$
H ₂ O — 0.88	
П/пр. — 1.89	

Кератофиры с трахитом

SiO ₂ — 60.97	
TiO ₂ — 0.89	
Al ₂ O ₃ — 15.92	
Fe ₂ O ₃ — 4.47	
FeO — 2.39	
MnO — 0.13	
MgO — 2.26	
CaO — 3.18	$\bar{R}O : SiO_2 = 1.30 : 5.42$
Na ₂ O — 4.59	$R_2O : RO = 1 : 1.3$
K ₂ O — 3.37	$\alpha = 2.46$
П/пр. — 2.52	

Кератофиры без трахита № 11/24 г.

Na ₂ O — 5.40
K ₂ O — 1.40

Щелочи в кератофирах в среднем $R_2O = 7.96\%$ или 8.22% , а без № 11... 6.80% .

Пироксен входит в состав кератофировых пород в незначительных количествах и принадлежит к авгиту (Cn_g 35—44°, $+2V = 48—50^\circ$), например, в № 59 (Карагач). В № 72 оказался эгирин-авгит ($n_g - n_p = 0.025$ до 0.030), плеохроизм от зеленого до зеленовато-голубого.

Полевые шпаты в породах кератофировой группы¹

№№ образц.	Местность	Вкрапленники	Микро- литы	Определение
94/24	Хоба-тепе	5 57—58	—	Е. Н. Дьяконовой
95/24	„ „	3—5 56	—	
96/24	„ „	0—4 55—58	—	
18 С	„ „	5 52—54	—	
11/24	„ „	Санидин	—	
7	Магнитный хребет	0—8	3	А. А. Никонова
15/24	Львиная бухта	0	—	
21	Хоба-тепе	10	—	
71	„ „	0	0	
81	„ „	10 50	—	
232	Шапка Мономаха	0—5	0	
238	„ „	3—8	—	
272	Хоба-тепе	0—5 51—55	—	
273	„	0—2 50	0—1	
274	„	9 52—75	—	
275	„	0—9	2	
329	Магнитный хребет	6	29	
521a	Иван Разбойник	0—5 54—63	27	
540	Львиная бухта	0	—	
687	„ „	0—4	7	
695	Слон	0 55—63	—	
873	Большая Стена	0—2	0	
876	Шапка Мономаха	0—2	0	
882	Иван Разбойник	0—2	—	
877	Лобовый хребет	0	—	
683	Иван Разбойник	53—59	—	
691	Львиная бухта	0—5	—	
13	Львиная бухта	0 50—56	—	

¹ Здесь приведена лишь часть сделанных на Федоровском столике определений.

СПИЛИТЫ И КЕРАТОСПИЛИТЫ

Главными областями распространения спилитовых пород в группе Карадага являются Карагач и Магнитный хребет. На Карагаче эти лавы выходят непосредственно у уреза воды между пляжем Карадагской научной станции и Кузмичевым камнем, образуя в то же время несколько мелких гряд и массивчиков.

Спилиты выходят, кроме того, целой грядой, которая тянется здесь частью под водой, вплоть до Кузмичева камня. О том, что спилиты были прежде крупной единицей в составе этой части Карагача свидетельствует господство спилитов (мандельштейнов) в гальке, из которой сложен здесь пляж. Спорадически они встречаются и дальше вплоть до Львиной бухты, а затем в районе Магнитного хребта. В приморской части Хоба-тепе их нет, или они скрыты под водой.

Спилиты обладают, большей частью, мандельштейновым сложением. Миндалины выполнены либо кальцитом, либо хлоритовым веществом.

Местами спилиты на Карагаче богаты цеолитами, свидетельствующими о сильной поствулканической деятельности.

Довольно значительный выход спилитового мандельштейна резко выделяется в виде грибовидного останца на западном склоне Карагача, обращенном к станции. На некотором расстоянии от него имеются еще несколько более мелких обрывков прежнего значительного лавового потока; а многочисленная галька мандельштейнов, которой усеян здесь и дальше, по направлению к Кузмичеву камню, морской пляж, свидетельствует о том, что здесь некогда находился значительный по своим размерам поток, в большой мере уничтоженный денудацией. Другой обрывок находится на склоне Карагача, обращенном к Мономаху (№ 156).

В области Магнитного хребта спилитовые лавы выходят отдельными пятнами на его поверхности; наиболее значительное пятно это Магнитный камень (№ 62, 1924 г.). Ни в группе Хоба-тепе, ни в Кок-кае спилитовые лавы не встречены. Что касается массива Малого Карадага и Святой горы, то сюда, вероятно, надо причислить мандельштейны, выходящие у основания северного склона Святой горы над северным перевалом.

Кератоспилиты широко распространены в области Магнитного хребта и Гяур-баха, встречаются также и в Хоба-тепе.

Химический облик карадагских спилитовых лав иллюстрируется нижеследующими анализами, которые вместе с тем обнаруживают в этих лавах и некоторое разнообразие, о котором речь будет ниже: № 79/24 г., № 62/24 г., № 864, № 17/24 г., № 156.

Химический состав обнаруживает богатство спилитов натром и следовательно принадлежность их к той группе натровых пород Карадага, которая возглавляется кератофировой формацией. Как уже указано в главе о кератофировых породах, эти последние так тесно связаны со спилитами, и геологически и переходными звеньями (кератоспилиты), что

приходится говорить об одной общей спилито-кератофировой формации. Подобно кератофирам и спилиты характеризуются принадлежностью их полевого шпата к ряду альбита.

Спилиты	Кератоспилиты
SiO ₂ 44.36	53.98
TiO ₂ 1.05	0.41
Al ₂ O ₃ 16.31	16.13
Fe ₂ O ₃ 4.69	6.87
FeO 3.72	3.45
MnO 0.52	—
MgO 3.79	2.00
CaO 10.38	4.07
Na ₂ O 3.60	— 5.70
K ₂ O 1.39	1.19
CO ₂ 5.18	—
H ₂ O 1.44	—
П/шр. . . . —	—
RO : SiO ₂ = 1.62 : 3.92	RO : SiO ₂ = 1.43 : 4.41
R ₂ O : RO = 1 : 3.9	R ₂ O : RO = 1 : 1.9
α = 1.69	α = 2.01

Плагноклазовые вкрапленники кератоспилитов и отчасти спилитов обыкновенно почти нацело хлоритизированы. Слабо поляризующее хлоритовое вещество в некоторых случаях при слабом увеличении имеет темный, почти черный цвет, так что такие хлоритизированные полевые шпаты выделяются резкими черными, крупными и более мелкими кристаллами на фоне породы. Обыкновенно свежей остается лишь тонкая наружная каемка; иногда каемка более широкая и в таком случае внутри кристалла имеются свежие участки.

Хлоритизация приурочена к лабрадору; альбитовые спилиты обнаруживают не хлоритизацию, а пелитизацию микролитов, отчасти и вкрапленников.

Для спилитов характерно богатство натрием, а следовательно господство альбита или олигоклазальбита среди его полевых шпатов; характерны для них также особенности облика и состава, говорящие за магматический автометаморфизм или автокатализ, наконец, обычное сочетание спилитов с кератофировой серией. Для настоящих спилитов характерна также и их афировая структура, получившая от них свое название. Наконец, в геологическом отношении типичным для спилитов является их подводное происхождение. В химическом отношении спилиты соответствуют в общем эссекситовой магме; но не все эффузивные породы этой магмы могут претендовать на название спилитов. Так, разные натровые диабазы (альбитовые, эссекситовые, тералитовые диабазы, которые тоже соответствуют эссекситовой магме и во многих случаях тоже ассоциированы с кератофирами) не должны быть называемы спилитами, от которых они отличаются своей офитовой структурой и часто отсутствием

резких протопневматолитических явлений. Мы придаем значение структуре спилитов не только потому, что она действительно для них характерна, но и потому, что самый термин, как известно, первоначально имел именно структурное значение. Не следует, конечно, забывать, что спилитовая структура сама по себе не является достаточным признаком для отнесения лавы к спилитам, так как эта структура может встречаться и в таких лавах, которые по отсутствию других характерных признаков, к спилитам отнесены быть не могут.

К вопросу о спилитах возвращались и возвращаются разные авторы: и точки зрения их не всегда сходятся, в особенности относительно условий образования альбита. Одни считают его за минерал первичный, другие рассматривают альбитизацию, как процесс вторичный, третьи относят альбитизацию к последней стадии магматического процесса, т. е. к так называемому протопневматолиту. Наконец, некоторые авторы, допускают и первый и третий случай. Сторонником первичного альбита является Белянкин, впервые подчеркнувший значение альбитовых диабазов на Кавказе.

Нет необходимости рассматривать здесь всю литературу этого вопроса. Для карадагских кератофировых пород нам представляется несомненным во многих случаях первичное происхождение альбита, в других протопневматолитическое.

В самое последнее время Сундиус отвергает необходимость автометаморфизма и считает альбит первичным минералом, а не результатом автометаморфического видоизменения основного плагиоклаза. В другом месте, правда, говорится о магматическом превращении в альбит первоначального олигоклазальбита.

Дьюи и Флетт связывают образование подушечной отдельности с застыванием лавового потока под водой, т. е. считают, что эта структура получается в том случае, если лавовый поток вливается в водный бассейн. Льюис отрицает значение воды и приводит в своем обзорном очерке примеры шаровой лавы, застывающей на суше. В русской литературе в последнее время дважды подходили к спилитам с точки зрения их систематического положения и классификационного значения: Усов относит спилиты к породам диагенезированным, а особая Комиссия по номенклатуре при Петрографической секции Геологического комитета установила такое понимание: спилит и альбитовый диабаз синонимы, но спилит — термин петрографический, а альбитовый диабаз — геологический.

К характерным признакам спилитов относят, как известно, особенно после работы Дьюи и Флетта, характерную шаровую структуру этих лавовых потоков, известных в английской литературе под названием *pillow lava*. Нельзя, однако, не согласиться с Уэльсом, что шаровая структура сама по себе тоже не является достаточным признаком для отнесения лавы к спилитам, так как она встречается и в других лавовых формациях, поскольку они являются подводными извержениями — если

действительно верно наше представление о том, что шаровая структура лавы есть следствие особых условий ее застывания под водой. Мы склонны считать, что настоящая подушечная структура возникает действительно только при застывании лавы под водой.

Возможно, что и среди лав застывающих под водой есть два типа, отвечающих волнистой и глыбовой лавам наземных извержений, а именно шаровая и брекчиевидная; эта последняя получается путем процесса, который англичане называют *auto-brecciation*.

Напомним связь между волнистой лавой наземного извержения и шаровой структурой подводной лавы, а именно наблюдения Т. Андерсона на вулкане Матавану (Савайи), где волнистая лава, спустившись в море, приобрела шаровую структуру. Глыбовая лава дала бы в этих условиях, особенно под влиянием притока нового лавового материала, первично-брекчиевидную лаву (*auto-brecciation*). Однако не подлежит сомнению, что иногда и в наземных потоках могут получаться близкие к этому или быть может даже тождественные структуры. В этом отношении очень характерны наблюдения над лавами Килауэа. Интересный пример шаровой лавы (*ball lava*) изображен в журнале *Monthly Bull. Hawaiian Volc. Observ.*, XIII, № 6, June, 1925, fig. 13, 14, 15. Это поток 1923 г. Капапала, к юго-западу от Килауэа. Описание его такое: это были обломки лавы на склоне трещины, превращенные в шары путем смешения с поднявшейся лавой. Смесь шаров и новой лавы покрывала (*overflowed*) трещину.

Лавы, обладающие шаровой структурой, приобретают иногда облик обломочный, мы имеем перед собою породу, в которой есть как бы два структурных элемента: шары и связывающий их цемент. Таков, например, облик шаровой лавы, слагающей Магнитный камень. Однако, не только внимательное рассмотрение породы в поле, но и химический состав шаров и „цемента“, оказавшиеся практически тождественными, убеждают нас в том, что мы имеем перед собой не обломочную породу, а настоящую шаровую лаву, в которой лишь благодаря выветриванию пограничные участки шаров производят впечатление цемента.

Однако, иногда шаровая лава может перейти в настоящую вулканическую брекчию и между этими двумя типами лав могут быть переходы.

Разными авторами описаны спилиты, которые не подходят под обобщение Дьюи и Флетта, утверждающее, что все спилитовые породы — альбитовые лавы. Так, можно упомянуть чешские спилиты (доклад Славика на Конгрессе в Мадриде), спилиты с подушечной структурой из Норвегии между Ставангером и Тронтьемом.¹

Вопрос о спилитах до сих пор в петрографии не разрешен. Англичане видят в спилитах особый тип лавы, между тем как американские

¹ V. M. Goldschmidt. Uebersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Tronhjem. Vidensk. Skrifter, 1916, № 2.

петрографы совершенно отвергают эту группу и даже самый термин спилиты. И среди английских петрографов нет единодушия во взглядах на природу спилитов. Наиболее правильным представляется нам взгляд Уэльса,¹ к которому мы с некоторыми видоизменениями в значительной степени примыкаем.

Проанализировав в очень содержательной статье все признаки спилитов, Уэльс приходит к заключению, что спилиты являются производными от натровой магмы, богатой летучими составными частями, которые принимали участие в кристаллизации магмы до самого конца; спилиты являются, следовательно, с этой точки зрения лавами в значительной степени автометаморфизованными. Совершенно справедливо он отмечает, что хлоритизация, кальцинирование и разные другие процессы изменения, которыми характеризуются как полевые шпаты, так и пироксены и основная масса спилитов, нельзя рассматривать как проявления вторичного позднейшего изменения породы; следовательно мы имеем здесь не вторичные продукты, а первичные образования того типа, который один из нас называет протопневматолитическим. В частности образование альбита или олигоклаза альбита Уэльс приписывает избытку CO_2 , отвлекающему известь. Спилитовые породы Карадага вполне подтверждают такой взгляд. Другое соотношение, которому Уэльс придает значение с точки зрения петрогенезиса, это тесная связь спилитов с кератофирами и кислыми кератофирами, которые являются вместе со спилитами производными от одной и той же магмы. Эта связь существует и на Карадаге. Мы полагаем, что кератофиро-спилитовую группу пород можно рассматривать как настоящую петрографическую формацию (мы предпочитаем этот термин, давно применяемый одним из нас, термину Уэльса „свита“).

Спилиты, описанные Славиком и Кетнером² не альбитизированы и, кроме того, обнаруживают довольно резкую дифференциацию: масса, цементирующая шары, имеет состав пикрита. В этом отношении эти спилиты отличаются от обычных спилитов, в которых шары соприкасаются между собой без цемента, и представляют пример того, что одним из нас в свое время было названо сферотакситом. Эти спилиты имеют, кроме того, вариолитовую структуру, которая описана также Тимофеевым на спилитах о. Суисари на Онежском озере.

Шаровая структура, т. е. *pillow structure* является, вообще говоря, формой отдельности и ее образование связано с застыванием под водою. Поэтому в обычных случаях не наблюдается никакой дифференциации и, в сущности говоря, нет цемента между шарами. Однако имеются и такие случаи, когда шаровая структура связана с более или менее резкой дифференциацией и обособлением цемента. Таков спилит, описан-

¹ A. K. Wells. The nomenclature of the spilite suite. The problem of the spilites. Geol. Mag., LX, 1923, p. 62.

² R. Kettner et F. Slavik. Nový profil v algonkiu u kambriu tejtovikém. Rozpravy II Tridy Česke Akad., XXXVIII, № 10.

ный Славиком¹ из Чехословакии; такова также шаровая лава из Рошки на Кавказе, описанная одним из нас.² И та и другая представляют резкую дифференциацию и вполне подходят под понятие сферотаксита, как оно было сформулировано уже очень давно.³ И таким образом устанавливается связь между шаровыми лавами, как чисто физическим типом, и дифференцированными шаровыми лавами, которые принадлежат уже к группе такситовых лав.

Широким распространением пользуются, по Рейнингу⁴, верхнедевонские шаровые диабазы в области Вестервальдской железной дороги между Херборном и Дридорфом. Образование шаровой структуры он приписывает растрескиванию лавы при сильных подводных извержениях. Быть может правильно такие породы не называть спилитами, не считая достаточным для этого признаком подушечную структуру.

Если при нашем понимании спилитов для них являются характерными сравнительно высокое содержание натра и существенная роль альбита среди полевых шпатов, то из этого все-таки не следует, что к спилитам в широком смысле слова должны быть относимы только те лавы, в которых полевой шпат исключительно альбит или олигоклаз-альбит и в которых при сравнительно высоком содержании натра кали играет совершенно второстепенную роль. Среди спилитовых лав Карадага имеются такие, в которых наряду с альбитом есть не только лабрадор, но и ортоклаз, и в которых соответственно высокое содержание кали. Такова, например, лава на западном склоне Карагача, образующая так называемый „гриб“. Как показывает приведенный ниже химический анализ (№ 864), мы имеем перед собой породу, которая значительно богаче кали, чем обычные спилиты; и это сказывается на минералогическом составе. Полевые шпаты здесь и калиевые и натровые; вкрапленники представлены ортоклазами (2 V около 65°, иногда до 48°, знак отрицательный) с альбитовой оторочкой, микролиты принадлежат анортотлазу (погасание на M от 6° до 10°, знак —); показатель преломления меньше канадского бальзама. Эта лава отличается от всех остальных спилитовых пород Карадага.

Пересчет спилита № 864 на минералогический состав

	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂		
	0363	0666	0508	1460	7518		
Ab . . .		0666		0666	3996	5328	54.52%
An . . .			0431	0431	0862	1724	17.31 „
Or . . .	0363			0363	2178	2904	29.16 „
							100.99%

¹ F. Slavik. Compte Rendu XIV Congr. Géol. Intern. Madrid, 1926.

² Ф. Левинсон-Лессинг. Петрографическая часть в книге Иностранцева „Через Главный Кавказский хребет“, 1896, стр. 186.

³ F. Loewinson-Lessing. Note sur les taxites et les roches clastiques volcaniques. Bull. Soc. Belge de Géol., V, 1891, 103.

⁴ E. Reuning. Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf. N. J., Beil., Bd. XXIV, 1907, p. 390.

Следует ли оставлять эти лавы в группе спилитов и не правильнее ли выделить их в особый тип? Нет сомнения, что сторонники новых названий и очень дробного деления типов горных пород на мелкие единицы не задумались бы выделить эти лавы под особым названием. Однако, не покидая того пути, по которому один из нас следовал в этом вопросе в течение всей своей петрографической деятельности, мы полагаем, что такие лавы можно оставить в группе спилитов, к которым они подходят по всем остальным своим признакам, и что достаточно выделить их под названием калиевых спилитов; следует только помнить, что в этих породах кали не замещает весь натр целиком, а только играет более существенную роль, чем в обыкновенных спилитах.

Сундиус¹, правда, подчеркивает в числе признаков характерных для спилитов, незначительное содержание в них кали; это в общем верно, но повидимому не всегда.²

И Уэльс и Сундиус считают характерным некоторый недостаток глинозема, чем будто бы, несмотря на достаточно высокое содержание извести, объясняется отсутствие известкового полевого шпата и, наоборот, высокое содержание закиси железа и титановой кислоты.

Настоящие спилиты Карадага — породы натровые, альбитовые. Но в низовьях Карадага у самого моря и отчасти уже в воде выходят породы, близко примыкающие к спилитам, но с основным плагиоклазом, а не альбитом. Спилиты Карадага характеризуются хлоритизацией аморфной части основной массы и полевошпатовых вкрапленников, где таковые имеются.

Сюда же примыкают и некоторые кератоспилиты, например № 262 из Сердоликовой бухты; микролиты в нем значительные: внутренняя зона № 53, наружная № 35 (погасание на $M=28^\circ$ и 17° ; для внутренней зоны Федоровская диаграмма дает № 55). Вкрапленники № 56—60.

		Микролиты (внутр. зона)	Вкрапленники
Определения Н. Л. Дилакторского	}	36	35.5
		61	59
		14	73.5

Термин спилиты до сих пор еще применяется разными авторами в разном значении. В частности нет даже единодушия в вопросе о том, являются ли спилиты породами эффузивными или интрузивными. Так, Эскола³ считает сегозерские спилиты Карелии за интрузивные, но Елисеев⁴ отмечает их эффузивное происхождение лишь с офитовой

¹ Сундиус (см. выше) считает, вообще говоря, характерным для спилитов незначительное содержание кали (около 0.75%), меньше, чем у диабазов и базальтов (около 1.52%).

² Когда наша работа уже была набрана, мы натолкнулись на статью Сарджента, в которой среди лав карбонового возраста в Англии также описывается тип калиевых спилитов. H. Sargent. On a spilite facies of lower carboniferous lavafloes in Derbyshire. Quart. Journ. Geol. Soc., 73, 1917.

³ P. Eskola. Fennia, 1925, № 45.

⁴ Н. А. Елисеев. О сегозерских спилитах. Зап. Минер. общ., 57, 1928.

структурой в глубоких частях покровов, и нам кажется, что правильно сохранить название спилитов именно за эффузивами основной магмы с альбитом и другими признаками протопневматолита и с шаровой структурой. Сегозерские и некоторые другие спилиты значительно беднее карадагских щелочами и в частности натром; но это все же эффузивы основной, диабазовой магмы. И нам кажется неправильным распространить термин спилиты на породы, которые по своей кислотности далеко выходят за пределы диабазового типа, как, например, порода, описанная под этим названием Баклундом¹ с Новой Земли и имеющая состав андезитодацита или кварцевого порфирита, как показывает следующая ее характеристика: SiO_2 — 62.97%, коэффициент кислотности — 2.85, формула:

$$1.93 \bar{\text{RO}} \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 6.97 \text{ SiO}_2; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 6$$

Несколько особняком стоит мандельштейновая шаровая лава № 17 1924 г., очень бедная щелочами. Если ее особенности нельзя отнести на счет позднейших изменений, следует признать в ней особый тип из группы спилитовых пород в более или менее широком смысле слова. Такие породы, которые несколько уклоняются в ту или иную сторону от спилитов, но в общем к ним подходят, можно называть спилитоидами.

Шаровые лавы и мандельштейны играли значительную роль в приморской части Карагача, о чем свидетельствуют не только расчлененные остатки этих потоков, но и состав гальки на пляже вдоль подножия Карагача и в Пуццолановой бухте, где галька принадлежит мандельштейну.

Значительный, но теперь сильно расчлененный выветриванием поток тянется под так называемым Троном на Карагаче. На склоне, обращенном к станции, возвышается красивый грибовидный утес, вылушенный выветриванием из прежнего сплошного потока.

За утесом Иван Разбойник шаровая лава уцелела в виде двух больших глыб. В районе Кузьмичева камня также имеются глыбы мандельштейна.

Под названием кератоспилиты нами выделены лавы, занимающие по химическому составу промежуточное положение между кератофирами и настоящими спилитами. Эти лавы встречаются в прибрежной части массива Хоба-тепе и играют большую роль в районе Гяур-бах и Магнитного хребта. Эти лавовые потоки с прекрасной шаровой отдельностью нередко миндалевидны; как эти признаки, так и высокое содержание натра и принадлежность их полевых шпатов к альбиту сближает их с настоящими спилитами.

Анализированы следующие представители кератоспилитов: лава из Сердоликовой бухты (№ 262) и лава из Гяур-баха (№ 965). Среднее из этих двух анализов дает:

$$\begin{aligned} 2.48 \bar{\text{RO}} \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 4.41 \text{ SiO}_2 \\ \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 2.3 \\ \alpha = 2.01 \end{aligned}$$

¹ H. Backlund. Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Zemlia, 1930, вып. I, стр. 105.

Как видно, порода эта действительно занимает промежуточное положение между спилитами и кератофирами.

Микролиты зональны; внутренняя зона лабрадор № 55

$$M \begin{cases} Ng = 96^\circ \\ Nm = 61^\circ \\ Np = 14^\circ \end{cases}$$

а наружная андезин № 35; в разрезе \perp М погасание для внутренней зоны 28° , т. е. № 53, а для наружной 17° , т. е. № 35.

Вкрапленники в этой лаве лабрадор № 56—60

$$B_{1,2} \begin{cases} Ng = 35.5^\circ \\ Nm = 59^\circ \\ Np = 73.5^\circ \end{cases}$$

Для диопсидового пироксена определено $C_{Ng} = 44-42^\circ$ а $2V = +60$. Хлорит положительный с преломлением больше канадского базальта, слабо плеохроичный.

Особенностью полевошпатовых вкрапленников кератоспилитов является значительная их хлоритизация. Она выражается в том, что за исключением тонкой наружной каймы весь полевой шпат замещен сплошной зеленой массой мелкочешуйчатого хлорита. В целом ряде случаев эпигенезирующее полевые шпаты вещество не зеленого, а темносерого цвета, так что все вкрапленники и крупные микролиты первой генерации кажутся при слабом увеличении черного цвета. Такие же чернильночерные полевые шпаты описаны, как уже упомянуто, в кварцевом кератофиге Lastau, Muldetal (см. Rosenbusch-Osann. Elem. d. Gesteinslehre, 367).

Определения полевых шпатов в спилитах и спилитоидах

№№ образцов	Порода	Плагиоклаз		Определения
		Вкрапленники	Микролиты	
212	Спилит	—	6—7	А. А. Никонова
280	"	0	—	
508	"	0 и 57—68	56—60	
697	Спилитоид	—	63—68	
875	"	—	—	
213	Спилитоид	70—80	68—70	
267	{	0—10	—	В. В. Щербина
		65—85	68—69	
382а		6 и лабр.	57—58	
393б	{	11 и осн.	—	
864		—	9—10	
	Спилит	(\perp М...	—12°)	

ПАЛЕОЛИПАРИТЫ

Под названием палеолипариты мы понимаем те белые литоидитовые бедные микровкрапленниками породы, которые образуют западную часть Святой горы. Приставка „палео“ не должна пониматься как указание на их палеозойский возраст, а лишь как указание на их палеотипный облик: возраст этих пород мезозойский, юрский, и потому с точки зрения возраста Лагорио и присоединял к аналогичным породам приставку „мезо“. Но мы, как уже сказано, совершенно отрешаемся от вопроса о возрасте и желаем лишь оттенить их палеотипный облик и принадлежность к спилито-кератофировой, а не к андезито-дацитовой и липарито-дацитовой кайнотипной серии Карадага.

Среди венгерских липаритов, образцы которых были любезно присланы Вендлем, имеются породы очень близкие к нашим. По химизму к ним близки также оксикератофир с Лобового хребта и тавриты Лагорио, но это породы интрузивные, лакколитовые, и тавриты притом более богаты железом. По своей щелочности и по господству натра над кали наши палеолипариты вполне примыкают к нашей палеотипной кератофировой серии, но отличаются от оксикератофиров значительно большей кислотностью, гораздо меньшим содержанием и меньшими размерами вкрапленников полевых шпатов и принадлежностью вкрапленников к мутному альбиту кератофирового типа. Альбит входит в состав основной массы. Основная масса по большей части литоидитовая, тоже отличается от микролитовой основной массы оксикератофиров.

Под микроскопом палеолипариты дают картину либо литоидитовую, либо флюидальнополосатую. И в том, и в другом случае мы имеем два структурных элемента: светложелтый или белый общий фон и серые неправильные выделения. Эти последние двоякопреломляющие, повидимому, альбит. При сильном увеличении основная масса распадается на два элемента: неправильные двоякопреломляющие (показатель преломления 1.536 и 1.528) выделения — альбит и кварц и однопреломляющие участки, которые в одних случаях образуют общий фон, в других чередуются неправильными участками с двоякопреломляющими. По структуре основной массы можно установить два типа: зернистофельзитовый и микролитовый. Иногда в аморфной части основной массы имеются немногочисленные микролиты полевого шпата (скала над Южным перевалом); в одном случае (№ 11а 1929 г.) основная масса оказалась сравнительно богатой микролитами с обликом почти трахитоидным.

В части липаритовой толщи, примыкающей к трассам, есть разность макрофлюидального строения с чередованием белых и светлозеленых участков. И микроструктура (литоидитовая, фельзитовая) и контрольное определение потери при прокаливании подтверждают принадлежность этих разностей к липаритам, а не к трассам. Как уже указано в описательной части, трассы несомненно моложе липаритов и в контакте с ними заключают

их обломки. По своему химическому облику палеолипариты могут быть названы натровыми липаритами, но они принадлежат к наиболее кислой ветви липаритов. Цветные минералы отсутствуют, и пересчет химического анализа на минералогический состав показывает, что порода может быть рассматриваема как состоящая нацело из полевого шпата и кварца, а именно из 58% полевого шпата и 41% кварца. В этом отношении с ними почти тождественны липариты и кварцевые порфиры вообще, а также тавриты.

Совершенно иную картину представляет трасс, в котором расчет анализа дает только 48% полевого шпата, а если принять во внимание и воду, т. е. считаться с тем, что в трассе не кварц, а опаловое вещество, то получается всего 38% полевого шпата.

К палеолипаритам очень близка порода с Лобового хребта, анализируемая Чирвинским и названная им дацитом. Можно сказать, что это интрузивный палеолипарит или вернее интрузивный оксикератофир. Вкрапленники в палеолипаритах андезин (и альбит). Вот несколько определений.

	Координаты	Угол оптических осей	№ плагио-клаза	Определения
№ 881	$\begin{matrix} \text{Ng} - 13 \\ \text{Nm} - 78 \\ \text{Np} - 87 \end{matrix}$	2 V ок. 90°	№ 34	Н. Л. Дилакторского
	$\begin{matrix} \text{Ng} - 76.5 \\ \text{Nm} - 13 \\ \text{Np} - 87 \end{matrix}$			
№ 881	$\begin{matrix} \text{Ng} - 20 \\ \text{Nm} - 70 \\ \text{Np} - 90 \end{matrix}$	2 V — 87°	№ 40	
	$\begin{matrix} \text{Ng} - 75 \\ \text{Nm} - 19 \\ \text{Np} - 88 \end{matrix}$		№ 36 и № 33.	

Здесь же есть и кварц

Музейный образец без №

⊥ (001) Nm = 16.5	№ 34	В. М. Лодочников
Ng = 77		
(спайность)		
⊥ (001) Ng = 17.5	№ 35	
Nm = 83		

В недавно появившейся статье Соколова и Фиолетовой можно найти сведения о распространении липаритовых пород на Коктебельской стороне Карадагского массива и несколько химических анализов.¹

¹ Д. В. Соколов и А. Ф. Фиолетова. Новые данные о кислых вулканических породах Карадага в Крыму. Тр. Инст. строит. матер. минер. происх., вып. 34, 1930.

ОБЛОМОЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Как уже указано в описательной части, обломочные вулканические породы, иначе сказать пирокластические образования, играют большую роль в составе вулканических образований Карадага. Эти обломочные образования сводятся, главным образом, к двум типам: туфы и туфобрекчии Карагача и Магнитного хребта и брекчии Кок-кая.

Туфы и туфобрекчии Карагача представляют настоящие аггломератные образования, различающиеся между собой лишь размерами составляющих их обломочных частей. В одних случаях это настоящие пепельные туфы, состоящие из мелких вулканических выбросов типа лапилли. Таковы в большинстве случаев зеленые туфовые породы кератофировой серии Карадага. Туфобрекчии — это породы того типа, который слагает скалы Трона на Карагаче; он тянется от Трона целой стеной над берегом моря от Кузьмичева камня к Пущолоановой бухте. Серо-желтая цементирующая масса туфового характера включает большие обломки древней оксикератофировой породы.

Третий тип — это вулканические брекчии, играющие большую роль в западной части Кок-кая. Эти вулканические брекчии состоят обыкновенно из угловатых обломков лавы, сцементированных лавой же. Такие породы можно назвать аггломератными лавами, эффузивными брекчиями трения, брекчиями расщепления. Существенным является то, что они образуются в самом процессе формирования эффузивной породы, чаще всего путем цементирования новой порцией лавы обломков ранее застывшей порции, которая или самопроизвольно распалась на обломки (так называемая глыбовая лава), или растрескалась под напором новой порции лавы. Возможно, что в некоторых случаях такие брекчиевидные лавы получаются и в результате процессов расщепления, образуя так называемые атакситы — тип, который был одним из нас впервые установлен для соломенской брекчии в окрестностях Петрозаводска на Онежском озере.¹

Классификацией брекчий вулканического происхождения занимались в разное время Левинсон-Лессинг, Лакруа и другие. По классификации Левинсон-Лессинга² брекчии Кок-кая принадлежат к группе первичных вулканических брекчий трения, по новейшей классификации Лакруа³ — к брекчиям излияния.

Туфы представляют некоторое разнообразие по микроструктуре и составу. Некоторые из них обнаруживают примесь известкового материала, иногда образующего общий фон, в который погружен пепельный материал. Единичные случаи нахождения окаменелостей указывают вместе с извест-

¹ Ф. Левинсон-Лессинг. Олонецкая диабазовая формация. Труды СПб. общ. ест., 1888, т. XVIII.

² F. Loewinson-Lessing. Zur Bildungsweise und Classification der klastischen Gesteine. T. M. P. M., 1887, 528.

³ A. Lacroix. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. Livre jubilaire de la Soc. Géol. de France, 1930, p. 469.

ковым илом на то, что имеются туфогеновые образования, настоящие туффиты: к ним между прочим принадлежат и породы Енишарской бухты. Но главная масса туфов лишена примеси известкового ила.

Некоторые из туфовых образований богаты крупными кристаллами альбита, типичного для пород кератофировой свиты, и иногда трудно сказать, имеем ли мы перед собой туф или брекчиевидный кератофир.

Среди настоящих туфов можно установить следующие типы:

Пелитовые туфы, представляющие однородную пелитовую массу или почти совершенно лишенную осколков кристаллов, или заключающую более или менее значительное число мельчайших осколков.

Осколочные туфы, состоящие в значительной степени из сравнительно более крупных осколков кристаллов, примыкают к типу так называемых кристаллических туфов; но они отличаются от них тем, что кристаллы в них раздроблены. Между этими двумя типами существуют переходные звенья, которые можно назвать пелито-осколочными.

Наиболее широко распространен тип, который здесь объединяется под названием микробрекчий. Это тип пепельных туфов в широком смысле слова. Лапилли мелкие, в одних случаях угловатые, в других округленные. Разнообразие этих микробрекчий обусловлено как формой и величиной лапилли, так в особенности их количеством или отсутствием более или менее крупных кристаллов альбита, изредка пироксена. Есть микробрекчий, почти нацело состоящие из лапилли; когда они округлых очертаний, получается разновидность песчаникообразная — микросаммитовые туфы. В других случаях лапилли плавают в пелитовой основной массе. Лапилли все более или менее богаты микролитами, т. е. представляют, вероятно, осколки раздробленной взрывом твердой лавы, а не брызги жидкой лавы.

Витрофировые туфы отличаются от микробрекчий и пелитовых туфов тем, что они представляют светлокоричневое, желтое или бесцветное стекло атактически-узурчатое, иногда эвтактически-полосатое. В стекле бывают микронолиты; в № 320 (Сфинкс) стекло включает шарикообразные тела, напоминающие пизолиты.

Обломочные образования Карадага заслуживают внимания и с точки зрения генезиса. Дело в том, что мы привыкли связывать пирокластические образования эксплозионного происхождения с эксплозионной деятельностью центральных вулканических аппаратов, т. е. настоящих вулканов.

Однако, как уже было указано во вводной части, на Карадаге не было вулканов везувияльного или иного типа, и все разнообразные и одновременные проявления его вулканической деятельности сводятся к трещинным излияниям, дайкам и нековым экструзиям. Поэтому и образование пирокластических пород на Карадаге очевидно следует приурочить к этим же вулканическим аппаратам. В этом отношении особого внимания заслуживают зеленые туфы и туфобрекчий; очевидно и им, подобно всей карагачской кератофировой толще, следует приписать трещинное происхождение. Этому не противоречит то обстоятельство, что

эта свита полностью или частью является свитой подводной, ибо подводные и связанные с ними субинтрузивные извержения и взрывы во многих случаях носят именно трещинный характер, а не характер центральных вулканических аппаратов.

Примером таких трещинных вулканических туфов могут служить вулканические обломочные породы Катмая на Аляске, описанные Феннером.¹

КАЙНОТИПНАЯ СЕРИЯ

АНДЕЗИТЫ, ЩЕЛОЧНЫЕ АНДЕЗИТЫ, СЛЮДЯНЫЕ ПОРОДЫ, ДАЦИТЫ И АНДЕЗИТОДАЦИТЫ

Среди молодой вулканической формации Карадага, прорезающей в виде некков и жил кератофировую формацию, большинство принадлежит к семейству андезитов в широком смысле, небольшая часть к дацитам и базальтам. Андезитовая группа в свою очередь распадается на два типа: собственно андезиты и щелочные андезиты, или трахиандезиты. Таким образом некково-жильная молодая формация представлена в петрографическом отношении четырьмя группами: обыкновенными андезитами, щелочными андезитами, андезитодацитами, дацитами.

ОБЫКНОВЕННЫЕ АНДЕЗИТЫ

Представителем этой группы является прежде всего интересный некк, известный под названием Чортова Камина. Это черная порфировидная порода кайнотипного облика со стекловато-свежими плагиоклазовыми вкрапленниками. Другим представителем этой группы является жила, которая выходит своим концом к устью Зеленого оврага; она, повидимому, тянется на некотором расстоянии вверх вдоль оврага на некоторой глубине, т. е. невидима, между тем как верхняя часть этой жилы, которая совершенно стекловата, тянется вверх и хорошо обнажена приблизительно на середине пути от устья оврага к его вершине на правом берегу. Порода здесь совершенно стекловата и обладает хорошей шаровой отдельностью; она вся распадается на более или менее правильные шары, достигающие размера человеческой головы; шары эти очень хрупки. Совершенно такая же стекловатая порода с шаровой отдельностью образует выход и в верхней части того кулуара, по которому можно подняться на Карагач восточнее Мономаха. Является ли эта стекловатая порода тоже андезитом или дацитом, нельзя сказать, так как нет ее анализа; судя по тому, что недалеко отсюда проходит стекловатая дацитовая жила, можно сделать

¹ C. Fenner. The Katmai Region, Alaska and the great eruption of 1917. Journ. of Geol., 28, 1920, 569. — Он же. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposits of the valley of ten thousand Smokes. Nation. Geogr. Soc. Tech. Pap., Katmai Series, № 1, 1923.

предположение, что здесь мы имеем дацит. Что касается стекловатой верхней части жилы у Зеленого оврага (№ 75/24 г.), то она представляет андезитодацит, почти тождественный по своему составу с нижней кристаллической андезитовой частью этой жилы (№ 74/24 г.).

Между жилами у Зеленого оврага и кулуара на Карагаче против Мономаха, на склоне Карагача, обращенном к Балке, в нескольких местах обнажается такая же андезитовая гряда.

К настоящим андезитам относится и стекловатая порода в одной из Сердоликовых бухт (№ 6/24 г.), как показывает ее анализ.

Андезит, залегающий у устья Зеленого оврага в контакте с юрскими известняками, по своей микроструктуре очень близок к андезиту Чортова Камина. Витрофиро-гиалопилитовая основная масса типа вейцельбергита с шоколадным стеклом, мелкими плагиоклазовыми микролитами и многочисленными черными зернами содержит многочисленные вкрапленники такого же плагиоклаза, как и андезит Чортова Камина; авгит в одном из препаратов образует довольно значительное гломеропорфировое скопление. Плагиоклазовые вкрапленники — лабрадор № 56, в другом — № 63 и даже № 68. Светлозеленый авгит местами имеет темную каемку (слабый плеохроизм, погасание $20-24^\circ$, знак плюс): $2V=52^\circ$; $n=1.72 \pm 0.01$.

В стекловатой части породы микролитов в основной массе нет, но при сильном увеличении (с иммерсионной системой) стекловатая разность обнаруживает в аморфном стекле многочисленные полевошпатовые микронолиты.¹ Вкрапленники не менее многочисленны, чем в нижней более кристаллической части лавы (№№ 27 и 30).

В контакте с известняком андезит переполнен кальцитовыми выделениями (№ 880).

Черный витрофировый андезит Чортова Камина богат вкрапленниками крупного стекловатопрозрачного плагиоклаза, лабрадора, обладающего часто зональным сложением и во многих случаях богатого бурыми стекловатыми включениями. Пироксена как среди вкрапленников, так и в основной массе значительно меньше. Пироксен светлозеленый авгит, но встречается и бронзит. Шоколадно-бурая основная масса в одних препаратах витрофировая, в других скорее гиалопилитовая, содержит наряду с плагиоклазовыми микролитами сравнительно немногочисленные зерна авгита и испещрена черными зернами (магнетит?).

Вкрапленники лабрадора в одних случаях совершенно прозрачны и чисты, в других имеют оторочку стекловатых включений, иногда переполнены стекловатыми включениями.

По углам погасания вкрапленники дают лабрадор от № 60 до № 67, чаще № 62. (Пересчет анализа дает несколько более кислый лабрадор № 56. Если исключить ортоклазовую частицу, то и в пересчете анализа

¹ Ф. Левинсон-Лессинг. Об андезитобазальтах Армянского плоскогорья. (В сборнике „Бассейн оз. Севан“, I, 1919, стр. 95. Изд. Акад. Наук).

получается лабрадор № 63). Микролиты по симметричному погасанию двойников принадлежат основному андезиту № 47.

Иногда наблюдаются значительные гломеропорфировые скопления полевошпатовых вкрапленников.

В одном из выходов (№ 63) андезит миндалевидный. Такой же андезит встречен в виде дайки в восточной части Пущолановой бухты (№ 534).

В окрестностях Чортова Камина есть несколько жил и выходов андезита, например № 83 (гиалопилитовый андезит с авгитом).

К андезитам принадлежит и Сфинкс. Андезит Сфинкса близок к Чортову Камину; основная масса фельзодацитового типа; светлозеленый плеохроичный пироксен с небольшим углом погасания (эгиринавгит), вкрапленник—лабрадор (№№ 56—60). Сюда относятся препараты (№№ 321, 659, 660, 388, 791, 656).

Один из выходов ниже Сфинкса (№ 390) витрофировый с микролитами плагиоклаза и авгита. В № 656 крупный авгит; лабрадор №№ 57—60.

К типичным андезитам, поскольку можно судить без химического анализа, принадлежит темная лава, выходящая в средней части Сердоликовой бухты (№ 396). Многочисленные стекловатопрозрачные вкрапленники лабрадора в основной массе интерсертального типа богаты микролитами полевых шпатов и зернами магнетита; цветных составных частей нет.

Андезиты встречаются и в других местах, обыкновенно в виде жил. Сюда могут быть отнесены следующие выходы:

Жила в Святой горе (№ 244) с основной массой фельзодацитового типа.

На Карагаче жила южного склона у ст. 61 (№ 432) и на гребне под ст. 12 видимо некий андезит на подобие ядра кератофирового массива.

У станции 115 в Гяур-бахе, мандельштейн (№ 433).

В Львиной бухте мандельштейн (№ 690). Львиная бухта № 541.

Стена Лагорио (№ 652): шоколадная основная масса с немногочисленными микролитами при скрещенных николях и распадается на фельзодацитовую мозаику. Вкрапленники лабрадора №№ 60—68.

Жилы, на Магнитном хребте, так называемая „бахрома“ (№ 806).

Выходы на Магнитном хребте между станциями 105 и 106 (№ 809).

Кок-кая (№ 861): вкрапленники лабрадора №№ 56—58.

Магнитный хребет № 806. Вкрапленники лабрадора, немного светло-зеленого авгита и магнетита. Бурая основная масса с двумя поколениями микролитов (во втором поколении и пироксен).

Химический состав андезитов может быть иллюстрирован анализами андезитов Чортова Камина, Зеленого оврага и Сердоликовой бухты (см. ниже стр. 115).

По химическому составу лавы Чортова Камина и Зеленого оврага вполне укладываются в рамки андезитов; только в одном из них бросается в глаза значительная бедность щелочами.

Стекловатая фация андезитового выхода у Зеленого оврага почти тождественна с подстилающей ее типично-андезитовой; разница заклю-

чается лишь в несколько большем содержании кремнекислоты и натрия и в меньшем содержании извести. Этим стекловатая порода Зеленого оврага отличается от стекловатой жилы в восточной части Карагача, имеющей состав дацита.

ЩЕЛОЧНЫЕ АНДЕЗИТЫ

Среди андезитовой жильной формации встречаются и такие, которые должны быть отнесены к щелочным андезитам. Одна из таких жил из Сердоликовой бухты была анализирована и дает картину щелочного андезита типа андезитотефритов (№ 399). Термин щелочные андезиты может ввести в заблуждение, если не напомнить, что щелочные андезиты являются таковыми только относительно; под этим названием подразумеваются те андезитовые породы, в которых щелочные земли превышают содержание щелочей не больше приблизительно, чем вдвое, т. е. это все-таки породы с преобладанием щелочных земель. Минералогически щелочной характер выражается по сравнению с обыкновенными андезитами типа Чортова Каминя или в эгиринавгитовом типе пироксена, например в породах №№ 337, 668, или в присутствии слюды. Тип слюдяных андезитов, сначала ускользнувший от нашего внимания, очень интересен. Биотитовая слюда, иногда частично хлоритизированная (протопневматолитически), входит в состав основной массы и лишь в виде исключения образует микровкрапленники.

Так как красновато-бурая аморфная часть основной массы в этих породах обладает иногда двойным лучепреломлением (или агрегационной поляризацией) и листочки слюды невелики, то при беглом просмотре шлифов легко было ее проглядеть.

Слюдяные породы. Цветной составной частью в карадагских породах, вообще говоря, является пироксен, по преимуществу авгит, иногда эгиринавгит, но есть небольшая группа, отличающаяся от всех остальных тем, что в ней составной частью является биотитовая слюда.

Слюдяные породы встречены в двух районах: в Сердоликовой бухте и в Малом Карадаге. Это жильные порфировидные породы, иногда, правда, лишь с микровкрапленниками в микролитовой основной массе. По первому впечатлению под микроскопом эти лавы напоминают спилиты или кератоспилиты благодаря хлоритизированным иногда почти черным полевым шпатам. Но, принимая во внимание, что мы имеем здесь исключительно основные плагиоклазы, а не альбит, и учитывая свежий облик полевошпатовых микролитов, эти породы правильнее отнести к андезитам, быть может к палеоандезитам и именно к щелочной их ветви. Полевошпатовые вкрапленники частью совершенно свежие, частью вполне хлоритизированные, за исключением узкой наружной каемки, частью хлоритизированные во внутренней зоне. Слюда изредка образует вкрапленники или микровкрапленники, обыкновенно она является составной частью основной массы в виде удлиненных пластинок; светложелтая или бурая с плеохроизмом в этих пре-

делах или до полной абсорбции, часто более или менее сильно хлоритизирована. Основная масса или полнокристаллическая, или с небольшими интерсертакльными участками зернистого базиса. Этот базис часто растеклован, имеет агрегационную поляризацию, хлоритизирован, или даже большей частью обнаруживает стремление к превращению в слюду. В некоторых случаях основная масса очень мелкокристаллична с очень мелкой слюдой в виде неправильных мелких выделений, не имеющих той резко удлиненной формы, как в большинстве случаев. В двух породах резко бросается в глаза чрезвычайное богатство магнетитом (32 и 822). Иногда имеются кальцитовые выделения (822), иногда бурые хлорофитовые выделения, образующие в основной массе сравнительно большие неправильные пятна; встречаются также кварцевые сферолиты. По химическому составу можно говорить о щелочных андезитах, но хлоритизация полевошпатových вкрапленников существенно отличает эти породы от остальных карадагских андезитов. Сюда принадлежат №№ 32, 37, 262, 399, 504, 696, 697, 822, 926.

Своеобразные андезитовые породы со слюдой заслуживают некоторого внимания. Бурая или желтая (иногда зеленоватая) слюда входит в состав основной массы обыкновенно в виде вытянутых и узких пластинок, иногда неправильных выделений с резкой абсорбцией, характерной спайностью и прямым погасанием; иногда слюда частично хлоритизирована. Лишь в одном или двух случаях были найдены идиоморфные вкрапленники слюды.

Даем краткое описание некоторых из слюдяных пород.

№ 502. Самая восточная бухта Магнитного хребта. Светлая лава у западной стороны бухты — дацит. Крупные вкрапленники лабрадора. Основная масса состоит из микролитов основного плагиоклаза и длинных табличек желтой слюды (плеохроизм от желтого до бурого). Интерсертакльные буровато-серые участки базиса по большей части растеклованы и обнаруживают мелкоагрегационную поляризацию, местами замещены слюдой; отдельные неправильные зерна кварца; кое-где выделения кальцита. В более толстых шлифах слюда более темная, бурая и дает полную абсорбцию; местами ее много и тогда базиса мало.

№ 32. Карагач. Спорадофировая порода. Вкрапленники почти нацело хлоритизированы. Основная масса испещрена черными кубиками — зернами магнетита. Есть вкрапленники и микровкрапленники красно-бурой слюды с абсорбцией. Основная масса полнокристаллическая с очень мелким выделением слюды. Необычайное богатство магнетитом.

№ 37. Микропорфировая шаровая лава с северного склона Малого Карадага над северным перевалом.

В основной массе микролиты плагиоклаза, неправильные зерна бесцветного пироксена, слюда с абсорбцией и бурые не плеохроичные участки с агрегационной поляризацией, иногда большие, между плагиоклазом. Местами полнокристаллическая структура из полевого шпата и слюды.

В бурых участках со слабой агрегационной поляризацией круглые кварцевые сферолиты.

№ 262. Сердоликовая бухта. Кератоспилит (?). Большие черные вкрапленники полевых шпатов имеют лишь тонкую наружную светлую каемку, состоят из хлоритового вещества с агрегационной поляризацией. Интерсертальные бурые участки базиса. Скелеты магнетита. Плагиоклаз основной. Слюда, повидимому, образовалась за счет первоначального базиса. Вероятно, и слюда, и хлоритизация полевого шпата являются продуктами автопневматолита.

№ 399. Сердоликовая бухта, западный мыс. Щелочной андезит. Похож на № 262, но есть и свежие плагиоклазовые вкрапленники (лабрадор №№ 58—60), вкрапленники авгита, микролиты лабрадора №№ 56—54. Сравнительно много хлоритизированной слюды, но есть и аморфный базис (более светлый).

№ 696. Восточная бухта Барахта, между станциями 148 и 150. Преобладают свежие вкрапленники, но и частично (внутри) хлоритизированные.

Местами много слюды, но есть кое-где светлый аморфный мезостазис.

Слюда буро-желтая, похожа на хлоритизированные полевые шпаты, но отличается яркими красноватыми поляризационными цветами.

№ 697. Там же, где и № 696; западная сторона дайки.

Вкрапленники плагиоклаза и свежие, и хлоритизированные. Неправильные бурые выделения, пожалуй, не слюда, а хлоритовое вещество.

№ 822. Карагач, к юго-западу от станции 15.

Похож на предыдущую, но хлоритизированные полевые шпаты не черные или зеленые, а желтые (тонкий шлиф). Очень много магнетита. Много кальцита. Много интерсертального базиса; слюда мелкая и ее мало.

В № 504 (слюдяной андезит из восточной части Магнитного хребта, на стороне Кок-кая). Н. Л. Дилакторским определены микролиты — № 66, а вкрапленники дали №№ 75—77, а именно: $2V = -80^\circ$ до 82° .

$$P \begin{cases} Ng - 52^\circ \\ -Nm - 60^\circ \\ Ng - 54^\circ \end{cases}$$

$$M \begin{cases} Ng - 38 \text{ и } 40^\circ \\ -Nm - 59 \text{ и } 58^\circ \\ Np - 65 \text{ и } 63^\circ \end{cases}$$

ДАЦИТЫ

Дацинты Карадага лишены кварца, они или стекловатые, или литонидитовые. Поэтому отличить в поле дациты от андезитов и от андезитодацитов не представляется возможным. Только химический анализ решает вопрос о принадлежности данной жилы или нека к андезиту, дациту или андезитодациту. Очевидно, что некоторые из пород, отнесенных нами к андезитам, за неимением их химического анализа, на самом деле быть может принадлежат к дацитам или андезитодацитам, представители которых в таком случае не исчерпываются анализированными образцами.

Склонность как андезитов, так и дацитов к стекловатой фации говорит об особых условиях застывания этих жил, свидетельствует о быстром застывании, в некоторых случаях, быть может, даже о закалке и о том, что в жидком виде существовала именно такая магма, которая соответствует этим стекловатым жилам.

Пластовая жила с раздувами в восточной части Карагача около станции (№ 71/24 г.). Стекловатая масса с микролитами плагиоклаза, испещренная черными зернами магнетита. Водянистопрозрачные вкрапленники лабрадора, часто богатого стекловатыми включениями. Единичные вкрапленники авгита. Стекло имеет показатель преломления меньше канадского базальта, следовательно кислое; это, следовательно, гиалодацит. Без химического анализа эту породу можно было бы принять за андезит.

БАЗАЛТЫ И МЕЛАФИРЫ

Выход мелафира (наш № 68/24 г.) на шоссе между Коктебелем и Отузами был описан еще Лагорио, а также осмотрен и нами. Но этот выход лежит вне вулканического комплекса Карадага. Внимательный просмотр большого числа шлифов из нашей коллекции обнаружил существование совершенно свежих кайнотипных базальтов в самом Карадаге, и химический анализ вполне подтвердил это заключение. У нас зарегистрировано всего два таких выхода, но возможно и даже вероятно, что они более многочисленны. Один из них является жилой в массиве Малого Карадага. Второй, особенно интересный, представляет экструзивный массивчик на склоне Карагача, на берегу моря у Кузьмичева камня в районе развития спилитов (лабрадоровых). Радиальнолучистая отдельность сближает его как-будто с некками типа Чортова Камина; но это куполовидный массивчик, экструзивный характер которого иллюстрируется пузыристой мандельштейновой верхней фацией, правда очень незначительной. Под микроскопом порода дает картину интерсертального безоливинового базальта: микролиты и изредка призматические кристаллы основного плагиоклаза, неправильные зерна бесцветного авгита, иногда и крупные микровкрапленники зеленоватого авгита, магнетитовые выделения и шоколадно-бурый интерсертальный базис, иногда расстеклованный, двоякопреломляющий. Отметим микросенолит или шлировое зернистое авгитоплагиоклазовое выделение (см. анализ № 879).

ТРАХИТ

Особняком стоит порода № 11 (24 г.) из стены Хоба-тепе со стороны моря. Это единственная калиевая порода среди кератофировой серии, Хаба-тепе: определение щелочей было повторено несколько раз в разных осколках и дало результаты, близкие и не оставляющие сомнения в том, что в данном единственном случае действительно калий значительно преобладает над натрием.

В соответствии с этим и полевой шпат здесь калиевый (санидин). Из разных определений вкрапленников привожу следующие:

1) определения В. П. Петрова:

В разрезах \perp М погасание прямое; Ng между 1.527 и 1.524, Nr между 1.524 и 1.523; $2V = 28^\circ, 26^\circ, 34^\circ$.

2) определение Е. Н. Дьяконовой: $2V = -28, -22$.

Микролиты имеют прямое погасание \perp М и показатель преломления тоже меньше канадского бальзама, следовательно также принадлежат калиевому полевому шпату. Структура трахитоидная.

К сожалению нельзя сказать, представляет ли эта порода особый слой или дайку, так как этот образец был взят при первом ориентировочном объезде стены Хоба-тепё на лодке и при последующих сборах не был встречен. Порода кайнотипная; химический анализ приведен в следующей главе; по магматической характеристике, по кайнотипному облику и по структуре породу следует считать за трахит. Обр. № 273, взятый приблизительно в том же месте, где был взят № 11 в 1924 г., также относится к трахитам, но все-таки несколько отличен по характеру.

ЛИПАРИТОДАЦИТЫ И ДАЦИТЫ

В поле и под микроскопом липаритодациты и дациты и даже некоторые андезиты не отличимы друг от друга. Возможно поэтому, что под липаритодацитами на карте значатся и настоящие дациты и, быть может, даже андезитодациты. Поэтому геологически все эти породы быть может правильно было бы называть дацитами, поскольку та или иная из них не оказалась липаритодацитом.

Главная область распространения липаритодацитов — это Хоба-тепе и Гяур-бах.

Под микроскопом общим для всех этих пород признаком является бедность цветной составной частью, микротиновый стекловатый характер плагиоклазовых вкрапленников и кайнотипный облик. Некоторое разнообразие дает основная масса. По структуре основной массы все эти лавы разбиваются на несколько групп: витрофировая основная масса, псевдовитрофировая, андезитовая, фельзодацитовая.

В пределах витрофировой основной массы в свою очередь наблюдается некоторое разнообразие. В одних случаях это серая аморфная масса, в других шоколадно-бурая, как в витрофировых андезитах, в третьих светлая с неправильными зелеными пятнами; наконец, интересна разновидность с атакситовым чередованием серых и зеленовато-бурых участков. В этой аморфной основной массе плавают немногочисленные полевошпатовые микролиты, иногда только микронолиты, обнаруживаемые лишь при сильном увеличении, и в таком случае их много, и они вместе с черными зернышками испещряют основную массу. Несколько особняком стоит порода № 1111 с какими-то пизолитоподобными желвачками; порода № 1233 довольно сильно кальцинирована.

Плагноклазовые вкрапленники с показателем преломления резко более сильным, чем у канадского бальзама в зоне перпендикулярно РМ, имеют угол погасания в № 1191, 31, 34, 37 и т. п., т. е. принадлежат к лабрадорам № 55 до № 65. Микролиты тоже имеют преломление выше канадского бальзама и небольшие углы погасания; вероятно это андезин.

В № 970 заслуживает внимания микроксенолит кератофира, подтверждающий более молодой возраст дацитовой группы по сравнению с кератофировой.

Псевдовитрофировой называется здесь основная масса шоколадного цвета, испещренная черными зернышками и кое-где обнаруживающая двоякопреломляющие тонкие иголки. При слабом увеличении ее можно принять за стекловатую. Но при сильном увеличении ясно выступают многочисленные полевошпатовые микронолиты, говорящие о том, что в последний момент застывания произошло как бы расстеклование, т. е. выделение многочисленных кристалликов как результат поспешной кристаллизации перед застыванием стекла.

Представителей настоящей андезитовой, т. е. гиалопилитовой основной массы немного, например №№ 322, 1214 и др., в том числе имеются и микроандезитовые основные массы, т. е. гиалопилитовая основная масса состоит из стекла и микролитов, которые при слабом увеличении не дают картины обычной андезитовой основной массы. Этот тип, в сущности говоря, очень близок к тому, который выше был назван псевдовитрофировым. Вкрапленники плагноклаза нередко зональны и богаты стекловатыми включениями, но чаще они стекловато-прозрачны, незональны и не заключают включений. По внешнему виду основная масса или серая, иногда полупрозрачная, иногда коричневая, или светложелтая.

Тот тип основной массы, который назван здесь фельзодацитовым, очень интересен. Обыкновенно серая, иногда светложелтая основная масса уже при слабом увеличении дает картину мозаичной агрегационной поляризации; при более сильном увеличении все поле основной массы распадается на неправильные ярко поляризующие участки, безразлично, состоит ли основная масса целиком из этой мозаичной массы, или же она включает микролиты и по их относительному количеству подходит к типу полустекловатых разностей или даже андезитовых. Мозаичная фельзитовая основная масса состоит из кварца и олигоклаза (в № 958 из Стены Лагорио Н. Л. Дилакторский определил показатель преломления больше 1.537 и меньше 1.540).

Иногда имеется даже два поколения микролитов. Интересны в некоторых из этих пород полнокристаллические агрегаты полевого шпата и авгита, настоящие эндогенные или гомеогенные включения.

Вкрапленники полевых шпатов нередко содержат довольно много призм апатита. Иногда наблюдается некоторая кальцинация породы или отложение хлоритового вещества по трещинам, по контурам полевых шпатов или пятнами; но полевые шпаты водянисто-прозрачны. На одном

из вкрапленников перпендикулярно РМ угол погасания найден 35° , что соответствует лабрадору.

Пироксен в липаритодацитах — авгит (напр. в № 851 с Кок-кая $2V = +48^\circ$ до 50° , а $Cng. = 44^\circ$).

Химические анализы нескольких липаритодацитов приведены в главе о химическом составе; среднее из них дает следующий облик типа липаритодацитов, вообще говоря очень близкий к оксикератофирам, от которых он отличается несколько меньшим содержанием щелочей; кроме того, в оксикератофирах обыкновенно больше железа и больше воды (потери при прокаливании).

Липаритодациты (среднее) (в $\%$)

SiO_2	— 69.55	
TiO_2	— 0.67	
Al_2O_3	— 14.56	
Fe_2O_3	— 1.99	
FeO	— 1.57	
MnO	— 0.08	
MgO	— 0.61	
CuO	— 3.78	
Na_2O	— 3.96	$\overline{RO}:SiO_2 = 1.14:7.42$
K_2O	— 1.30	$R_2O:RO = 1.4:1.5$
П/пр.	— 1.25	$\alpha = 3.67$

Химический облик липаритодацитов и отграничение его от дацитов и липаритов были недавно даны заново одним из нас методом вариационной статистики.¹ В этой статье не было рассмотрено отношение $R_2O:RO$; это было сделано позднее и показало следующее. Закономерной зависимости между отношением щелочей к щелочным землям, с одной стороны, и коэффициентам кислотности, с другой, можно сказать, нет, так как для дацитов эта корреляция определяется $44.6\% \pm 7.74$, а для липаритов $40.27\% \pm 5.47$. Для липаритов наиболее часто встречается отношение $R_2O:RO$ от 2 до 3, т. е. в среднем 2.5 (в 64 анализах из общего числа 234); в 49 случаях количество щелочей равно количеству щелочных земель или превышает его в 2 раза (в среднем, следовательно, в $1\frac{1}{3}$ раза); в 23 случаях R_2O превышает RO от 3 до 4 раз и в 32 случаях от 4 до 5 раз. Суммируя, мы можем сказать, что в 158 случаях содержание щелочей по отношению к щелочным землям равно от единицы до пяти.

В дацитах из 107 анализов 75 приходится на $R_2O:RO$ от нуля до единицы, в частности наибольшая группа в 33 анализа падает на отношение $R_2O:RO = 1:2$ до 1.25.

Таким образом можно считать, что в типичных липаритах отношение $R_2O:RO$ всегда больше 1, в типичных дацитах всегда меньше 1, а в липаритодацитах равно 1 или сравнительно немного уклоняется от этого в ту или другую сторону.

¹ F. Loewinson-Lessing. On the delimitation of liparites and dacites. Доклады Акад. Наук, 1930, 179.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В ПОРОДАХ КАЙНОТИПНОЙ ГРУППЫ

(липариты, дациты, андезиты)¹

№№ образцов	Местность	Порода	Плаггиоклаз		∟ PM	Определения
			Вкраплен-ники	Микролиты		
25/24 г.	Чортов Камин	Андезит	53	—	—	Е. Н. Дьяконовой
199-С	М. Карадаг	„	55	—	—	
51-С	Шапка Мономаха	„	52	—	—	
68/24 г.	Шоссе, 21 верста	Мелафир	50	—	—	
204	Хоба-тепе, пирамида	Липарито-дацит	51—65	—	—	А. А. Никонова
213	За Кузьмичевым камнем	Базальт	70—80	68—70	—	
244	Подъем на Св. гору	Липарито-дацит	55—60	—	—	
388	Гяур-Бах	Андезитовый туф	54—63	—	—	
551	Хоба-тепе	Липарито-дацит	56—57	—	—	
95	Хоба-тепе „ложка,“	„	13	—	—	
632	Кок-кая	Андезит	55—60	—	—	
649	Пирамида перед Стеной Лагорио	Липарито-дацит	51—57	—	—	
652	Гяур-бах, Стена Лагорио	„	63—68	—	—	
669	Гяур-чесме	Андезит	55—57	—	—	
809	Магнитный хребет между ст. 105 и 106	„	68	—	—	
814	Магнитный хребет „Орел“	Брекчия	72—75	65—59	—	
850	Кок-кая ст. 301	„	70	65—75	—	
861	Кок-кая	Андезит	54—58	—	—	

¹ Здесь приведена лишь часть сделанных на Федоровском столике определений.

№№ образцов	Местность	Порода	Плаггиоклаз		⊥ PM	Определения
			Вкраплен-ники	Микролиты		
44-С	Хоба-тепе	Липарито-дацит	50—55	52	—	
76-С	Кок-кая	Андезит	50—55	—	—	
659	Сфинкс	"	54—63	—	—	
96	Стена Лагорио	Липарито-дацит	62	54	—	
347	Кок-кая	Андезит	57—63	58—63	—	
6566	"	Липарито-дацит	59—61	ок. 40	—	
16/24г.	Берег около Карадагских ворот	Андезит	65	47	⊥ PM 34°	Ф. Ю. Левинсон-Лессинга
1/24г.	Кок-кая	"	52	—	⊥ PM 29°	Ф. Ю. Левинсон-Лессинга
5/24г.	Сердоликовая бухта	"	57—62	—	—	Ф. Ю. Левинсон-Лессинга
321	Окр. Сфинкса	Липарито-дацит	57—60	—	—	О. А. Воробьевой
807	Магнитный хребет	Андезит	65—68	—	—	
44	М. Карадаг	"	52—58	—	—	
676	Гяур-чесме	Липарито-дацит	44	—	—	В. Н. Лодочникова
					⊥ 010 Ng = 26°	
					(дв. шов) Nm = 65°	
		Липарито-дацит	44		⊥ 001 Nm = 31°	
					спайн. Ng = 62.5°	
74-С	Кок-кая	Липарито-дацит	47		⊥ 010 Ng = 29°	
					Nm = 62°	
504	Восточная часть Магнитного хребта	Слюдяной андезит	67		⊥ PM 35°	Ф. Ю. Левинсон-Лессинга

(Продолжение)

№№ образцов	Местность	Порода	Плаггиоклаз			Определения
			Вкраплен-ники			
100	Вершина Стены Лагорио	Липарито-дацит	55	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 62^{\circ} \\ Nm = 64^{\circ} \\ Np = 40^{\circ} \end{array} \right.$	Н.А. Дилакторского
	"	"	"	M	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 33^{\circ} \\ Nm = 60^{\circ} \\ Np = 74^{\circ} \end{array} \right.$	"
	Святая гора	Трасс	34	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 29^{\circ} \\ Nm = 61^{\circ} \\ Np = 88^{\circ} \end{array} \right.$	Е. Н. Дьяконовой
376	Карагач	Андезит	72	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 41^{\circ} \\ Nm = 59^{\circ} \\ Np = 65^{\circ} \end{array} \right.$	
189	"	"	66	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 61^{\circ} \\ Nm = 73^{\circ} \\ Np = 34^{\circ} \end{array} \right.$	
370	"	"	67-68	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 53^{\circ} \\ Nm = 77^{\circ} \\ Np = 39^{\circ} \end{array} \right.$	
436	Гяур-бах	"	83	B	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 42^{\circ} \\ Nm = 62^{\circ} \\ Np = 60^{\circ} \end{array} \right.$	

ТРАССЫ

Трассы стоят особняком среди всех остальных пород, входящих в состав сложного вулканического комплекса Карадага. По своему кайнотипному облику они подходят к кайнотипной серии, но они моложе ее, так как заключают в себе обломки андезитов и липаритодацитов и стоят особняком как по условиям образования, так и своей локализацией.

Макроскопически различаются, главным образом, два типа трассов: сплошной светлозеленый литонидитовый и брекчиевидный; этот последний представляет некоторое разнообразие в зависимости от размеров и цвета слагающих породу обломков. Брекчиевидный трасс в Зеленом овраге и в языке Гяур-чесме является грубой брекчией, в которой и крупные обломки и цемент зеленого (иногда фиолетового) цвета, но разных оттенков. В других случаях, в особенности на склоне к Южному перевалу, брекчиевидный трасс состоит из более мелких, иногда не угловатых, а как бы закругленных кусков, причем одна составная часть светло-зеленая, а другая белая, напоминающая в этом отношении соседний липарит.

В некоторых случаях уже макроскопически наблюдается флюидальное сложение. В этом отношении особенно характерна зона пограничная между самим трассом и липаритом. Особенное внимание привлекает к себе флюидальная разность липарита с чередованием светлозеленых и белых струй и полос.

Первоначально с трассами связывалось представление о пирокластическом их происхождении, но уже Чирвинский указал на микролиты в них и на сходство их с лавами. Внимательный просмотр разных образцов трассов, среди которых большим распространением пользуется обломочный брекчиевидный тип, убеждает нас в том, что они принадлежат в общем к той своеобразной группе эффузивных образований, промежуточных между лавами и туфами, которые описаны в литературе под названием пиперно, туфовых лав и т. п. В самом деле, внешний их облик говорит о брекчиевидном характере, а микроструктура во многих случаях обнаруживает стекловатую литонидитовую, аморфную основную массу с флюидальным строением.

Ниже мы дадим описание некоторых представителей этих трассов, а сейчас отметим только, что если значительная часть трассов и является вулканическими брекчиями, то во всяком случае первичными брекчиями, о которых один из нас давно писал по поводу так называемой соломенской брекчии, о которых писали и многие другие и к которым недавно вернулся снова Лакруа (см. стр. 71). Способ возникновения таких трассовых брекчий можно себе представить как цементирование трассовой же массой обломков трасса более ранней порции лавы, растресканной и снова сцементированной напором новой порции лавы.

Брекчиевидные трассы приурочены к пограничным частям трассового тела, между тем как центральная часть является массивной, сплошной. В брекчиевидных разностях макроскопически по цвету более или менее резко выделяются более темнозеленые угловатые обломки среди цементирующей их массы. Трасс, повидимому, был экструдирован в пластическом, близком к твердому состоянию; боковые части вследствие трения разбивались на куски, которые тут же цементировались той же трассовой массой.

Такое представление находит себе подтверждение в том, что под микроскопом микроструктура таких брекчиевидных трассов оказывается одинаковой, но направление струйчатой узорчатости в отдельных обломках и в цементе различно, под значительным углом друг к другу (иногда около 90°). Граница между отдельными участками резкая, но без всяких признаков термального или иного воздействия одного из соприкасающихся участков на другой.

Надо думать, что вода находилась в трассе в химическом соединении с кремнекислотой, и в период застывания трасса не выделялась из него и не производила ни взрывов, ни раскаленных облаков типа Мон-Пелэ или Катмая на Аляске (по Феннеру). Это своеобразный случай автопневматолита, отличный от видоизменяющего и вызывающего новообразования действия газов на пиперно и туфовые лавы Алагеза.

В грандиозных трещинах раскаленных облаков, по представлению Феннера,¹ происходило продолжительное выделение газа, благодаря чему получилась подвижная рыхлая песчанообразная масса. В пиперно или в туфовой лаве Алагеза² выделяющиеся из твердой пористой массы газы действовали на нее и обусловили как ее тонкую пористость, так и минеральные новообразования. В Карадагском трассе вода была химически связана, и трасс затвердел до того момента, когда вода могла бы выделяться в виде пара и произвести пористость, вспучивание или разбрызгивание. Трасс является поэтому совершенно плотным, компактным и, быть может, затвердел не на поверхности, а в трещине в виде эффузивно-интрузивного пласта.

Во всяком случае трассы не рыхлые, впоследствии сцементированные выбросы, а первичные эффузивные образования. Но вместе с тем это и не просто лавы, которые растекались из некоторого центра, как например, туфовые лавы Алагеза. Есть основание думать, что трассы были выдавлены, экструдированы в каком-то пластическом тестообразном состоянии; что такие случаи возможны, об этом говорит, например, описанный Кольтоном³ язык базальта в несколько футов, нависающий над местом своего выхода из жерла в горизонтальном направлении.

По химическому своему облику трассы подходят к типу липаритоацитов, но представляют несколько более щелочную их ветвь; от палеолипаритов трассы однако отличаются единственно по содержанию щелочей в липаритах около 7%, в трассах около 4%; следовательно по содержанию щелочей трасс существенно отличается от всей палеотипной серии Карадага. Самой характерной особенностью химического состава трассов, которая отличает их от липаритоацитов, от липаритов и от андезитов,

¹ C. Fenner. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposits of the valley of ten thousand smokes. Nation. Geogr. Soc., Katmai series, 1923, № 1, p. 72.

² П. Лебедев. Вулкан Алагез и его лавы, т. I. Изд. Акад. Наук, 1931.

³ H. Colton. См. „The Volcano Letter“ Гавайской обсерватории, № 300, 1930.

вообще от всех пород Карадага — это значительная потеря при прокаливании, которая состоит, главным образом, из воды. Приведенное ниже микроскопическое исследование трассовых песков, образующих более или менее значительные карманы в трассах, показывает, что в них большую роль играет опал; этот же опал входит и в состав трассов и обуславливает, вероятно, активность их кремнезема. Потеря при прокаливании настолько характерна, что нами было рекомендовано пользоваться ею даже в полевых условиях для распознавания трассов и отграничения их от липаритов в сомнительных случаях.

Макроскопически трассы представляют бледнозеленые афанитовые и во многих случаях брекчиевидные породы, лишенные вкрапленников, но под микроскопом обнаруживающие спорадически микровкрапленники свежего микротинового полевого шпата, принадлежащего к ряду андезина.

Зеленый цвет обусловлен здесь не хлоритовыми минералами, как в кератофировых туфовых образованиях Карагача, а является собственной окраской породы.

В брекчиевидных представителях трассов мы видим угловатые небольших размеров участки, белые, светозеленые или, наоборот, более темнозеленые, совершенно афанитовые без всяких следов оплавления, как это хорошо видно под микроскопом, о чем уже была речь выше. Эти угловатые обломки являются не ксенолитами, а интегральными первичными составными частями породы. В отличие от них в трассах встречаются и настоящие эналлогенные ксенолиты разных размеров, принадлежащие темным породам, по своему облику подходящим либо к андезитам, либо к липаритодацитам, широко распространенным на Карадаге.

Если трасс действительно представляет экструзию, выдавленную в пластическом состоянии и застывшую в виде распластанной шапки, не давшей настоящих потоков, и если эта экструзия была выдавлена из палеолипаритового массива и на границе с рассекающими нижнюю часть Святой горы андезитовыми и липаритодацитовыми жилами, то становятся понятными как переходная брекчиевидная разность с обломками липарита на границе с этим последним, так и наличие андезитовых и липаритодацитовых ксенолитов.

В трассовой толще встречаются более или менее значительные карманы белого песка, который с первого впечатления кажется каким то посторонним образованием. Это, как показывает помещенный ниже микроскопический анализ, песчаная форма трасса, также обладающая пущола-ническими свойствами, но несколько слабее, чем массивный зеленоватый трасс.

Трассы отличаются большой потерей при прокаливании, которая состоит по преимуществу, если не нацело, из воды. Естественно поэтому задать себе вопрос, в каком виде находится в трассе вода и какого она происхождения?

Отсутствие вторичных минералов и признаков позднейших изменений говорит, вместе с условиями залегания трассов, за первичное происхождение воды. Есть основание предположить в трассе существование соединения SiO_2 и H_2O . К допущению существования соединения SiO_2 и H_2O приводят нас следующие данные. В трассовом песке обнаружен опал. Весьма вероятно, что из опалового минерала состоит в значительной степени и аморфная часть основной массы трасса; показатель преломления этой аморфной части в одном из препаратов трасса 1.466 ± 0.003 (Дилакторский); это вполне соответствует опалу, хотя могло бы, конечно, быть и стеклом (крайний случай кислых стекол). Пересчет анализа одного из трассов (см. в табл. анализов № 4 Байкова) дает (в %):

Полевых шпатов	29
Пироксена	1.4
Кремнекислоты и воды	69.4

Фогт¹ допускает существование соединения $\text{SiO}_2 + n\text{H}_2\text{O}$ в гранитовой магме; это соединение остается в магме до конца, обуславливает позднюю кристаллизацию кварца и переходит в пегматитовые образования. При известных условиях оно может, повидимому, сохраниться и в таком образовании, как трасс.

В нескольких образцах трассов были сделаны определения показателей преломления иммерзионным методом, показавшие, что трассы состоят частью из стекла, частью из кварца, халцедона и опалового минерала.

Вот несколько определений, сделанных Н. Л. Дилакторским:

Трассовая брекчия

Стекло из светлых участков	$n = 1.474$	(в средн.)
Стекло из плотных темных участков	$n = 1.475 \pm 2$	

Одноосный минерал

$N_{\text{max.}} = 1.555 > n > 1.545$
$N_{\text{min.}} = 1.535$

Трасс III/2; кварц и халцедон

Знак — показатель преломления < кварца и > канадского бальзама; двупреломления: 0.007 — 0.009.

Другой трасс

Стекло	$n = 1.466 \pm 0.003$
------------------	-----------------------

Двупреломляющий минерал (слабое двупреломление ок. 1.01) из основной массы

$N_{\text{min.}} = 1.544 \pm 0.003$
$N_{\text{max.}} = 1.553 \pm 0.003$

¹ J. Vogt. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. III, 2. Skrifter utgitt av det. Norske Videnskaps Akademii i Oslo, 1930, № 3, 1931, p. 92.

Редкие и небольшие вкрапленники полевых шпатов принадлежат к ряду андезина.

Определения Н. А. Дилакторского дали:

Т р а с с ы

Зональный кристалл:

$2V = +82^\circ$ (центральная зона)

$2V = +84^\circ$ (наружная зона)

В 1.2	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 28^\circ \\ Nm = 62^\circ \\ Np = 84^\circ \end{array} \right.$	№ 47	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 24^\circ \\ Nm = 68^\circ \\ Np = 86^\circ \end{array} \right.$	№ 43

Nm по приблизительному определению:

$$1.51 < Nm < 1.53$$

Мр	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 15^\circ \\ Nm = 75^\circ \\ Np = 87^\circ \end{array} \right.$	$2V = 90^\circ$	№ 36

Трассовая брекчия. $2V$ ок. 90° ($+84_1 - 88_1 + 86$)

Мр	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 22^\circ \\ Nm = 65^\circ \\ Np = 89^\circ \end{array} \right.$	№ 35 — 40
Рр	$\left\{ \begin{array}{l} Ng = 62^\circ \\ Nm = 31^\circ \\ Np = 88^\circ \end{array} \right.$	№ 35 — 41

В Институте металлов был произведен минералогический анализ трассового песка из разработок на Карадаге и самого трасса. Приводим эти данные. Песок был разделен на фракции: > 1.5 мм; $1.5 - 1.02$ мм; $1.02 - 0.5$ мм; $0.5 - 0.1$ мм; $0.1 - 0.06$ мм; < 0.06 мм.

С и т о в ы й а н а л и з

Образец песка трасса из разработок Карадага.

Частиц	> 1.5 мм (сцементированный песок) — 18.57%
" 1.5 — 1.02 "	" — 4.16 "
" 1.02 — 0.5 "	" — 8.98 "
" 0.5 — 0.1 "	" — 33.5 "
" 0.1 — 0.06 "	" — 12.15 "
" < 0.06 "	" — 22.52 "

Минералогический просмотр материала по всем фракциям устанавливает, что фракции исключительно составлены из тончайших зерен кварца, сцементированного в агрегаты различной величины цементом из аморфного кремнезема. Благодаря этому во фракциях, исследовавшихся под микроскопом, показатели преломления отдельных зерен агрегатов близки к 1.48 (показатель преломления опала); в отдельных же зернах показатель преломления близок к 1.55, т. е. к кварцу. В виду того, что цемент амор-

фного кремнезема затрудняет точное определение минералогического состава во фракциях, нужен анализ химический на определение $\% \text{SiO}_2$. Нередко агрегаты кварца с поверхности покрываются корочкой рудного вещества (железистые минералы). Встречены также окатанные зерна молочнобелого кварца и окатанные кремневые гальки во фракциях крупного диаметра.

Основная масса трасса делится на следующие части:

- I. Кристаллизовавшаяся масса $n = 1.5388$ или $1.5382 > n < 1.5398$.
- II. Аморфная масса $n = 1.5240$.
- III. Несколько участков с n около 1.5021 (кристобалит?).
- IV. Радиальнолучистые плитки с n около 1.538 (халцедон).

В другом образце трасса главная масса оказалась состоящей по преимуществу из двух составных частей:

- 1) Кристаллические частицы, иногда радиальнолучистые, имеют $n = 1.5388$ или $1.5382 > n < 1.5398$; это — халцедон.
- 2) Аморфные частицы с $n = 1.5240$ принадлежат опалообразному соединению.

Несколько участков с $n = 1.5021$ (стекло? кристобалит?).

Трассовые пески были просмотрены также Э. Н. Немовой. По ее определению порода состоит, главным образом, из зерен стекла с $n = 1.48$ (1.478) и совершенно чистых зерен с перламутровым блеском и покрытых желтым налетом. Повидимому эти последние находятся в стадии растеклования, в этих случаях n несколько повышается, доходя до $n = 1.508$, и наблюдается слабая анизотропность. Завершением этого процесса является халцедон с $n = 1.537$, образующий кристаллы с веерообразным расположением волокон желтого цвета. Наблюдаются также явления, когда в одном и том же зерне стекла одна часть совершенно прозрачная с меньшим n по отношению к другой части, желтоватой, с большим n . Желтого цвета являются и изотропные пластинки стекла. Следующей составной частью песков являются скопления, состоящие из очень мелких зерен кварца сферолитового сложения, на что указывает черный крест, появляющийся на светлых кристаллах при скрещенных николях с $n = 1.545$. В небольшом количестве имеются зерна обыкновенного кварца $n = 1.545$. Примесь в небольшом количестве является кальцит. Изредка черный непрозрачный минерал и окислы железа.

1) Гидравлические свойства трассового песка:

Поглощение извести (по методу Г. М. А.).

Найдено: а) концентрация в системе 1 г песка + 50 см³ H₂O + 0.058 г. СаО через 105 дней 0.168 мг в 1 см³ (карадагский трасс 0.075 мг через 123 дня); б) в формуле $C_2 \sqrt{C_1} = \Sigma K$ константа $K = 350-360$ (карадагский трасс, соответственно, 312).

2) Механические свойства:

Пропорция: 1 ч. портланд-цемента + 3 ч. трассового песка + 12 ч. нормального песка (параллельно с трассом в той же дозировке, оптимальной для последнего).

Через 28 дней найдено (в кг/см²):

Временное сопротивл. раздавливанию		Временное сопротивл. разрыву	
Трасс.	1 116	1 16.0	Средн. из 4-х наиб. 19.0
	2 131	2 16.8	
	3 132	3 19.5	
		4 19.7	
Средн. из 2-х наиб. больших 131.5		5 19.1	
		6 17.8	
Трас. песок	1' 42	1 6.8	7.05
	2 50	2 6.6	
	3 55	3 7.7	
		4 7.7	
Средн. 52.5		5 6.0	

3) Механический анализ трассового песка:

Навеска	237 г
Остаток на сите отверстий	6.5 мм ² 28 "
" " " "	0.75 " 54 "
" " " "	0.20 " 40 "
Прошло на сито "	0.20 " 114 "
	<hr/> 236 г

Химический анализ трассового песка (Святая гора)
(в %/о/о)

TiO ₂	0.11
SiO ₂	66.34
Al ₂ O ₃	12.48
Fe ₂ O ₃	1.62
FeO	0.24
MnO	0.18
CaO	1.95
MgO	0.85
H ₂ O	1.34
Na ₂ O	2.89
П/пр.	12.43 — CO ₂ 0.41

$\Sigma = 100.43$

Аналитики: Б. В. Залеский и Н. М. Некляев

Самая мелкая фракция:

SiO ₂	66.07 %
П/пр.	13.13 "

Самая крупная фракция

SiO ₂	67.47 %
П/пр.	11.52 "

При ближайшем знакомстве с карадагским трассом возникает вопрос, насколько правильно применять это название к трассам Святой горы. Настоящие трассы, от которых и пошло самое название, представляют туфовые, т. е. пирокластические образования; представления об их происхождении, правда, несколько расходятся у разных авторов, но все сходится на том, что это пирокластические рыхлые выбросы. Хамблех¹ и Марциус² считают их за образования одновременно и типа раскаленных облаков Пелэ и грязевых лав. Как уже указано, карадагские трассы не являются пепловыми образованиями и не образуют потока. Главная масса трасса представляет массивную не обломочную породу: пепловые трассы и трассовые брекчии образуют его краевую фацию. Поэтому следует наш трасс, в отличие от прирейнского, рассматривать как своеобразное богатое водой, экструзивное образование, лишь в краевых частях носящее характер обломочной породы. Обломочная же часть трассового тела представлена двумя фациями: типом вулканической брекчии и типом пеплового туфового образования.

Другое различие заключается в химизме этих пород. Андернахские, лаахерские и итальянские трассы принадлежат к сильно щелочным породам трахитового типа; на этом основании и возникло представление о том, что своими пущоланическими свойствами они обязаны щелочам (напр. Тангейзер³). Тетмайер связывал пущоланические свойства трассов с активным кремнеземом. Байков показал, что пущоланические свойства карадагских трассов, которые отнюдь не являются щелочными породами, обусловлены именно присутствием в них активного кремнезема.

В виду указанных особенностей карадагских трассов мог бы даже возникнуть вопрос, следует ли за ними сохранить название трассов; но оно уже утвердилось за карадагской породой, и быть может возможно считать термин трасс родовым названием для всяких твердых пород с пущоланическими свойствами, в отличие от рыхлых пущолан, независимо от их состава и строения.

Микроскоп обнаруживает большее разнообразие, чем можно ожидать. В общем преобладает стекловатая масса с показателем преломления меньше канадского бальзама. В некоторых препаратах встречаются единичные или немногочисленные полевошпатовые микролиты. Вкрапленники микротинового полевого шпата тоже немногочисленны и нередко имеют микроскопические размеры.

По микроскопическому строению можно установить несколько разновидностей трасса: флюидальный, арабесковый, туфовый, брекчие-

¹ A. Hambloch. Der Trass, seine Entstehung, Gewinnung und Bedeutung im Dienste der Technik. Berlin, 1909.

² S. Martius. Beiträge zu den Fragen der Ursprungsstelle der weissen Bimssteintuffe, dem Ursprungsort und der Entstehungsweise des Trasses. Inaugural-Dissertation. Bonn, 1912.

³ F. Tannhäuser. Ein Beitrag zur Petrographie des Trasses und zur Erklärung seiner hydraulischen Wirkungsweise. Bautechnische Gesteinsuntersuchungen, 1912, I.

видный, сплошной литоидитовый (белый и зеленый). Все эти разновидности спорадофировые, причем вкрапленниками (обыкновенно это микровкрапленники) являются плагиоклазы из ряда андезина. Лишь в единичных случаях наблюдается кварц; но кварц входит в основную массу в виде многочисленных обломков, изредка образует и сферолиты; в двоякопреломляющих фельзитовых полах и участках, повидимому, есть и полевой шпат и кварц; этот последний непосредственно обнаружен разными способами, в частности в одном случае Н. Л. Дилакторским определены показатели преломления 1.544 и 1.5331 ± 3 ; цветные минералы не были встречены.

Вкрапленники плагиоклаза обыкновенно андезин. Из разных определений приводим одно, сделанное Н. Л. Дилакторским:

$$\begin{array}{lcl}
 \text{В} \begin{cases} N_g = 28^\circ \\ N_m = 62^\circ \\ N_p = 84^\circ \end{cases} & \text{№ 47} & \text{М} \begin{cases} N_g = 24^\circ \\ N_m = 68^\circ \\ N_p = 86^\circ \end{cases} \text{ № 43} \\
 \text{Угол } 2V = +82^\circ \text{ (центральная зона) и} & & \\
 2V = +84^\circ \text{ (наружная зона)} & &
 \end{array}$$

Наиболее интересными структурными типами следует считать флюидальный и арабесковый. Преобладание в них сплошной аморфной (стекловатой?) массы, флюидальное ее строение, обтекание флюидальными потоками вкрапленников плагиоклаза — это признаки, говорящие за то, что мы имеем перед собой лаву, очень своеобразную, богатую водой, но все же лаву. А если принять во внимание брекчиевидный или туфовый характер значительной части трассовой массы, придется остановиться на такой картине генезиса трасса: лава, богатая водой, в процессе охлаждения частью застывает в виде витрофировой лавы, по содержанию воды — пехштейнового типа, частью подвергается процессу самобрекчиевания (auto-brecciation), частью, быть может, разбрызгивается в настоящий туф. Во всяком случае трассовая масса текла, а не разбрызгивалась нацело, как при образовании настоящих туфов. Трудно сказать, является ли все содержание воды в трассе первичным. Возможно, что часть воды была присоединена в процессе охлаждения за счет продолжавших выделяться водяных паров. Характерно отсутствие хлора, сернистого газа и т. п., говорящее против позднейших сольфатарных воздействий.

Трассовая масса выделилась, повидимому, из трещины, а не из вулканического жерла; но, вылившись из трещины, она распространялась по разным направлениям, почему не только прилегает к липариту или налегает на него, но и покрывает несогласной шапкой головы его выходов.

Трасс имеет нечто общее с тем типом вулканических образований, который называют туфовыми лавами, как, например, неаполитанское пиперно или туфовые лавы Алагеза, но отличается от них своим высоким содержанием воды; как уже указано, это является хорошим диагностическим признаком, так как дает возможность быстро и даже в полевой

обстановке отличать трасс от липарита, что особенно существенно, когда мы имеем дело с белым трассом.

Вода в трассах двоякого рода: часть ее гигроскопическая, часть конституционная, составляющая в тесном смысле слова потерю при прокаливании. Во многих из приведенных случаях потеря при прокаливании определялась в воздушносухой пробе, т. е. включала и конституционную и гигроскопическую воду; в других потеря при прокаливании относится к пробе, высушенной до постоянного веса при 110°.

Как уже указано, мы считаем конституционную воду первичной. Хотя хорошо известно еще со времени опытов Лемберга, что вулканические стекла, и в частности кислые стекла, легко гидратизируются, вряд ли можно отрицать возможность и первичной гидратизации. Фогт в последней своей работе¹ приводит литературу этого вопроса, снова его пересматривает и приходит к заключению, что вода в кислых смоляных камнях вторичного происхождения. Мы не склонны распространять это мнение на карадагские трассы. Отсутствие каких-либо признаков гидрохимических новообразований, свежесть полевошпатовых вкрапленников в трассах, незначительная потеря при прокаливании в соседних с трассами и частью подстилающих их кератофировых туфах, отсутствие воды в стекловатых жилах андезитов и дацитов и в витрофировых андезитах Карадага, наконец, равномерная гидратизация всей трассовой толщи, все это приводит нас к заключению о том, что гидратизацию трассов следует рассматривать как первичное магматическое явление.

Трасс в основе своей является лавовой массой, хотя в значительной части получившей обломочную структуру; иначе сказать, эта масса текла, а не разбрызгивалась взрывами. Поэтому допущение, что она вылилась из трещины, не заключает в себе ничего парадоксального. В этом отношении можно провести некоторую аналогию с туфовыми лавами Алагеза, для которых П. И. Лебедев тоже принимает трещинное происхождение. Но трещинное происхождение не было бы парадоксальным даже и в том случае, если бы трасс представлял во всей своей массе туфовое образование, если вспомнить те туфовые образования Катмая на Аляске, которым Феннер приписывает трещинное происхождение.

Под микроскопом при слабом увеличении мы имеем в сущности два типа: явнофлюидальный и нефлюидальный. Этот последний является при скрещенных николях аморфным, но испещрен мелкими двоякопреломляющими зернышками в виде светлых точек. В флюидальном мы имеем чередование или грубослоистое или более тонкое зеленоватожелтых аморфных участков (они обыкновенно преобладают) и бесцветных двоякопреломляющих, которые при более сильном увеличении распадаются на мелкозернистые двоякопреломляющие агрегаты (кварц?). При более или

¹ J. Vogt. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. Skrift. Norske Vidensk. Akad., Oslo, 1930, № 3; 1931, № 184 ... и 192 ...

менее сильном увеличении эти два структурные элемента резко выделяются во многих шлифах, но при этом обнаруживается некоторое разнообразие микроструктуры. Наряду с такими разностями, в которых картина действительно флюидальная, напоминающая до известной степени пехштейновую, имеются и такие, в которых белые участки образуют на фоне светлоокрашенного причудливые узоры, не вытянутые флюидално в одном направлении; этот тип можно назвать арабесковым. Третий, повидимому, более редкий тип, это сетчатый, или флюидално-арабесково-сетчатый, в котором бесцветные участки образуют связанную сетчатую систему на фоне цветного аморфного базиса, в данном случае имеющего более интенсивную зеленую окраску (фиг. 58).

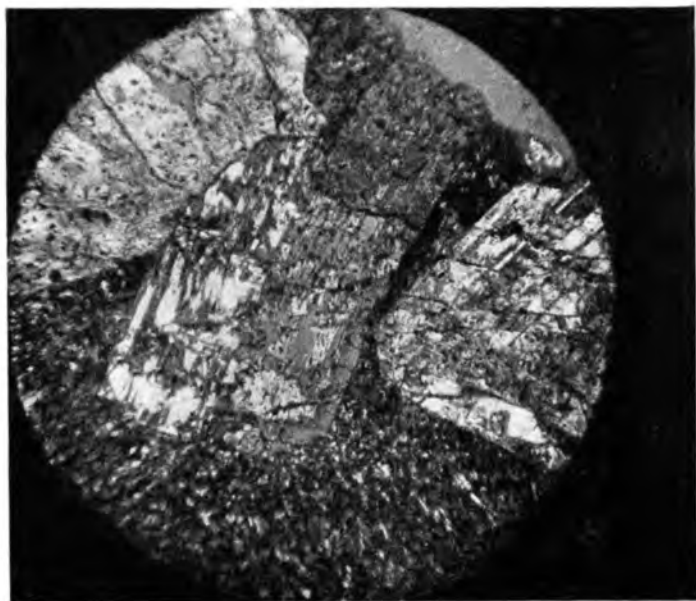
Наиболее характерным примером флюидалного типа является порода № 681. Светлобурое стекло со сложным бесцветным узором дает ясную картину флюидалных микропотоков, между прочим характерно обтекающих идиоморфные плагиоклазовые вкрапленники. В стекле беспорядочно разбросаны неправильные угловатые обломки кварца и быть может полевого шпата.

Препарат № 1031 представляет несколько иную картину: темнобурые участки пронизаны светлозеленоватыми лентами и полосками, флюидално извивающимися, иногда образующими как бы грубую сетку. Эти ленты обладают двойным лучепреломлением.

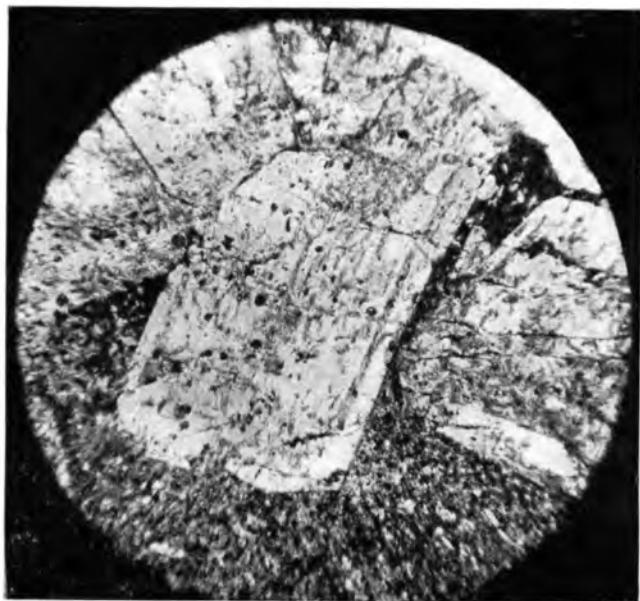
В препарате № 6/30 г. мы видим флюидалность в широкополосатой массе, в которой господствуют широкие бесцветные полосы, чередующиеся с серыми участками; и те и другие при сильном увеличении дают картину фельзитовой массы. Полосы резко флюидално обтекают вкрапленники, каковыми здесь являются небольшие группы плагиоклазовых призматических микровкрапленников и, в отличие от других препаратов, также и сравнительно крупные, округлые изолированные зерна кварца.

По химическому составу трассы в общем примыкают к липаритам, если отбросить потерю при прокаливании. Однако по содержанию щелочей и в некоторых случаях по отношению $\text{RO}:\text{SiO}_2$ они отличаются от типичных липаритов и от карадагских палеолипаритов и стоят ближе к липаритоацитам. Общее содержание кремнекислоты и коэффициент при RO обыкновенно все-таки говорят о близости их к липаритам.

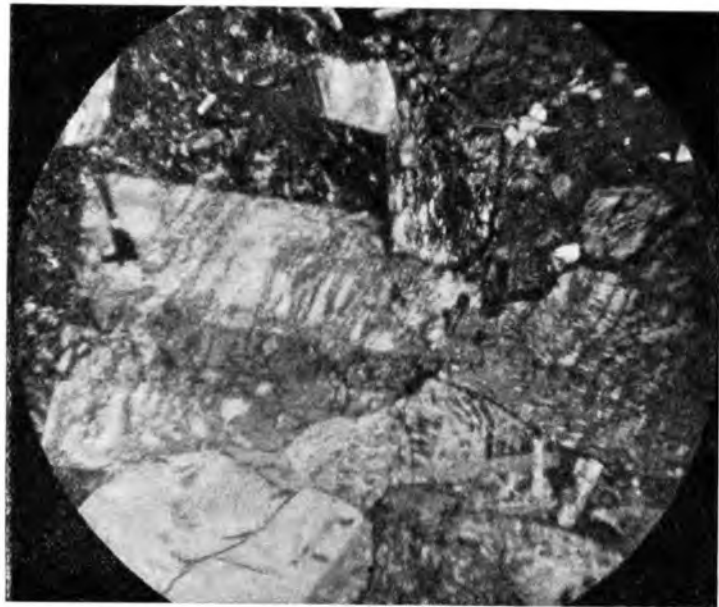
Пересчет химического анализа на минералогический состав дает, наряду с преобладающим кварцем и опалом, довольно высокое содержание полевого шпата. Но этот полевой шпат, кроме единичных микровкрапленников, не индивидуализировался, т. е. является нормативным, если не считать возможного его присутствия в фельзитовых двоякопреломляющих участках, о чем речь уже была выше. Цветные минералы не обнаружены нигде.



Фиг. 42. Пятнистые полевые шпаты (альбитизация окси-кератофиоров). Шл. 274. Ник. \times . Увел.



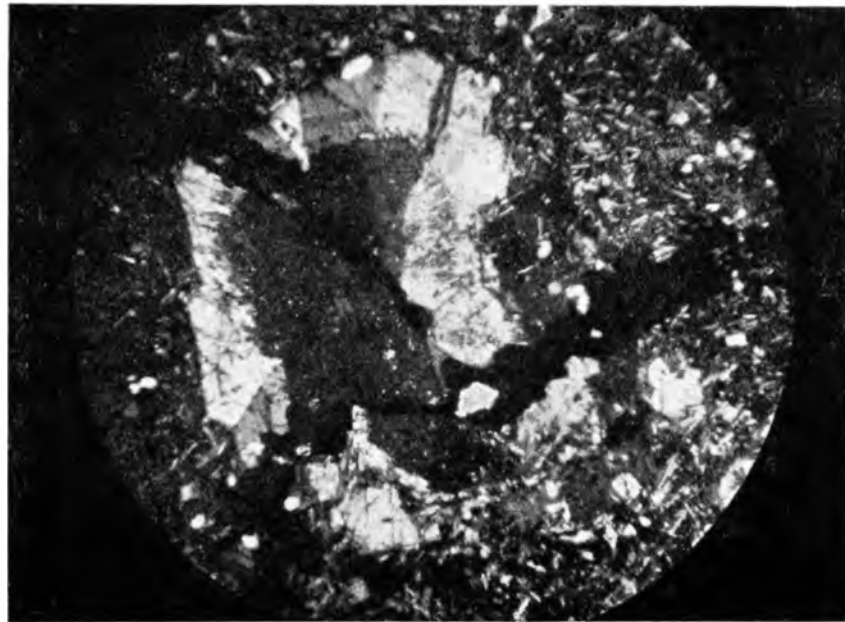
Фиг. 43. Пятнистые полевые шпаты (альбитизация в окси-кератофиорах). Шл. 274. Ник. ||.



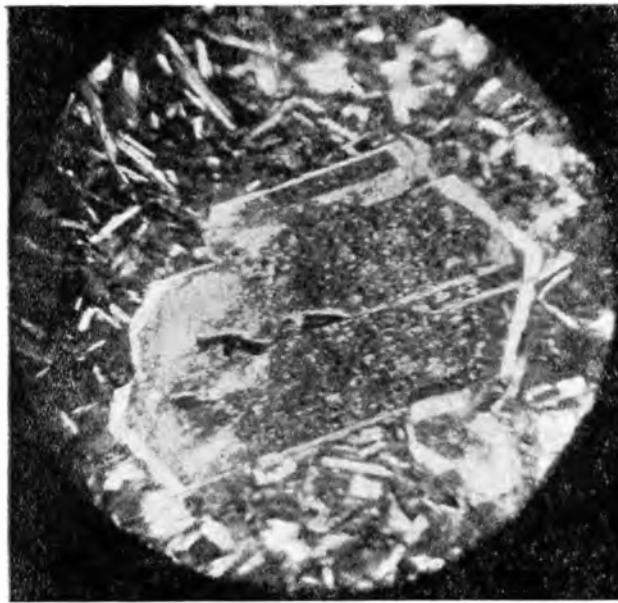
Фиг. 44. Пятнистые полевые шпаты (альбитизация в эпидо-
ритодаците). Шл. 95. Ник. X. Вершина Хоба-Тепе.



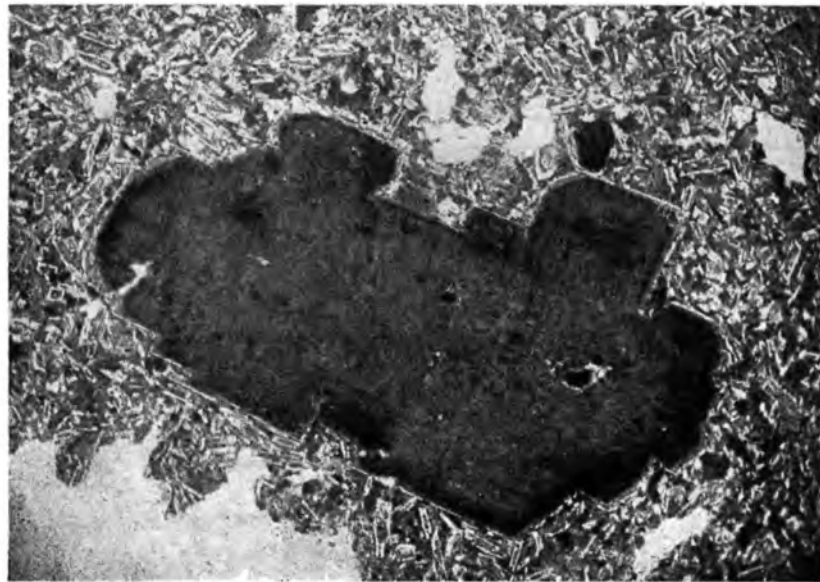
Фиг. 45. Пятнистые полевые шпаты (альбитизация в ксера-
тоспилигах). Шл. 397. Ник. ||. Сердоликская бухта.



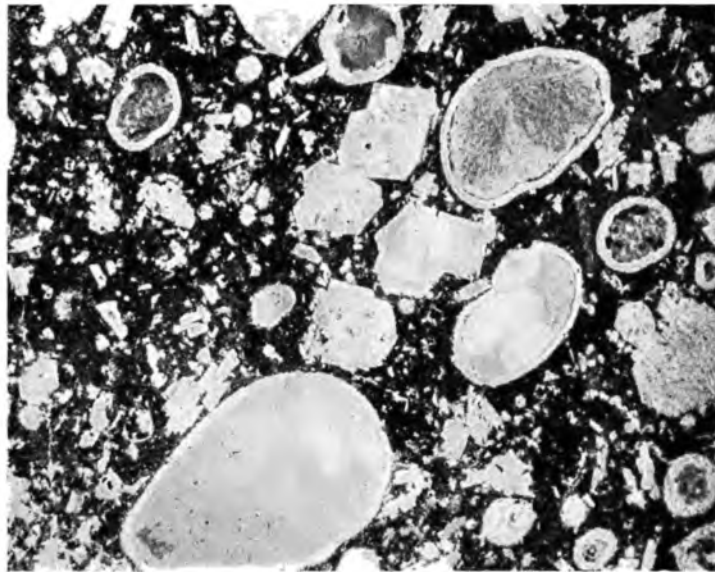
Фиг. 46. Кайма кристаллов зонального лабрадора вокруг мутного альбитового ядра. Кератоспидит. Шл. 267. Ник. \times . Бухта Барахта.



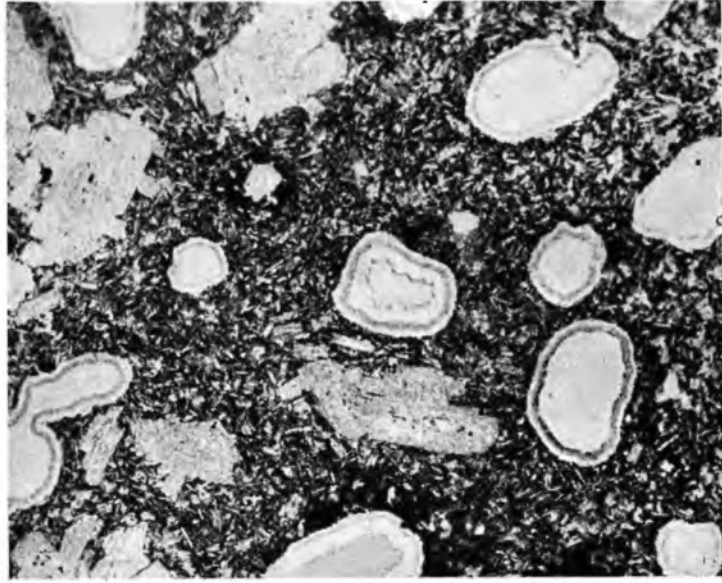
Фиг. 47. Хлоритизированный полевой шпат в кератоспидите. Шл. 397. Ник. \times . Сердоликовая бухта.



Фиг. 48. Хлоритизированный полевой шпат в керато-
фири. Шл. 1. Ник. || . Карагач.



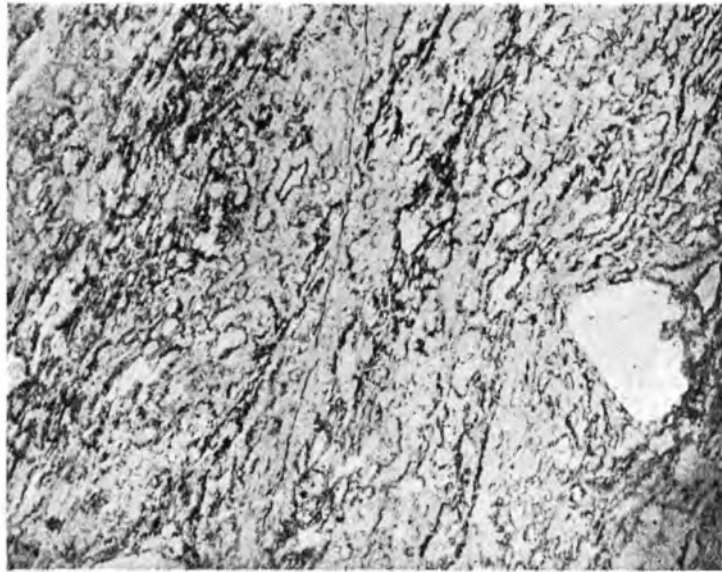
Фиг. 49. Микроструктура спилита. Ник. || .



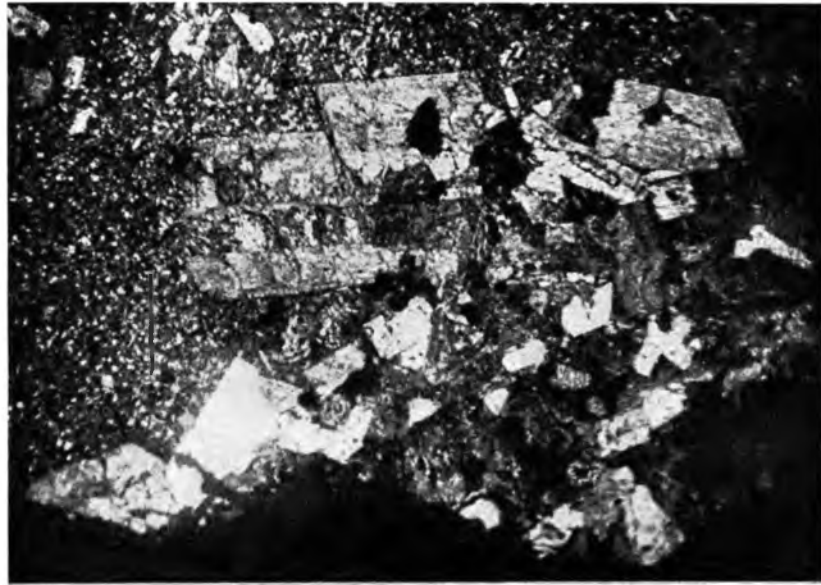
Фиг. 50. Микроструктура кератоцилита. Миндалины
заполнены хлоритом, кальцитом и псидитами. Ник. ||.



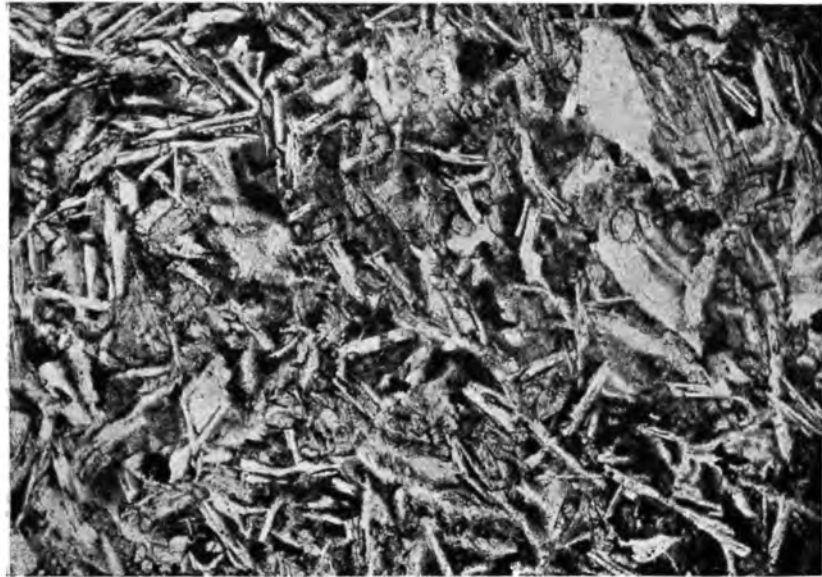
Фиг. 51. Хлоритизированные микролиты со свежими
каемками в кератоцилите. Шл. 262. Ник. ||. Сердоли-
ковая бухта.



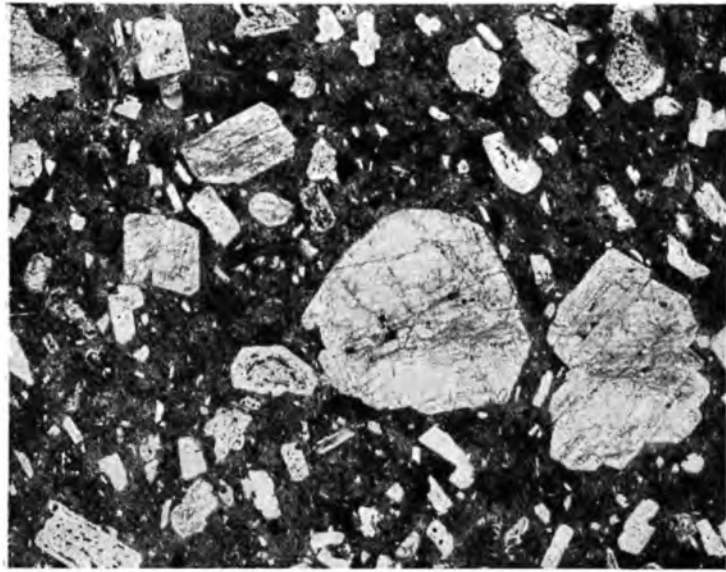
Фиг. 52. Микроструктура основной массы палеомилонита.
Шл. 605. Ник. ||.



Фиг. 53. Ксенолит слюита в оксидератофире.
Шл. 272. Ник. X. Бухта Баракта.



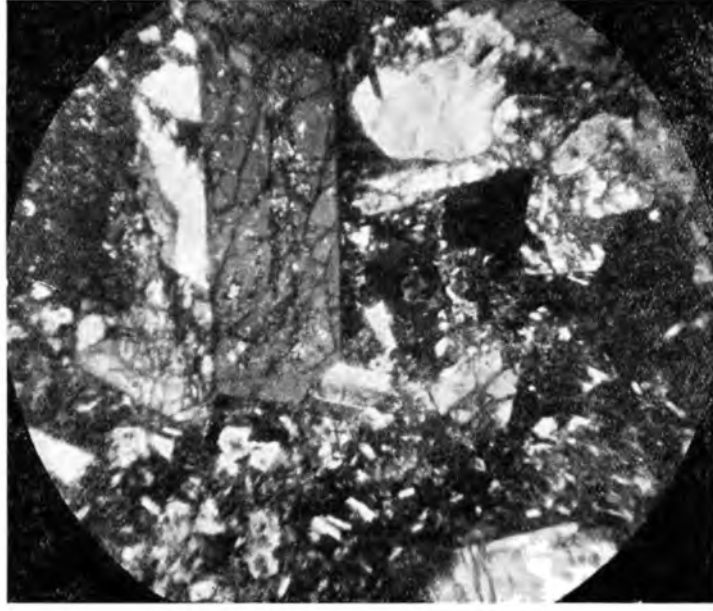
Фиг. 54. Микроструктура базальта. Шл. 879. Ник. ||.
Берег Карагача.



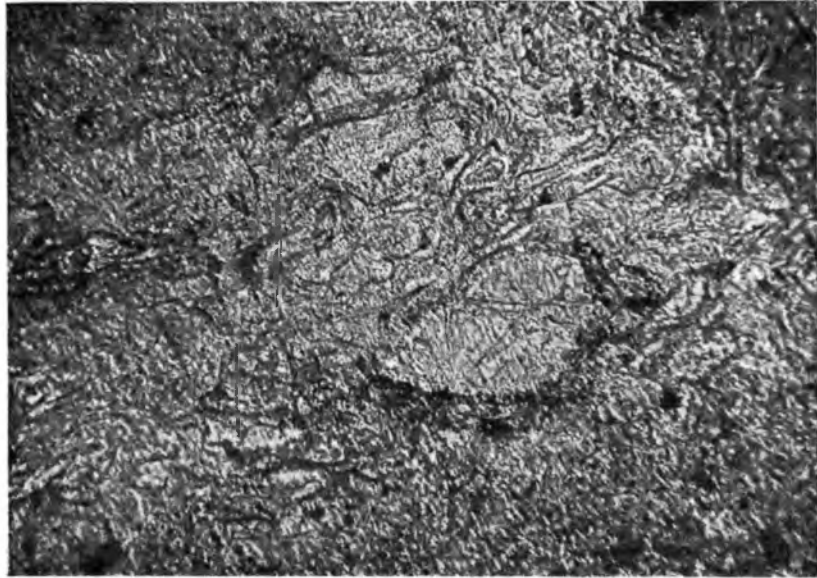
Фиг. 55. Микроструктура андезита. Шл. 25/24 г. Ник. ||.
Чортов Камин.



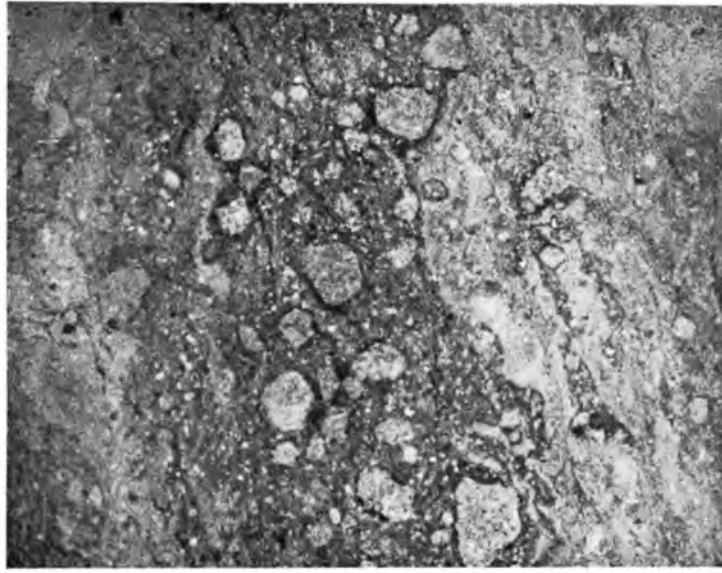
Фиг. 56. Полевой шпат в андезитах. Шл. 25/24 г. Ник. Х.
Чортов Камин.



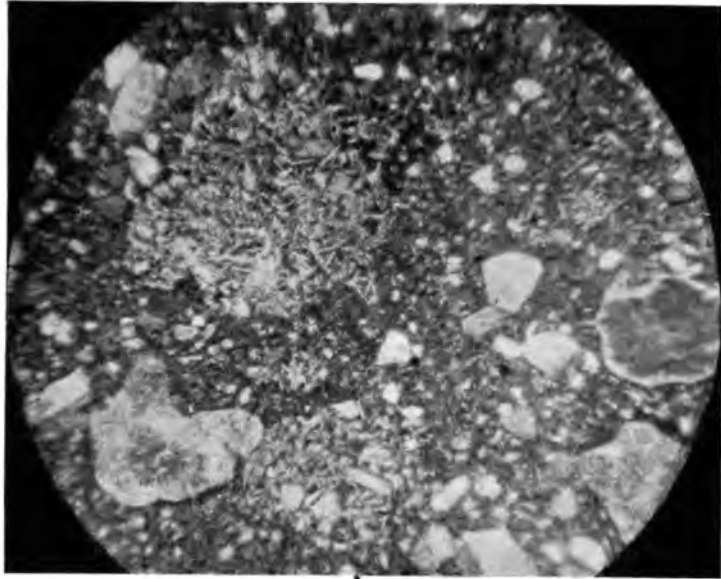
Фиг. 57. Микроструктура липаритоциста. Шл. 460. Ник. Х.
Хоба-Тепе.



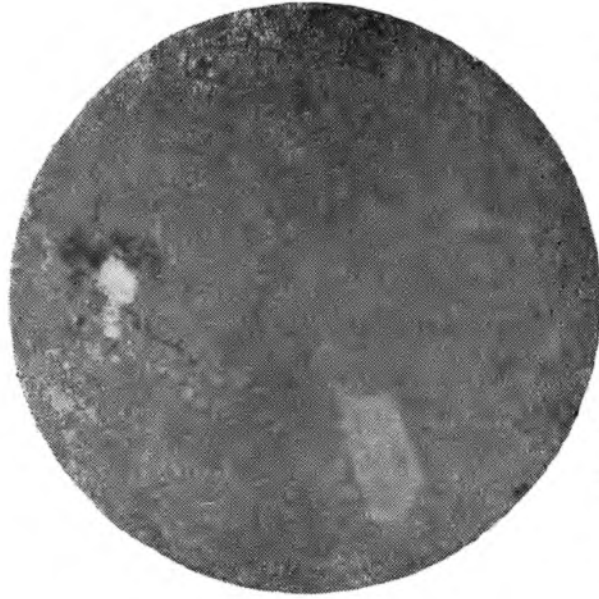
Фиг. 58. Микроструктура арабесковой основной массы
трасса. Ник. ||. Святая гора. Ломки.



Фиг. 59. Дактиловый туф. Шл. 640. Ник. ||. Кок-Кая.



Фиг. 60. Дадитовый туф с остатками ископаемых.
Шл. 13, Ник. ||. Кок-Кая.



Фиг. 61. Микроструктура грасса. Ник. X. Ломки
Святой горы. Малое увеличение.

ЧАСТЬ ХИМИЧЕСКАЯ**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАРАДАГСКИХ ЛАВ**

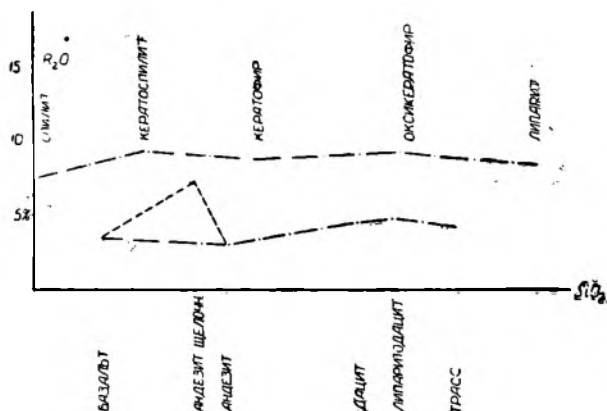
Химические анализы карадагских изверженных пород были сделаны частью в Геологическом музее Академии Наук, частью в б. Геологическом комитете. Кроме полных анализов было произведено довольно значительное число определений кремнекислоты, по преимуществу для пород кератофировой серии.

В нижеследующих таблицах анализы распределены по отдельным семействам и, кроме того, дан общий перечень всех анализов, расположенный по годам сборов и текущим номерам соответствующих коллекций.

Сопоставляя все изверженные породы Карадага и учитывая количественное преобладание палеотипных пород, можно определить карадагскую магму, как магму богатую натром и бедную магниезией; это как раз те два признака, которые определяют особенности как спилитовых, так и кератофировых пород. Таковы особенности магмы в целом, т. е. среднего ее состава; таковы в особенности признаки палеотипной части магмы, между тем как в кайнотипной количество натра уже значительно меньше. Палеотипная порция магмы, кроме того, отличалась от кайнотипной богатством летучими компонентами, судя по процессам хлоритизации, цеолитизации, кальцинации и альбитизации, а также по обилию миндалевидных разностей и по количеству туфовых образований. Все это в кайнотипной порции магмы отсутствует, свидетельствуя, как нам кажется, о бедности ее летучими компонентами. Дифференциационная диаграмма показывает, что здесь с полной определенностью вырисовывается антагонизм щелочей и щелочных земель. Вместе с тем по содержанию щелочей, среди которых, как уже указано, значительно преобладает натр, ясно вырисовываются две серии пород: в одной из них при разной кислотности сохраняется почти неизменным высокое содержание щелочей; на другой также постоянно значительно более низкое содержание щелочей, что особенно ясно видно на двух небольших диаграммах (I и II), на которых нанесены в отдельности палеотипные и кайнотипные породы.

Отсюда вытекает, что при образовании как из палеотипной, так и из кайнотипной порции магмы лав разной кислотности содержание щелочей в обоих случаях оставалось постоянным; иначе сказать, возрастание содержания кремнекислоты шло за счет других составных частей, а не щелочей.

Интересную иллюстрацию возрастания содержания кремнекислоты в верхней части эффузивной толщи представляет массив Хоба-тепе. Многочисленные нижеприведенные определения кремнекислоты в кератофировых породах, слагающих этот массив, показывают, что содержание кремнекислоты неизменно в разных частях стены, непосредственно спускаю-



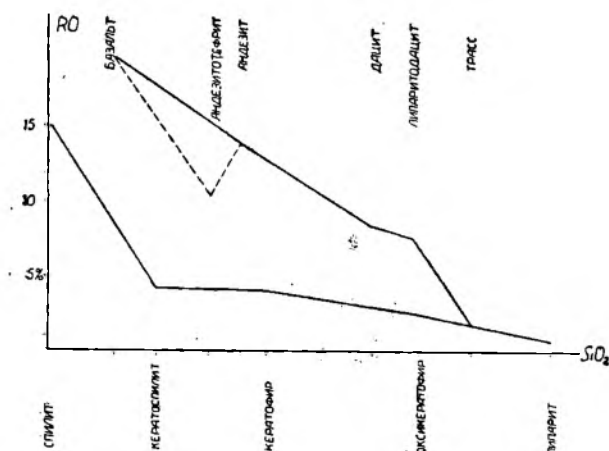
I. Содержание щелочей в породах палеотипной (нижняя линия) и кайнотипной (верхняя линия) серий.

щейся к морю и вообще ближайшей к морю толщи этой кератофировой свиты, притом оно значительно ниже, чем в разных частях этой свиты, более удаленных от моря. В среднем содержание кремнекислоты в морской гряде 66.63%, а во внутренних грядах 69.7%. Серия образцов, систематически собранная в 1929 г. с приморской стены Хоба-тепе, показала, что кремнекислота в ней варьирует в незначительных пределах, не превышая 65%, чаще всего около 62% или 63% (см. стр. 56 и табл. XVI, стр. 123).

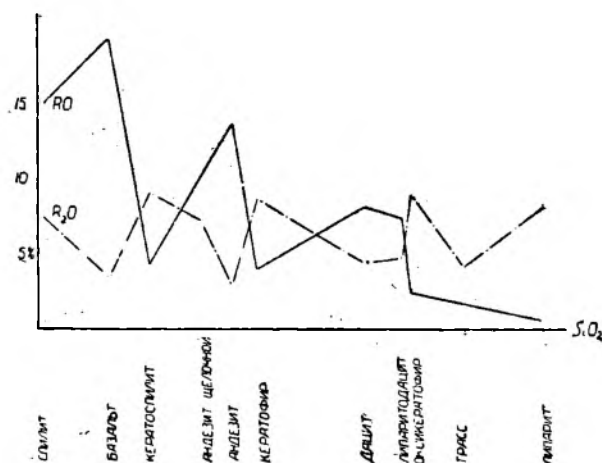
Единственным исключением является порода № 19; возможно, что это дайка.

Если правильно наше представление, что эта серия поставлена на голову, что приморская стена — это нижняя часть этой свиты, а внутренние гряды более верхние ее части, то получается картина дифференциации в виде обогащения верхней части лавовой массы кремнекислотой.

В общем, принимая во внимание господствующие породы, можно сказать, что Карадаг питался дацитовой магмой, но в двух разных моди-



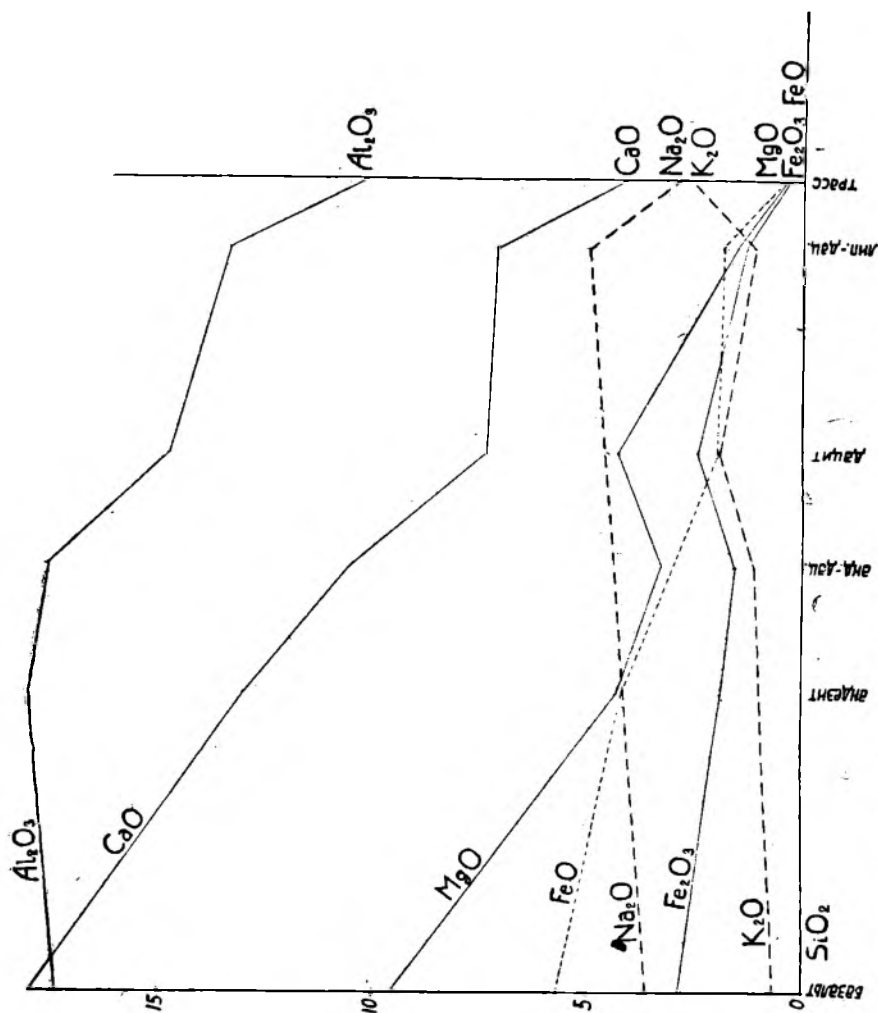
II. Содержание щелочных земель в породах палеотипной и кайнотипной серий.



III. Сводная диаграмма содержания щелочей и щелочных земель в палеотипной и кайнотипной сериях.

фикациях. Палеотипная модификация дала наряду с лавами много туфов, в ней много мандельштейнов, в ней широко развиты процессы хлоритизации, альбитизации, кальцинирования. Кайнотипная модификация характеризуется брекчиями, туфов мало, в мандельштейнах халцедон, много стекловатых и витрофировых пород.

Химическая характеристика отдельных семейств карадагских пород достаточно ясно вытекает при обозрении таблицы анализов. Поэтому можно ограничиться по отношению к каждому из них краткими замечаниями, предпослав им краткий разбор диаграмм IV, V и VI.



V. Диаграмма среднего химического состава кайнотипной серии (в эквивалентах).

На диаграмме кайнотипной серии стоят особняком две породы: трасс и дацит; остальные породы дают картину настоящего изотектического ряда. Трасс к этому ряду не принадлежит — он относится к другому вулканическому циклу. Что касается дацита, то его несколько особое положение, вероятно, объясняется тем, что мы имеем только два анализа стекловатой жилы; если бы было больше дацитов, они, вероятно, дали бы такие средние числа, которые не нарушили бы плавности прямых линий для изотектического ряда: базальт-андезит-андезитодацит

Кератофиры. Настоящими кератофирами с коэффициентом кислотности ниже 2.5 являются лишь лавы с Карагача (№ 1) и с Мономаха (№ 58с); остальные лавы имеют коэффициент кислотности больше 2.5 и являются уже переходными к оксикератофирам.

В общем по содержанию щелочей и отношению их к щелочным землям можно выделить те же два типа, но абсолютное содержание щелочей здесь несколько более высокое.

Средний тип кератофира в общем соответствует щелочной ветви порфиров или трахиандезитам.

Интересно сопоставление суммы щелочей для среднего состава пород кератофировой формации. Как показывают нижеследующие числа, сумма щелочей во всех семействах кератофировспилитовой серии практически тождественна.

	R_2O в %
Оксикератофиры	6.75
Кератофиры	6.80
Кератоспилиты	6.89
Спилиты ¹	6.68

В отдельных типичных представителях палеотипной серии (табл. II — VII) содержание щелочей несколько выше, а именно:

Палеолипариты	7.88%
Оксикератофиры	9.00 „
Кератофиры	8.69 „
Кератоспилиты	8.46 „
Спилиты	7.54 „

Тождество в содержании щелочей в оксикератофирах, кератофирах и кератоспилитах резко выступает при пересчете на эквиваленты (еще лучше, если помножить на 1000):

	Эквиваленты
Палеолипариты	0.1025 или 103
Оксикератофиры	0.1300 „ 130
Кератофиры	0.1312 „ 131
Кератоспилиты	0.1319 „ 132
Спилиты	0.1029 „ 109

¹ Приведенное здесь число получено из анализов трех спилитов, перечисленных на силикатную породу без $CaCO_3$ (среднее содержание SiO_2 — 50.9%). Спилиты №№ 864, 62/24 г. и 156 без пересчета дают 6.44.

Как уже было отмечено на стр., карадагские породы представляют заметное разнообразие по относительному содержанию в них щелочей и щелочных земель: мы имеем среди них породы с преобладанием щелочей, породы с преобладанием щелочных земель и, наконец, породы, в которых содержание щелочей и щелочных земель одинаково или приблизительно одинаково. Такое совместное нахождение щелочных и нещелочных пород в одной и той же вулканической группе и даже в пределах одного эффузивного комплекса Хоба-тепе заслуживает внимания с точки зрения контроверзы о щелочных и щелочноземельных породах и их распространении. К числу столь многочисленных примеров совместного нахождения щелочных и щелочноземельных пород надо прибавить и Карадаг. Щелочной характер некоторых пород кератофировой формации иллюстрируется не только тем, что в них щелочи преобладают над щелочными землями, но еще и тем, что в них иногда пироксен представлен эгиринавгитом. В общем кератофировая формация, однако, не настолько богата щелочами, чтобы в ней могли появиться щелочные пироксены или амфиболы, да и содержание окиси железа в них невелико. Это типично-натровые и притом альбитовые породы; а альбит, вследствие своего двойственного характера, примыкает, с одной стороны, к щелочным полевым шпатам, с другой, он входит в состав плагиоклазов — придает двойственный характер и альбитовым породам. Поскольку альбитовые породы не содержат щелочных пироксенов или амфиболов, они чаще примыкают к породам щелочноземельным, чем к щелочным. Достаточно вспомнить спилиты, большую часть кератофиров, альбитовые контакты габбровых пород. Типично щелочные натровые породы обыкновенно содержат достаточно калия и характеризуются не альбитом, а анортотоклазом и пертитам.

Липаритодациты. В таблице липаритодацитов имеются анализы, которые по содержанию кремнекислоты и по коэффициенту кислотности должны были бы быть отнесены к липаритам, как, напр., №№ 851, 320. Это кайнотипные породы. Но по отношению $R_2O:RO$ их нельзя назвать липаритами, если не выделять особой группы плагиоклазовых липаритов. Мы предпочли отнести их к плагиолипаритам, среди которых они представляют как бы ультракислую ветвь.

I. ТАБЛИЦЫ АНАЛИЗОВ

I. Перечень химических анализов горных пород Карадага

№№	Местность	Название породы	Примечание
1924 г.			
6	Сердоликовая бухта	Андезит	В этот список не помещены анализы трассов, приведенные в дополнительной заметке о трассах.
11	Хоба-тепе	Трахит	
17	Карагач, морское побережье	Спилитоид	
25	Чортов Камин	Андезит	
46	Большая Стена	Оксикератофир	
51	Святая гора	Палеолипарит	
62	Магнитный камень	Спилит	
68	Шоссе, 21-я верста	Мелафир	
71	Карагач	Дацит	
74	Устье Зеленого оврага	Андезит	
75	Устье Зеленого оврага	Андезитодацит	
76	Карагач (брекчия)	Оксикератофир	
79	Морское побережье Карагача, у „ванны“	Спилит	
18 с/24	Хоба-тепе	Оксикератофир	
	Ложа		
46 с	Хоба-тепе	Липаритодацит	
58 с	Шапка Мономаха	Кератофир	
82 с	Святая гора	Липаритоид (оксидацит)	
161 с	Святая гора	Базальт	
Без №	Святая гора Ломки	Трасс	
1925—1928 гг.			
1	Карагач	Кератофир	
5	Кок-кая	Липаритодацит (оксидацит)	
81	Хоба-тепе	Полевой шпат	
95	Хоба-тепе	Липаритодацит	
96	Перед Стеной Лагорио „Пирамида“	Липаритодацит (оксидацит)	
156	Карагач	Спилит	
160	Карагач	Новый туф	
171	Карагач	Андезитодацит	

№№	Местность	Название породы	Примечание
176	Карагач	Палеолипарит	
251а	Включения в Троне	Липаритодацит	
	Сердоликовая бухта	(оксидацит)	
262	Сердоликовая бухта	Кератоспилит	
272	Хоба-тепе	Оксикератофир	
273	Хоба-тепе	Трахит	
275	Хоба-тепе		
	Львиная бухта	Оксикератофир	
283	Иван Разбойник	Кератофир	
290	Карагач	Оксикератофир	
320	Сфинкс	Липаритоид	
		(оксидацит)	
396	Сердоликовая бухта	Андезитодацит	
399	Сердоликовая бухта	Щелочной андезит	
502	Сердоликовая бухта	Оксикератофир	
553	Хоба-тепе	Оксикератофир	
558	Хоба-тепе. Маяк	Оксикератофир	
636	Кок-кая	Дацит	
637	Кок-кая	Андезит	
638а	Кок-кая	Базальт	
638	Кок-кая	Андезит	
687	Львиная бухта		
	Хоба-тепе	Оксикератофир	
756	Карагач	Оксикератофир	
851	Кок-кая	Липаритодацит	
		(оксидацит)	
864	Карагач „Гриб“	Спилит	
866	Карагач	Оксикератофирный туф	
881а	Святая гора	Палеолипарит	
879	Карагач. Берег моря		
	у „ванн“	Базальт	
939	Площатый мыс	Кератофир	
965	Гюр-бах	Кератоспилит	
1052	Карагач	Оксикератофир	
1089	Хоба-тепе	Липаритодацит	
		(оксидацит)	
1929 г.			
19	Львиная бухта	Липаритодацит	
		(оксидацит)	
26	(Хоба-тепе. Стена у моря)	Кератофир	

II. С п и л и т ы

	Побережье Карагача у ваны № 79/24 г.		Побережье Карагача № 17/24 г.		Гриб "у подножья Карагача со сто- роны моря № 864		Магнитный камень цемент № 62/24 г.		То же		Карагач № 156	
	Эквива- ленты	0/0	Эквива- ленты	0/0	Эквива- ленты	0/0	Эквива- ленты	0/0	Эквива- ленты	0/0	Эквива- ленты	0/0
SiO ₂	36.94	7.697	7.03	45.11	7.518	45.42	7.570	48.05	8.008	52.14	8.690	52.14
TiO ₂	1.02		0.62	1.67		0.87		0.84		1.08		1.08
Al ₂ O ₃	17.11	2.097	1.31	14.89	1.460	17.26	1.692	18.49	1.813	18.93	1.856	18.93
FeO ₃	1.48	0.116	0.23	6.58	0.411	4.19	0.262	3.00	0.187	7.42	0.0464	7.42
FeO	5.70		1.35	3.49		6.09		5.52		2.00		2.00
MnO		1.226	0.30	0.19	0.497	0.14	0.865	0.49	0.836	0.15	0.0299	0.15
MgO	1.36		0.77	5.24	1.310	3.70	0.925	3.74	0.935	4.36	1.090	4.36
CaO	2.55	0.802	3.11	6.27	0.508	7.50	0.666	4.63	0.827	3.60	0.0591	3.60
Na ₂ O	15.95	1.404	18.59	4.13	0.666	4.51	0.727	6.95	1.121	5.10	0.0823	5.10
K ₂ O	2.99	0.603	1.27	3.41	0.363	1.43	0.152	0.90	0.096	0.75	0.0080	0.75
CO ₂	0.76	0.101	0.64	2.72		2.96		1.52		0.23		0.23
H ₂ O	9.66		10.33	5.83		1.09		6.29		1.25		1.25
H ₂ O	1.45		2.80			5.25		—		2.80		2.80
П/пр.	2.33		1.72	—		100.41		—		следы		следы
SO ₃	0.18		—	99.53				100.42		99.81		99.81
Сумма	99.48		100.53									
Аналитик	Е. А. Сверхинская		Ю. Н. Книппович	В. А. Егоров	Ю. Н. Книппович	Е. А. Сверхинская	Ю. Н. Книппович	Ю. Н. Книппович	Ю. Н. Книппович	Ю. Н. Книппович	Ю. Н. Книппович	Ю. Н. Книппович
Матм. формула R ₂ O:RO	1.86 : 3.48		1.52 : 4.51	1.79 : 4.01	1.70 : 3.87	1.90 : 4	1.24 : 3.74	1.90 : 4	1.24 : 3.74	1.24 : 3.74	1.24 : 3.74	1.24 : 3.74
α	1 : 4.8		1 : 8	1 : 2.1	1 : 2.9	1 : 2.1	1 : 2.2	1 : 2.1	1 : 2.2	1 : 2.2	1 : 2.2	1 : 2.2
	1.42		1.96	1.57	1.54	1.53	1.76	1.53	1.76	1.76	1.76	1.76
Символ	1.86		1.52	1.8	1.70	1.90	1.24	1.90	1.24	1.24	1.24	1.24
	— 1.42		— 1.96	— 1.57	— 1.54	— 1.53	— 1.76	— 1.53	— 1.76	— 1.76	— 1.76	— 1.76

III. Кератоспилиты

	Сердоликовая бухта № 262		Гяур-бах № 965	
	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты
SiO ₂	55.58	.9263	52.27	.8712
TiO ₂	0.92		1.14	
Al ₂ O ₃	15.77	.1546	16.49	.1617
Fe ₂ O ₃	8.77	.0548	4.97	.0311
FeO	2.37	.0329	4.54	.0657
MnO	следы		0.19	
MgO	3.48	.0870	2.54	.0635
CaO	4.73	.0845	3.42	.0338
Na ₂ O	3.75	.0605	7.65	.1234
K ₂ O	1.59	.0169	0.80	.0085
П/пр.	1.44		4.95	
H ₂ O	1.84		—	
BaO	—		0.04	
CO ₂	—		1.20	
Сумма	100.24		100.20	
Аналитик	Н. А. Игнатьев		В. А. Егоров	
Магм. формула	1.34 : 4.42		1.52 : 4.40	
т. е. RO : SiO ₂				
R ₂ O : RO	1 : 2.6		1 : 1.2	
	2.03		2	
Символ	— $\frac{1.34}{2.03}$		— $\frac{1.52}{2}$	

IV. Кератофиры

	Карагач № 1		Шапка Моно- маха № 58 с/24 г.		Иван-Разбой- ник № 283		Хоба-тепе № 26/29 г.		Плоичатый мыс № 939	
	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	59.75	.9958	59.41	.9902	60.03	1.0005	62.21	1.0035	61.34	1.0223
TiO ₂	0.72		0.83		0.94		0.82		1.11	
Al ₂ O ₃	17.39	.1705	15.70	.1539	15.65	.1632	15.66	.1535	15.86	.1555
Fe ₂ O ₃	3.97	.0248	4.43	.0277	4.34	.0271	5.00	.0312	4.49	.0281
FeO	3.22		3.92		3.83		1.45	.0221	2.38	.0346
		.0465		.0569		.0347				
MnO	0.13		0.18		0.17		0.14		0.11	
MgO	1.81	.0952	3.32	.0830	2.25	.0562	2.43	.0607	1.87	.0467
CaO	1.86	.0332	1.91	.0277	3.31	.0255	2.45	.0438	4.84	.0828
Na ₂ O	7.07	.0114	6.03	.0973	5.15	.0831	5.12	.0826	3.75	.0605
K ₂ O	1.62	.0172	0.43	.0046	1.58	.0168	2.10	.0223	1.30	.0138
H ₂ O	0.39		1.40		1.04					
П/пр.	2.23		2.47		0.45		2.73		2.94	
BaO	—		—		—		следы		0.03	
CO ₂	—		0.36		0.28				0.16	
P ₂ O ₅			—		0.22		—		—	
Сумма	100.16		100.39		99.74		100.11		100.18	
Аналитик	Морачевский		Ю. Н. Книп- пович		Б. М. Френкель		В. А. Молева		В. А. Егоров	
Магм. формула	1.36 : 5.1		1.48 : 5.44		1.13 : 5.25		1.24 : 5.4		1.3 : 5.56	
R ₂ O : RO	1 : 1		1 : 1.6		1 : 1.1		1 : 1.2		1 : 2.2	
α	2.22		2.43		2.54		2.55		2.56	
Символ	± $\frac{1.36}{2.22}$		— $\frac{1.48}{2.43}$		+ $\frac{1.13}{2.54}$		— $\frac{1.24}{2.55}$		— $\frac{1.3}{2.56}$	

V. О к с и к е

	Львиная бухта № 687		Карагач № 756		Карагач Брекчия № 76/24 г.		Большая стена № 46/24 г.		Хоба-тепе № 272		Хоба-тепе Львиная бухта № 275	
	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	66.65	1.1108	70.25	1.1708	69.99	1.166	69.51	1.1585	64.78	1.0797	65.24	1.0873
TiO ₂	0.59		0.59		0.34		0.26		0.66		0.83	
Al ₂ O ₃	14.43	.1415	14.18	.1390	14.12	.138	14.97	.1468	13.20	.1294	14.66	.1437
Fe ₂ O ₃	2.25	.0341	1.76	.0110	0.86	.005	2.53	.0158	3.91	.0244	2.55	.0159
FeO	2.35		2.01		3.82		0.96		2.43		3.06	
		.0339		.0293		.056		.0156		.0351		.0439
MnO	0.09		0.10		0.20		0.16		0.10		0.10	
MgO	1.45	.0362	0.45	.0112	0.49	.005	0.48	.0120	1.85	.0462	1.28	.0320
CaO	1.98	.0354	4.84	.0733	3.49	.062	0.84	.0150	2.92	.0473	1.90	.0339
Na ₂ O	5.17	.0834	3.02	.0487	3.65	.059	6.24	.1006	3.36	.0542	5.05	.0815
K ₂ O	2.41	.0256	1.58	.0168	2.09	.022	2.76	.0294	3.53	.0375	3.00	.0319
H ₂ O	—		0.15		1.18		—		0.91		0.43	
П/пр.	2.42		0.94		0.51		1.43		1.77		1.69	
P ₂ O ₅	—		0.27		—		—		0.23		—	
BaO	0.06		—		—		—		—		—	
Cl	0.10		—		—		—		—		—	
CO ₂	—		0.34		—		—		—		следы	
Сумма	99.95		100.48		100.64		100.14		99.65		99.79	
Аналитик	В. А. Егоров		Б. Френкель		Е. А. Свержин- ская		Г. Сергиев		Е. А. Свержин- ская		Ю. Книппович	
Магм. формула	1.22 : 6.52		1.19 : 7.80		1.42 : 8.1		1.31 : 7.64		1.42 : 7.02		1.39 : 6.81	
R ₂ O : RO	1 : 1		1 : 1.7		1 : 1.5		1.3 : 1		1 : 1.4		1 : 1	
α	3		3.72		3.68		3.54		3.17		3.09	
Символ	+ $\frac{1.22}{3}$		— $\frac{1.19}{3.72}$		— $\frac{1.42}{3.68}$		+ $\frac{1.31}{3.54}$		— $\frac{1.42}{3.17}$		+ $\frac{1.39}{3.09}$	

р а т о ф и р ы

Хоба-тепе № 18-с/24 г.		Карагач № 290		Маяк (Хоба-тепе) № 558		Хоба-тепе № 553		Карагач № 1052		Сердоликовая бухта № 502	
‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
72.84	1.2140	69.85	1.1625	65.05	1.0482	69.32	1.1553	65.08	1.0847	62.69	1.0448
0.69		0.75		0.65		0.55		0.42		0.96	
12.88	.1263	13.59	.1325	14.92	.1463	12.77	.1252	18.00	0.1765	16.02	.1571
2.49	.0156	2.90	.0181	3.94	.0246	2.31	.0144	3.27	.0204	0.95	.0059
1.86		0.77		1.93		1.37		0.51		2.88	
	.0293		.0110		.0282		.0199		.0076		.0419
0.25		0.02		0.10		0.06		0.04		0.14	
0.47	.0117	0.70	.0175	1.05	.0262	1.31	.0327	0.59	.0147	1.34	.0335
3.41	.0609	1.09	.0049	2.90	.0458	2.61	.0418	0.88	.0159	4.84	.0789
2.94	.0474	6.81	.1098	4.26	.0687	2.54	.0410	9.90	.1597	3.74	.0603
1.48	.0157	0.85	.0090	2.92	.0311	3.51	.0373	—		2.44	.0260
0.26	—	—		0.91		1.00		—		∇	
1.01		2.15		1.58		2.39		1.52		3.46	
—		0.48		0.29		0.23		—		0.35	
—		—		—		—		—		—	
—		—		—		—		—		—	
—		—		—		—		—		—	
100.58		99.88		100.50		99.97		100.21		99.77	
Б. Френкель		В. А. Смирнов		Б. Френкель		Б. Френкель		В. А. Молева		В. А. Смирнов	
0.95 : 8		1 : 7.71		1.17 : 6.13		1.24 : 8.27		1.04 : 5.51		1.47 : 6.41	
1 : 1.3		3.5 : 1		1 : 1		1 : 1.2		4.6 : 1		1 : 1.8	
4.04		3.85		2.94		3.90		2.69		2.86	
$\frac{0.95}{4.04}$		$\frac{1}{3.85}$		$\frac{1.17}{2.94}$		$\frac{1.24}{3.90}$		$\frac{1.04}{2.69}$		$\frac{1.47}{2.86}$	

VI. Зеленые туфы

	Карагач. Зеленый туф № 866		Карагач № 160	
	%	Эквиваленты	%	Эквиваленты
SiO ₂	64.18	1.0697	65.41	1.090
TiO ₂	0.73		1.14	
Al ₂ O ₃	11.93	.1170	12.80	.125
Fe ₂ O ₃	3.98	.0249	1.76	.011
FeO	2.63	.0372	1.33	.019
MnO	0.05		0.06	.033
MgO	2.05	.0512	1.32	
CaO	3.14	.0561	3.03	.054
Na ₂ O	1.23	.0198	2.99	.048
K ₂ O	4.18	.0445	0.90	.009
H ₂ O	1.99		3.33	
П/пр.	4.10		5.59	
P ₂ O ₅	—		следы	
Сумма	100.19		99.66	
Аналитик	Ю. Книппович		А. Николаев	
Магм. формула	1.47 : 7.53		1.19 : 8.01	
R ₂ O : RO	1 : 2.2		1 : 2	
α	3.37		3.71	
Символ	$\frac{1.47}{3.37}$		$\frac{1.19}{3.71}$	

VII. Палеолипариты

	Святая гора № 881 а		Святая гора. Восточ- ный склон № 51/24 г.		Включения в брекчии Трона № 176	
	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	78.00	1.3000	70.99	1.1832	79.64	1.3273
TiO ₂	следы		следы	—	0.32	
Al ₂ O ₃	10.91	.1070	10.08	.0988	11.09	.1087
Fe ₂ O ₃	1.32	.0082	2.45	.0153	0.72	.0045
FeO	0.34	.0050	0.24	.0033	0.14	.0024
MnO	0.02		следы		0.03	
MgO	0.09	.0022	0.41	.0102	0.12	.0017
CaO	0.31	.0037	1.65	.0209	0.90	.0161
Na ₂ O	3.10	.0500	2.72	.0439	4.50	.0726
K ₂ O	4.78	.0509	2.08	.0221	1.45	.0154
H ₂ O	0.16		4.48		—	
П/пр.	0.63		4.29		1.24	
CO ₂	—		0.48		—	
Cl	—		—		—	
P ₂ O ₅	0.08		—		—	
Сумма	99.74		99.87		100.15	
Аналитик	Б. Френкель		Ю. Н. Книппович		В. А. Молева	
Магм. формула	0.97:11.28		0.88:10.3		0.95:11.5	
R ₂ O:RO	10:1		1.9:1		4.3:1	
α	5.68		5.34		5.92	
Символ	+ $\frac{0.97}{5.68}$		+ $\frac{0.88}{5.34}$		+ $\frac{0.95}{5.92}$	

VIII. Базальты и мелафиры

	Святая гора № 161 с		Карагач № 879		Шоссе, 21 в № 68/24 г.		Кок-кая (вклю- чения) № 638 а	
	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	49.47	.8245	48.96	.8160	50.66	.8443	45.11	.8500
TiO ₂	0.48		1.30		0.83		0.63	
Al ₂ O ₃	18.54	.1818	17.43	.1709	14.73	.1444	20.14	.2236
Fe ₂ O ₃	4.55	.0284	4.37	.0273	1.74	.0109	8.03	.0569
FeO	3.92		3.64		6.03		2.90	
		.0626		.0529		.0881		.0457
MnO	0.59		0.17		0.31		0.40	
MgO	4.75	.1187	4.76	.1187	3.47	.0867	2.43	.0682
CaO	10.15	.1812	11.80	.1907	10.80	.1929	7.24	.1140
Na ₂ O	0.56	.0090	2.61	.0421	2.28	.0368	3.52	.0643
K ₂ O	0.25	.0027	0.76	.0081	1.29	.0137	0.58	.0070
H ₂ O	3.75		—		1.48		3.24	
П/пр.	2.52		3.53		2.12		4.43	
SO ₃	—		—		4.53		—	
CO ₂	—		0.88		—		1.25	
Сумма	99.53		100.21		100.27		99.90	
Аналитик	Е. А. Свер- жинская		В. А. Егоров		Ю. В. Морачев- ский		Ю. В. Морачев- ский	
Магм. формула	1.49 : 3.9		2.08 : 4.12		2.69 : 5.43		1.07 : 3.03	
R ₂ O : RO	1 : 30		1 : 7.2		1 : 7.2		1 : 3.20	
α	1.74		1.63		1.91		1.48	
Символ	— $\frac{1.49}{1.74}$		— $\frac{2.08}{1.63}$		— $\frac{2.69}{1.91}$		— $\frac{1.07}{1.48}$	

IX. А н д е з и т ы

	Цоротов Камин № 25/24 г.		Цоротов Камин № 25/24 г.		Зеленый овраг № 74/24 г.		Сердоликовая бухта № 6/24 г.		Кок-кай № 638		Кок-кай № 637 1	
	Эквива- ленты	%	Эквива- ленты	%	Эквива- ленты	%	Эквива- ленты	%	Эквива- ленты	%	Эквива- ленты	%
SiO ₂	58.23	58.33	9.702	56.13	9355	56.59	9432	57.25	1.0421	57.22	1.0024	
TiO ₂	0.34	0.34		0.68		0.61		0.47		0.91		
Al ₂ O ₃	19.00	21.19	2077	16.79	1646	17.40	1706	18.53	1987	16.92	1747	
Fe ₂ O ₃	2.95	2.05	0128	1.99	0124	3.17	0198	4.24	0290	4.47		
FeO	4.88	3.93	0546	4.26	0621	2.99	0437	0.97	0148	2.41	0295	
MnO	следы	следы		0.21		0.16		0.26		0.24	0353	
MgO	0.470	1.88	0470	1.58	0395	2.14	0535	1.07	0290	1.55	0404	
CaO	7.68	6.70	1082	7.75	1384	6.03	1077	6.98	1043	8.36	1569	
Na ₂ O	0.308	1.91	0308	1.38	0223	3.32	0535	3.08	0543	3.79	0643	
K ₂ O	1.16	1.16	0123	0.32	0034	1.40	0149	0.98	0114	0.32	0036	
P ₂ O ₅	0.54	0.54		—		—		—		—		
S	0.13	0.13		—		—		—		—		
H ₂ O	0.54	0.54		4.33		1.08		1.28		1.27		
П/пр.	0.54	0.54		4.24		5.51		4.47		2.95		
CO ₂	—	0.36						0.28				
Сумма	100.16	99.75		100.16			100.40	99.86		100.41		
Аналитик	А. Николаев	А. Николаев		Е. Сверхинская		О. А. Воробьева		Н. Игнатьев		Н. Некая		
Матр. формула	1.38:4.74	1.14:4.44		1.50:5.29		1.43:4.95		0.94:4.58		1.47:4.99		
P ₂ O:RO	1:5.5	1:4.8		1:9.3		1:3		1:2.25		1:3.4		
α	2.16	2.20		2.34		2.21		2.33		2.23		
Символ	—	1.14		1.50		1.43		0.94		1.47		
	—	2.20		2.34		2.21		2.33		2.23		

1 Среднее из двух анализов.

X. Щелочные андезиты

	Сердоликовая бухта № 399	
	%,	Эквиваленты
SiO ₂	55.86	.9310
TiO ₂	1.03	
Al ₂ O ₃	15.97	.1566
Fe ₂ O ₃	5.86	.0366
FeO	2.84	.0394
MgO	1.84	.0460
CaO	5.79	.1034
Na ₂ O	4.74	.0765
K ₂ O	2.26	.0240
П/пр.	3.59	
Сумма	99.78	
Аналитик	Н. И. Соустов	
Магм. формула	1.5 : 4.81	
R ₂ O : RO	1 : 1.8	
α	2.14	
Символ	$\frac{1.5}{2.14}$	

XI. Андезитодациты

	Карагач № 171		Сердоликовая бухта № 396		Зеленый овраг № 75/24 г.	
	о/о	Эквива- ленты	о/о	Эквива- ленты	о/о	Эквива- ленты
SiO ₂	57.45	.9575	63.70	1.0617	60.45	1.0075
TiO ₂	0.85		0.70		0.73	
Al ₂ O ₃	16.78	.1645	19.35	.1897	17.31	.1697
Fe ₂ O ₃	3.52	.0220	2.28	.0142	2.10	.0131
FeO	1.86		1.63		3.16	
		.0281		.0274		.0439
MnO	0.16		0.34		0.12	
MgO	1.93	.0482	0.80	.0200	1.11	.0277
CaO	5.00	.1034	7.01	.1252	5.56	.0993
Na ₂ O	2.20	.0765	2.26	.0365	3.60	.0581
K ₂ O	1.28	.0136	1.03	.0109	0.72	.0077
П/пр.	9.20		0.89		5.12	
Сумма	100.23		99.99		99.98	
Аналитик	В. А. Смирнов		А. С. Неуструев		В. А. Смирнов	
Магм. формула	1.15 : 5.10		1.08 : 5.2		1.29 : 5.51	
R ₂ O : RO	1 : 2.3		1 : 3.6		1 : 3	
α	2.47		2.56		2.47	
Символ	$\frac{1.15}{2.47}$		$\frac{1.08}{2.56}$		$\frac{1.29}{2.47}$	

XII. Д а ц и т ы

	Карагач. Пластовая жила с раздувами № 71/24 г.		Кок-кая № 636	
	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты
SiO ₂	66.81	1.1135	60.60	1.0998
TiO ₂	0.39		0.42	
Al ₂ O ₃	15.77	.1546	14.35	.1636
Fe ₂ O ₃	2.04	.0127	5.67	.0387
FeO	2.03	.0299	0.88	.0133
MnO	0.12		0.08	
MgO	0.89	.0222	2.54	.0686
CaO	4.95	.0884	3.16	.0614
Na ₂ O	2.95	.0476	2.65	.0465
K ₂ O	1.65	.0175	1.89	.0218
H ₂ O	—		4.48	
П/пр.	2.51		4.51	
CO ₂	—		0.05	
Сумма	100.11		101.28	
Аналитик	Т. М. Окнова		Н. И. Хитаров	
Магм. формула	1.24 : 6.65		1.1 : 5.72	
R ₂ O : RO	1 : 2.1		1 : 2.1	
α	3.14		2.79	
β	33		—	
γ	2.92		—	
Символ	— $\frac{1.24}{3.14}$		— $\frac{1.1}{2.79}$	

XIII. Трахиты

	Хоба-тепе на берегу моря № 11/24 г.		Хоба-тепе № 273	
	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты
SiO ₂	58.32	.9722	61.21	1.0202
TiO ₂	0.56		0.78	
Al ₂ O ₃	16.25	.1593	15.65	.1534
Fe ₂ O ₃	2.94	.0184	4.77	.0298
FeO	2.99		1.82	
		.0426		.0268
MnO	0.13		0.11	
MgO	2.61	.0652	1.92	.0480
CaO	1.92	.0343	2.15	.0179
Na ₂ O	1.24	.0200	3.95	.0637
K ₂ O	9.78 ¹	.1040	4.29	.0456
H ₂ O	0.70		0.83	
П/пр.	2.44		1.36	
P ₂ O ₅	—		0.35	
CO ₂	—		0.57	
Сумма	99.88		99.76	
Аналитик	Б. М. Френкель		Е. А. Свержинская	
Магм. формула	1.49 : 5.45		1.18 : 5.55	
R ₂ O : RO	1 : 1.1		1.18 : 1	
α	2.44		2.64	
Символ	± $\frac{1.49}{2.44}$		— $\frac{1.18}{2.64}$	

¹ В другом образце В. А. Егоровым найдено: K₂O — 9.20‰, Na₂O — 0.86‰.

XIV. Л и п а р и

	Львиная бухта № 19/29 г.		Хоба-тепе № 46с/24 г.		Сфинск № 320		Святая гора № 82с		Кок-кая № 5	
	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	69.27	1.1545	68.23	1.1372	75.57	1.2595	74.27	1.2378	70.86	1.1810
TiO ₂	0.78		0.59		0.57		0.72		0.73	
Al ₂ O ₃	14.11	.1383	15.05	.1475	10.62	.1041	13.85	.1358	13.55	.1328
*Fe ₂ O ₃	2.02	.0126	2.05	.0128	0.61	.0038	0.93	.0058	2.02	.0126
FeO	2.18		1.19		0.30		1.55		2.07	
		.0312		.0182		.0042				.0307
MnO	0.07		0.12		следы		следы		0.14	
MgO	1.24	.0310	0.76	.0190	0.38	.0095	0.86	.0215	0.23	.0057
CaO	4.02	.0718	3.38	.0604	3.85	.0688	2.48	.0312	4.33	.0713
Na ₂ O	2.98	.0481	4.15	.0669	1.78	.0287	2.28	.0368	2.54	.0410
K ₂ O	1.24	.0132	1.30	.0138	0.87	.0093	1.35	.0144	1.74	.0185
BaO	0.03		—		—		—		—	
P ₂ O ₅	—		—		—		0.20		0.28	
П/пр.	1.84		2.58		2.95		0.55		1.02	
H ₂ O	—		—		2.46		0.33		0.24	
S	—		—		—		0.09		—	
CO ₂	следы		—		—		0.41		—	
Сумма	99.78		99.40		99.96		99.87		99.75	
Аналитик	В. А. Егоров		Г. А. Сергиев		Ю. Книппович		А. В. Николаев		Б. Френкель	
Магм. формула	1.29 : 7.65		1.17 : 7.09		1.11 : 11.66		0.88 : 8.73		1.07 : 7.6	
R ₂ O : RO	1 : 2.1		1 : 1.2		1 : 2.1		1 : 1.4		1 : 1.8	
α	3.51		3.45		5.67		4.5		3.72	
Символ	— $\frac{1.29}{3.51}$		+ $\frac{1.17}{3.45}$		— $\frac{1.11}{5.67}$		— $\frac{0.88}{4.5}$		— $\frac{1.07}{3.72}$	

Т О Д А Ц И Т Ы

Пирамида перед стеной Лагорно № 96		Сердоликовая бухта № 251а		№ 1089 Хоба-тепе		Кок-кая № 851		Хоба-тепе Ложа № 95	
‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты	‰	Эквиваленты
69.38	1.1563	69.28	1.1547	70.03	1.1672	74.34	1.2390	69.28	1.1547
0.43		1.07		0.67		0.28		0.87	
14.18	.1390	13.83	.1356	13.90	.1363	12.49	.1225	13.65	.1338
2.10	.0131	1.67	.0104	1.88	.0117	2.30	.0144	4.24	.0265
1.62		2.58		0.88		1.04		0.44	
	.0249		.0365		.0137		.0161		.0075
0.17		0.05		0.11		0.12		0.10	
0.18	.0045	0.61	.0152	0.45	.0112	0.40	.0100	0.55	.0137
5.47	.0977	5.06	.0850	4.63	.0582	2.60	.0464	3.31	.0437
3.48	.0561	2.80	.0452	3.52	.0568	4.01	.0647	3.71	.0598
1.44	.0153	1.40	.0149	1.86	.0198	2.56	.0272	1.99	.0212
—		—		следы		—		—	
—		0.25		—		—		0.26	
1.54		0.99		1.20		1.04		0.95	
—		0.14		—		—		0.50	
—		—		—		—		—	
—		—		1.08		—		—	
99.99		99.73		100.21		101.18		99.85	
В. А. Смирнов		Ю. Книппович		В. А. Егоров		Студент Желонкин		Б. Френкель	
130 : 7.60		134 : 7.98		108 : 7.30		1 : 9		0.91 : 7.20	
1 : 1.7		1 : 2.2		1 : 1		1 : 1.2		1 : 2.1	
3.53		3.63		3.86		4.46		3.60	
— 1.30		— 1.34		± 1.08		± 1		— 0.91	
3.53		3.63		3.86		4.46		3.60	

XV. Трассы

	Святая гора Восточный склон		• Святая гора				Святая гора Ломки	
	‰	Эквива- ленты	‰	‰	‰	‰	‰	Эквива- ленты
SiO ₂	71.11	1.1852	72.88	71.42	70.12	69.57	73.39	1.7232
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0.10	—
Al ₂ O ₃	10.36	.1016	8.57	10.24	10.76	10.05	9.91	.0972
Fe ₂ O ₃	0.84	.0052	0.86	0.86	0.95	1.05	0.20	.0012
FeO	—	—	—	—	—	—	0.29	.0061
MnO	—	—	—	0.16	0.10	0.16	0.02	—
MgO	0.30	.0075	0.26	следы	0.28	0.22	0.15	.0037
CaO	1.65	.0295	2.75	2.12	2.48	2.62	1.75	.0312
Na ₂ O	3.56	.0574	1.84	3.46	3.16	2.82	3.06	.0494
K ₂ O	1.24	.0132	2.49				0.98	.0104
H ₂ O	3.80	—	—	2.35	3.01	3.87	—	—
П/пр.	7.12	0.3956	9.79	10.77	11.09	11.29	10.42	—
CO ₂	—	—	—	0.12	0.10	0.13	—	—
SO ₃	—	—	0.08	0.85	1.02	1.09	Cl 0.11	—
Сумма	99.96	—	99.52	100.00	100.00	100.00	100.38	—
Аналитик	А. Н. Григорьев		А. Байков		А. Байков		В. А. Молева	
Мгм. формула	1 : 11.1		1.25 : 13.58				1.02 : 13.82	
R ₂ O : RO	1 : 9.1		1 : 1				1.5 : 1	
α	5.58		6.39				6.17	
Символ	+ $\frac{1}{5.58}$		+ $\frac{1.25}{6.39}$				+ $\frac{1.02}{6.17}$	

XVI. Определения кремнекислоты

Почти все образцы относятся к кератофировой формации

№№	Местность	Аналитик	№№	Местность	Аналитик
1924 г.			556	Хоба-тепе	70.90 В. Молева
46 с	Сфинкс (включ.) .	69.30 О. Воробьева	656	Сфинкс (включ.) .	69.61 В. Егоров
1925— 1928 г.			687	Львиная бухта . .	66.62
16	Хоба-тепе	65.49 В. Егоров	696	Гяур-бах	50.64 В. Егоров
17	"	66.49 В. Егоров	756	Карагач	70.25
39	М. Карадаг	61.53 В. Егоров	776	Сердоликовая бух- та	70.42 О. Воробьева
45	Вершина М. Кара- дага	63.47 О. Воробьева	817	Карагач	67.43 В. Егоров
67	Хоба-тепе	67.65 В. Молева	874	У Чортова Камина	51.41 О. Воробьева
76	Хоба-тепе	53.74 Сазонова	903	Сфинкс	67.62 В. Егоров
81	Львиная бухта . .	64.01 О. Воробьева	934	Магнитный хребет	48.02 В. Егоров
92	Хоба-тепе	68.42 В. Егоров	937	Магнитный хребет	56.50 В. Егоров
93	Хоба-тепе	73.32 В. Молева	965	Гаур-бах	53.06 В. Егоров
156	Карагач	50.33 В. Егоров	983	Хоба-тепе	73.77 В. Егоров
156	"	50. А. Турцев	984	Хоба-тепе	69.46 В. Егоров
156	"	50.1 7 Н. Лупанова	991	Хоба-тепе	66.12 В. Егоров
156	"	49.6 8	992	Хоба-тепе	73.09 В. Егоров
156	"	47.29 В. Егоров	1085		70.22 В. Егоров
244	Святая гора . . .	69.76 В. Молева	1096	Шайтан	70.86 В. Молева
276	Кок-кая	56.11 В. Егоров	1146	Шайтай	69.92 В. Молева
274	Хоба-тепе	63.69 В. Егоров			
280	Львиная бухта . .	66.41 В. Егоров	1929 г.		
330	Магнитный хребет	73.62 О. Воробьева	19	Львиная бухта . .	69.27 В. Егоров
354	Кок-кая	72.52 В. Егоров	21	Хоба-тепе	63.37 В. Егоров
418	Карагач	60.92 В. Егоров	22	Хоба-тепе	62.42 В. Егоров
504	Кок-кая	51.94 В. Егоров	24	Хоба-тепе	62.28 В. Молева
506	Кок-кая	52.47 В. Егоров	26	Хоба-тепе	62.28 В. Молева
508	Кок-кая	63.97 В. Егоров	28	Хоба-тепе	64.74 В. Молева
553	Хоба-тепе	69.32	36	Хоба-тепе	65.20 В. Егоров
554	Хоба-тепе	62.17 В. Молева			

ПЕРЕСЧЕТ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ НА МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Задача пересчета дать сравнительную картину количественного минералогического состава и, главным образом, количественных соотношений между полевыми шпатами и кварцем, ввиду резко выраженного лейкократового характера пород кератофировой серии. Пересчет производился таким путем: весь натр перечислялся на альбит, кали на ортоклаз, часть извести, поскольку хватало еще глинозема, на анортит; затем остаток извести, магнезия и закись железа (за вычетом той ее части, которая с окисью железа образует магнетит) на пироксен; остаток кремнекислоты считается кварцем, все равно потенциальным или действительно существующим. Так как содержание пироксенов и магнетита, вообще говоря, незначительно, иногда ничтожно, оливина, слюд и т. п. нет, то такой пересчет дает вероятно правильную картину количественных взаимоотношений между полевошпатовой составной частью и кварцевой. Во всяком случае при одинаковом методе пересчета числа для разных пород между собою сравнимы.

Приводим количественный минералогический состав, вычисленный вышеуказанным способом для нескольких пород Карадага и для некоторых других пород для сравнения:

№ 881	58.2 % п. ш. 41.29 кв.	№ 1052	88.9 % п. ш. (Альбит) 5.2 кв. 4.3 ост. 98.4
№ 851	58.6 % п. ш. 41.7 кв. 0.7 ост.		
Лобовый хребет	67% альб. 27 кв.	№ 82с	39.3 % п. ш. Липаритодац. 60.7 кв.
Андезит	64% п. ш. 36 кв.	№ 176	49.7 % п. ш. 50.3 кв. 0.8 ост.
Таврит	57.2 % п. ш. 42.8 кв.	Трасс	41.9 % п. ш. 56.99 кв.
Липарит	60.4 % п. ш. 39.4 кв. (если пренебречь 3.4 ост.)	№ 71/24 г.	35% потенц. кварца.

Кварцевые порфиры (средний состав):

Полевого шпата	60%	или	Полевого шпата	56%
Кварца	40	„	Кварца	37
			Остального	7

Граниты (средний состав):¹

Полевого шпата	71.30%	или	Полевого шпата	67.10%
Кварца	28.7	„	Кварца	27
			Пироксена	5.2
			Магнетита	1.3

Обр. № 176. Включение в брекчии трона на Карагаче

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Про- цент	Сумма	
Всего . . .					1.3273		—	—			
Альбита . .	.0726		.0726		.4356		—	—		.5708	.7584 = F (пол. шп.)
Ортоклава .		.0154	.0154		.0924		—	—		.1232	
Анортита . .			.0161	.0161	.0322		—	—		.0644	
Остаток . .			.0046			.0021	—	—		.0067	
Кварц7671		—	—		.7671	.7671 = Q (кварц)
										1.5255	

Остаток составляет всего 0.80%; пренебрегая им, получаем в породе:

F 49.7%

Q 50.3

Обр. № 851. Пересчет на количественный минералогический состав

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма	%	
Ортоклаз . .	.0647	.0272	.0464	.0100	.0161	.0144	.1225	1.2390			
Альбит0272					.0272	.1632	.2176	14.3	
Альбит0647						.0647	.3882	.5176	34.1	
											5.64
Анортит0306				.0306	.0612	.1224	8	
Магнетит . .					.0144	.0144			.0288	1.9	
Пироксен . .				.0100	.0017			.0017	.0134	0.8	
Кварц6147	.6147	40.5	
									1.5145	99.6	

¹ Эта величина находится в пределах точных данных Фогта для эвтектики письменных микроклиновых гранитов 26:74, основной массы кварцевых порфиров 28—29:72—71, более кислых кварцевых порфиров 32—34:68—66 и олигоклазовых письменных гранитов 35:65; J. Vogt. The physical-chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. III, Skrift. Norske Vidensk. Akad. Oslo, 1931, 152.

Обр. № 881 а. Пересчет на количественный минералогический состав

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма	%
Альбит . .	.0500	.0509	.0037	.0022	.0050	.0082	.1070	1.3000		
Ортоклаз .		.0509					.0500	.3000	.4000	28.1
Анортит . .			.0037				.0037	.0074	.0148	1.4
Магнетит .					.0050	.0050			.0100	0.7
Пироксен .				.0022				.0022	.0044	0.3
Кварц5850	.5850	41.2
Остаток . .						.0032 (0.5%)	.0024 (0.2%)		1.4214	

АНАЛИЗЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

1. Полевой шпат из оксикератофира № 81 (Львиная бухта). Аналистик О. А. Воробьева.

	%	Эквиваленты
SiO ₂	63.55	1.0592
Al ₂ O ₃	21.63	0.2121
Fe ₂ O ₃	1.55	0.0097
CaO	2.59	0.0462
MgO	сл.	—
Na ₂ O	8.21	0.1324
K ₂ O	1.30	0.0134
Потеря при прокаливании . . .	1.39	0.0772
Сумма	100.22	

Нижеприведенное сопоставление показывает, что наш полевой шпат очень близко подходит к олигоклазальбиту № 10; непосредственный пересчет дает № 13; присутствие воды и окиси железа показывает, что полевой шпат несколько видоизменен; об этом говорит и мутный вид полевого шпата под микроскопом.

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Альбит	0.1324			0.1324	0.7944	1.0592
Ортоклаз	—	0.0138	—	0.0138	0.0828	0.1104
Анортит	—	—	0.0462	0.0462	0.0924	0.1848
Остаток Fe ₂ O	0.0097					
Al ₂ O ₃	0.0197 (т. е. 2%)					
H ₂ O	0.0772					

Это дает полевой шпат № 13.

Плаггиоклаз № 10

SiO ₂	66.14
Al ₂ O ₃	21.12
CaO	2.01
Na ₂ O	9.81

Полевой шпат № 81

SiO ₂	63.55
Al ₂ O ₃	21.63
CaO	2.59
Na ₂ O }	9.51
K ₂ O }	

II. Полевой шпат из кератофира Большой Стены (№ 46/25 г.).
Аналитик Н. Г. Сергиев.

	%
SiO ₂	65.56
Al ₂ O ₃	18.77
Fe ₂ O ₃	2.25
CaO	0.46
MgO	0.18
Na ₂ O	9.23
K ₂ O	2.25
H ₂ O	0.90
<hr/>	
	99,60

Это дает:

Ab	84.17%
Or	13.51
An	2.31
т. е. соответствует альбиту	
№ 2 или № 3.	
Уд. в. 1.53 ± 0.005 .	

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПУТЕМ ПЕРЕСЧЕТА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОРОД

Для некоторых пород был произведен пересчет химических анализов для выяснения полевых шпатов, относя весь натр к альбитовой частице, все кали к ортоклазовой и ту часть извести, на которую хватало глинозема (т. е. *chaux feldspatisable* французских авторов) к анортиту. Отсутствие слюд и минералов, содержащих натр в наших породах, дает право на такой расчет.

Не приводя самого пересчета, ограничимся лишь указанием получающегося при этом плаггиоклаза.

Пересчет полевых шпатов

№ 272	Альбита	31.97%
	Ортоклаза	31.92
	Анортита	34.10
№ 275	Содержит около 18% потенциального кварца и 8.6% цветных минералов	

Состав полевого шпата

Альбита	63.62%
Ортоклаза	24.90
Анортита	11.82

Количественный и минералогический состав (вычислен.)

Полевых шпатов	70%
Кварца	16
Прочего	14

№ 26/29 г.

Плагиоклаз № 18

Альбита	70%
Ортоклаза	11
Анортита	19

№ 160

Плагиоклаз № 37

Альбита	53%
Ортоклаза	10
Анортита	37

№ 1 Олигоклазальбит калиевый № 12 (а без кали № 11)

№ 58с Олигоклазальбит № 12

№ 399 Андезит № 34

В пехштейне (по анализу Лагорио) Лабрадор № 64

Полевой шпат из витрофира по анализу Лагорио Лабрадор № 64

№ 1052 Альбит № 4

Альбита ок.	95%
Анортита	4.3%

В этой породе есть ок. 5, 3% кварца и ок. 90% полевых шпатов; на все остальное остается ок. 4%; ее можно считать альбититом.

№ 176 Альбит (олигоклаз — альбит) № 8—9

№ 82с Олигоклаз № 23 (содержащий 21% ортоклазовой частицы)

Трасс Олигоклаз № 20

Липарит Олигоклазальбит № 7

Непосредственное определение вкрапленников дает андезин, но этих вкрапленников ничтожное количество, а потенциальный полевой шпат очевидно близок к альбиту.

№ 176 Ультракислые включения в брекчии Трона на Карагаче

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Альбит	0.0726	—	—	0.0726	0.4356	0.5808
Ортоклаз		0.0154	—	0.0154	0.0924	0.1232
Анортит			0.0161	0.0161	0.0323	0.0644
Кварц					0.7671	
Остаток Al ₂ O ₃	0.0046					
Fe ₂ O ₃	0.0021					
MgO	0.0017					

Это соответствует такому составу

F 49.7% (если пренебречь всем прочим = 0.8%)
Q 50.3

№ 82с

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Альбит	0.0368			0.0368	0.2208 0.2944
Ортоклаз		0.0144		0.0144	0.0864 0.1152
Анортит			0.0312	0.0312	0.0624 0.1248
Кварц					0.8252
Прочее					

Это соответствует

F 39.3% (если не считать всего прочего)
Q 60.7

№ 51/24 г. (трасс)

Пересчет на минералогический состав

	FeO ₈ .0053	FeO .0038	MgO .0102	Na ₂ O .0439	K ₂ O .0221	CaO .0209	Al ₂ O ₃ .0988	H ₂ O .4872	SiO ₂ 1.1832	Сумма
Аб				.0439			.0439		.2634	.3512
Ог					.0221		.0221		.1326	.1768
Ап						.0209	.0209		.0418	.0836
Магнетит	.0053	.0038					.0119			.0076
Пироксен			.0102						.0102	.0204
Вода								.4872	.7322	
Кремнекислота										

Это дает, с некоторым закруглением, такой состав трасса: ок. 33% полевых шпатов, 39% свободной кремнекислоты, 26% воды, ок. 2% пироксена и 0.4% магнетита. Следовательно можно рассматривать трасс как агрегат полевого шпата, кварца и опала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

ФАЗЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Судя по работе Лагорио, можно было думать, что Карадаг сложен целиком из андезитов и дацитов. Однако более близкое знакомство с ним сразу обнаруживает более сложное петрографическое его строение. Ни трассы и липариты Святой горы, ни мандельштейны побережья у Карагача, ни породы Хоба-тепе не укладываются в семью андезитов и дацитов. На Карагаче бросается в глаза значительное распространение туфовых пород, переслаивающихся с лавами. В результате первых экскурсий по Карадагу в 1924 г., и отчасти под влиянием обобщений А. Ф. Слудского, у нас сложилось представление, служившее нам потом рабочей гипотезой, что смена излияний в группе Карадага совершалась в направлении от наиболее основных к наиболее кислым и что в общем можно установить три фазы извержений: наиболее основные породы Карагача, более кислые породы Хоба-тепе и, наконец, наиболее кислые породы Святой горы. В этой упрощенной и, как потом оказалось, неправильной схеме еще не различались с достаточной ясностью разные породы Карадага, более многочисленные и разнообразные, чем названные три группы, не разграничивались с должной определенностью породы палеотипные и кайнотипные и не учитывались в достаточной мере возрастные взаимоотношения разных пород. Так, например, когда оказалось, что значительная часть Карагача сложена из кератофировых пород типа Хоба-тепе, что липариты Святой горы не составляют с трассами одно целое, а древнее их и т. п., первоначальная схема осложнилась, заменилась более пестрой картиной повторной смены основных и кислых излияний. Лишь к концу полевой работы, т. е. летом 1929 г., и в результате тщательного сопоставления химических анализов и микроскопической картины разных пород стала вырисовываться та схема, которая легла в основу наших теперешних представлений. Она сводится к двум последовательным магматическим циклам, из которых каждый начинается более основными и заканчивается наиболее кислыми породами. В основу этого взгляда легли как полевые наблюдения, так и лабораторные исследования. В окси-

кератофирах имеются микроксенолиты спилитов, следовательно они моложе этих последних. Андезиты и базальты секут спилиты и кератофировую свиту, следовательно, моложе ее. В свите кератофировых пород Карагача есть слой туфобрекчии с крупными глыбами ультракислой оксикератофировой породы типа интрузии Лобового хребта, что указывает на существование более древних кислых пород, чем спилитовая серия, которая казалась нам наиболее древней. Включения андезита в трасс устанавливает более молодой возраст трасса, а палеотипный облик липаритов Святой горы и несогласное, повидимому, налегание трассов на липариты говорит против их соединения в одну фазу извержений. Обратимся к микроскопическому изучению — и перед нами встанет картина двух серий пород различной кислотности; каждая из них ~~заключает~~ породы разной кислотности, от основных с содержанием кремнекислоты в 45—50% и кончая кислыми с содержанием кремнекислоты выше 70%. Эти две серии отличаются друг от друга тем, что одна из них носит резко палеотипный облик, а другая представлена типичными кайнотипными породами: в палеотипной серии полевой шпат — альбит и олигоклаз — альбит, или альбитизированные лабрадоры, в кайнотипной мы имеем неизменно лабрадор или андезин резко микротинового облика. Не менее резко очерчены эти две серии и в отношении их химического состава. Палеотипная серия представляет магму богатую натром, кайнотипная является типичным представителем щелочноизвестковой магмы.

Все это вместе взятое дает определенно картину двух вулканических серий: более древней палеотипной и более молодой кайнотипной. Первая обнимает спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры, палеолипариты; вторая — базальты, андезиты, дациты, липаритодациты (неолипариты), трассы и некоторые промежуточные типы. В каждой серии в общем наблюдается переход от более основных к более кислым с некоторыми рекурренциями и в общем можно провести полный параллелизм между породами той и другой серии. Как уже указано выше, нашей палеотипной спилито-кератофировой серии предшествовала вероятно еще одна серия, от которой уцелел только последний, наиболее кислый, член в виде ультракислой оксикератофировой породы, входящей в виде крупных глыб в состав туфобрекчии Карагача (так называемый Трон) и стена которая тянется за Кузьмичевым Камнем до Ивана Разбойника.

Эти вулканические циклы разграничены во времени. Но каковы их взаимоотношения в пространстве? В группе Карагача с прилегающим к ней Лобовым хребтом и Мономахом преобладают породы палеотипной серии; но они прорезаны в разных местах и кайнотипными андезитами, отчасти базальтами и дацитами; в массиве Хоба-тепе количество кайнотипных липаритодацитов очень значительно, дальше в Гяур-бахе кайнотипные породы уже преобладают, а в Кок-кая палеотипные породы отступают на задний план. Можно думать, что примерно в этом направлении перемещались активные места извержений.

Таким образом на Карадаге устанавливается три вулканических цикла

I. Гипотетический цикл	II. Палеотипный цикл	III. Кайнотипный цикл
—	Спилиты	Базальты
—	Кератоспилиты	Андезитобазальты
—	Кератофиры	{ Андезиты
—	Оксикератофиры	{ Андезиодациты
Ультракислый палеолипарит	Палеолипариты	{ Дациты
		{ Липаритодациты
		Неолипариты
		Трассы (липаритоиды)

Породы палеотипного цикла, вообще говоря, пользуются более значительным распространением, чем кайнотипный цикл, и среди них первое место по количественному значению занимают оксикератофиры. В кайнотипной серии наибольшее значение имеют липаритодациты, затем андезиты.

ГЕНЕЗИС КАРАДАГСКИХ ПОРОД

Спилито-кератофировая формация Карадага ставит перед нами проблему генетических взаимоотношений основной и кислой магмы в эффузивной фации. В самом деле, как объяснить это совместное нахождение лав кислой и основной, и притом связанных между собой промежуточными звеньями, и какому из двух возможных предположений отдать предпочтение: гипотезе ли дифференциации одной родоначальной магмы, или гипотезе смешения двух крайних типов? Для Карадага есть факты, говорящие за второе допущение, как видно из нижеследующего; химические данные в частности дифференциационные кривые, как будет указано ниже, также говорят скорее в пользу гипотезы смешения.

Начнем с полевошпатовых вкрапленников. Во всех породах спилито-кератофировой формации мы имеем альбиты (или олигоклаз-альбиты) и альбитизированные лабрадоры. Если бы более кислые члены этой формации были продуктами кристаллизационной дифференциации основной магмы, следовало бы ожидать, что и полевошпатовые вкрапленники представляли бы картину постепенного перехода от основных плагиоклазов в основных членах формации к более и более кислым в более кислых членах этой формации — от богатых анортитовой частицей к богатым альбитовой частицей. Одинаковый характер полевошпатовых вкрапленников во всех членах спилито-кератофировой формации разнообразной кислотности лучше вяжется с представлением о двух самостоятельных магмах и продуктах их смешения. Поскольку мы имеем в данном случае дело с первичным альбитом, приходится допустить существование основной и кислой натровой магмы. Получились ли эти две натровые магмы путем магматической дифференциации из одной родоначальной магмы и путем каких процессов — этот

вопрос выходит за пределы возможного фактического обоснования. Мы можем лишь считаться с тем обстоятельством, что вулканические процессы на Карадаге шли путем кристаллизации двух отдельных магм или продуктов их смешения. Несколько сложнее обстоит дело с кайнотипной эффузивной свитой: там в кислых членах свиты плагиоклазы андезиновые, а в основных лабрадоровые. Однако, и там не наблюдается постепенного изменения плагиоклазов с повышением кислотности лавы; в андезитах и андезитодацитах мы имеем лабродор, в дацитах и липаритодацитах андезин; альбитов и олигоклаз-альбитов здесь совершенно нет.

Обратимся далее к химическому составу и к так называемым дифференциационным кривым, вернее кривым вариации химического состава. Особенно интересными представляются в этом отношении кривые суммы щелочей и суммы щелочных земель в породах разной кислотности как в кайнотипной, так и в палеотипной свите (см. диаграммы на стр. 98, 99).

И в том и в другом случае эти линии являются почти горизонтальными прямыми. Иначе сказать, содержание щелочей и щелочных земель остается неизменным во всех лавах данной свиты, палеотипной или кайнотипной, независимо от ее кислотности, начиная от самых основных и кончая самыми кислыми. Надо полагать, что этого не могло бы быть, если бы эти лавы были продуктами дифференциации одной родоначальной магмы путем кристаллизационной дифференциации. Но этот факт становится понятным при допущении двух магм, кислой и основной, с одинаковым содержанием щелочей.

Взаимоотношения спилитов и кератофиров, с одной стороны, андезитов и липаритодацитов, с другой, не представляют частного вопроса, возникающего при изучении изверженных пород Карадага. Перед нами встает общий вопрос о генетических взаимоотношениях основных и кислых лав там, где они встречаются совместно, или даже входят в состав одного и того же вулканического аппарата.

По отношению к интрузивной фации, т. е. к взаимоотношениям габбро и гранитов, этот вопрос для нас является решенным¹ в том смысле, что габбро и граниты в областях их совместного нахождения имеют различный возраст, следовательно не являются продуктами дифференциации одной общей магмы (основной). Иначе обстоит дело с эффузивной фацией, где этот вопрос еще остается открытым. Чтобы подойти к его освещению, посмотрим на условия нахождения и сонахождения эффузивных пород вообще. В этом отношении наблюдается некоторое разнообразие. Один тип — это те случаи, когда в данной вулканической области вся эффузия принадлежит к одному и тому же семейству изверженных пород. Назовем из вулканов — Этну, Гавайские острова, Липари и множество других, из трещинных массовых излияний — Декканское плоскогорье,

¹ Ф. Левинсон-Лессинг. К вопросу о генезисе изверженных пород. Тр. Мин. музея Акад. Наук, III, 1928.

сибирские траппы, порфиры Боцена, древние кварцевые порфиры Финляндии и многие другие. Очевидно, что в этих случаях магма не подвергалась дифференциации. И если встать на точку зрения образования средних и кислых пород путем кристаллизационной дифференциации, следует признать, что существуют случаи, которых очень много и к которым принадлежат наиболее значительные из известных нам массовых извержений, когда эффузивная магма не подвергалась дифференциации. Естественно поэтому поставить вопрос, почему кристаллизационная дифференциация в одних случаях проявляется, в других нет, хотя она, если действительно существует, должна казалось бы представлять общий случай, т. е. проявляться всегда.

В тех случаях, когда вулканическая деятельность ограничивается доставкой основных лав, можно говорить о недифференцированной родоначальной основной магме. Но как быть с теми случаями, в которых единственным эффузивом являются кислые лавы? Поэтому заслуживают особого внимания кислые эффузивы, появляющиеся самостоятельно, хотя они должны были бы быть лишь спутниками давших им начало основных пород. Нам представляется, что такие однообразные эффузии на протяжении более или менее продолжительного и значительного эффузивного процесса являются серьезным препятствием для гипотезы кристаллизационной дифференциации, как единственного объяснения разнообразия изверженных пород, если не встать на ту точку зрения, что каждая излившаяся порода является результатом переплавления той или иной из пород, полученных путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы на глубине. Эта точка зрения, однако, вряд ли имеет серьезные шансы на признание и вряд ли есть основание и возможность считать массовые излияния базальтов или кварцевых порфиров за продукты переплавления габбро или гранитов. Не вытекает ли отсюда, что однообразные массовые излияния и вулканы, доставлявшие и доставляющие на протяжении своей более или менее продолжительной деятельности однообразные лавы, служат камнем преткновения для гипотезы кристаллизационной дифференциации, как единственного объяснения разнообразия изверженных пород?

Обратимся теперь к тем более сложным случаям, которые характеризуются совместным нахождением представителей как основных лав, так и кислых, часто и разных промежуточных типов. Поучительным примером вулканов такого типа может служить Алагез, извергавший основные андезитобазальты (и базальты), кислые липаритодациты, средние трахиты и близкие к ним породы. Примером района массовых лавовых излияний разного типа, как трещинных, так и центральных, в котором сочетаются базальты с липаритами и другими лавами, является Исландия, классическая в этом отношении страна, так как именно она и дала первый пример такого рода сложного лавового сообщества и вместе с тем толчок к его объяснению. Другой пример представляет Иеллостонский парк, третий —

это Ахманганское вулканическое плато в Армении, далее Карадаг в Крыму и другие.

Когда впервые было обращено внимание на последовательность извержений, Рихтгофен установил закономерность: базальт, андезит, трахит, липарит, базальт. Иддингс и Брёггер дали другую картину: сначала средний тип, а затем дифференцированные основные и кислые породы; Харкер склонен был считать этот тип за нормальный. Затем стали известны случаи повторных циклов и примеры более сложных и менее правильных ассоциаций и чередований. Посмотрим, которые из этих случаев отвечают гипотезе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и подходят ли все эти случаи под одно это толкование.

Если мы правильно понимаем процесс кристаллизационной дифференциации основной магмы, возможны следующие схемы последовательности эффузий:

1. Кислая лава, затем основная лава.

Этот случай надо понимать так: некоторая порция основной магмы дифференцировалась до конца; оливин в виде мономинеральной породы, или щелочная ультраосновная порода отделены отсадкой; получившаяся кислая магма дает эффузию; поступившая затем новая порция основной магмы не подвергается дифференциации, а изливается как таковая.

2. Основная магма, затем кислая и ультраосновная, одновременно в разных частях данной вулканической области или последовательно.

Этот случай вытекает из допущения, что сначала изливается некоторое количество основной магмы, не подвергшейся дифференциации, а следующая порция основной магмы дает по схеме кристаллизационной дифференциации кислую магму и ультраосновную породу, которая снова расплавляется и тоже извергается. Последнее предположение, конечно, чисто гипотетическое.

3. Основная магма, затем кислая.

Сначала извергается недифференцированная основная магма. Следующая затем порция основной магмы подвергается дифференциации, причем извергается кислая производная магма, а ультраосновная остается в виде глубинной породы.

Каждый из этих случаев возможен лишь при условии некоторых допущений, иначе сказать, носит гипотетический характер. Следует принять во внимание, что ультраосновные эффузивы, которые по схеме кристаллизационной дифференциации являются необходимым условием образования кислых пород и непременно, казалось бы, их спутниками, на самом деле встречаются редко и не достигают того количественного значения, которого следовало бы ожидать. Это обстоятельство уже само по себе может заставить задуматься над возможностью применения схемы кристаллизационной дифференциации к природным лавовым формациям. И если есть такие случаи последовательности извержений, которые при некоторых допущениях все же, как указано выше, представляются возможными, то име-

ются и такие, которые трудно объяснимы, или вовсе не объяснимы. Трудно объяснимым случаем представляются нам повторные циклы, начинающиеся основными излияниями и заканчивающиеся кислыми, как например, циклы на Карадаге. Выше были уже указаны для Карадага те трудности, которые в этом отношении представляют особенности химического характера этих лав и порфировидные вкрапленники в них.

К числу необъяснимых случаев, должны быть отнесены такие:

1. Основная магма, затем средняя, под конец кислая;
2. Средняя магма, за ней кислая и основная, последовательно, или в разных частях вулканической области одновременно.

Как ни важны экспериментальные работы и теоретические рассуждения для истолкования петрогенетических соотношений магматических пород в областях последовательного образования разных пород или сосуществования разных пород, но не менее важным, можно даже сказать, решающим источником наших сведений в этом вопросе являются полевые взаимоотношения пород. Реальные, действительно существующие соотношения изверженных пород в природе являются, конечно, критерием и прочным фундаментом для всяких наших построений, исходящих из лабораторных экспериментальных работ, или из той или иной рабочей гипотезы. Посмотрим, что же дают в этом отношении полевые наблюдения.

Для собрано большое число данных для иллюстрации последовательности извержений, или, принимая во внимание, что он включил в круг своего рассмотрения не только эффузивные, но и интрузивные породы, вернее сказать, для иллюстрации последовательности появления разных изверженных пород в определенных вулканических районах или плутонических единицах. Для нашей ближайшей цели необходимо сосредоточить свое внимание на вулканических циклах: поэтому мы не будем здесь касаться материалов, относящихся к глубинным породам. Такой подход к занимаемому нас вопросу тем более правилен, что, как справедливо отметил и Феннер, ведь лабораторные опыты относятся как-раз к условиям кристаллизации эффузивной магмы, во всяком случае, главным образом к ней. Поэтому, казалось бы, петрогенетические циклы в эффузивной фазе должны прежде всего отражать то построение, которое вытекает из лабораторных опытов: ибо в самом деле было бы странно, если бы петрогенетические циклы в эффузивной фации не подходили под схему, вытекающую из лабораторных опытов, протекающих в условиях близких к эффузивной магме и, наоборот, парагенезис в интрузивной фации, которая участием летучих составных частей и условиями охлаждения существенно отличается от обстановки лабораторных опытов, был бы с этой схемой согласен. Среди многочисленных данных, сведенных в таблице Дэли¹ для эффузивных пород, имеются и такие примеры, в которых последовательность извержений для данного вулканического района

¹ R. Daly. Igneous rocks and their origin. 1914, 469—485.

охватывает большие промежутки времени, иногда разделенные длинными перерывами, например, несколько геологических периодов. В таких случаях не может быть, конечно, уверенности в том, что последовательно появлявшиеся в разные периоды изверженные породы действительно являются результатом дифференциации одной и той же магмы. Но мы находим в этой таблице не мало примеров, в которых петрогенетический цикл целиком укладывается в рамки одной и той же эпохи, что дает гораздо больше уверенности в том, что различные извержения питались здесь материалом, который так или иначе происходит из одной и той же магмы или из магм, непосредственно следующих друг за другом.

Просматривая длинный список Дэли, мы прежде всего убеждаемся в том, что нет не только единого, но нет даже и двух или трех господствующих типов последовательности извержения. Здесь наблюдается довольно значительная пестрота, а именно:

Кислые, затем основные.

Основные, средние, кислые.

Средние, затем одновременно или последовательно кислые и основные.

Средние, затем кислые.

Кислые, затем средние.

Кислые, затем средние и, наконец, основные.

Перебегающие извержения с повторными кислыми или основными излияниями, неправильные комбинации не подходящие ни под одну из перечисленных.

Просматривая этот перечень, нельзя не отметить отсутствие в нем двух случаев, которые представляются нам, как нормально вытекающими из схемы кристаллизационной дифференциации одной родоначальной магмы а именно:

Основная, затем одновременно или последовательно кислая и ультраосновная.

Основная, затем кислая.

Вообще бросается в глаза редкость ультраосновных пикритовых и т. п. лав и отсутствие их во всех перечисленных случаях; даже базаниты встречаются редко и притом лишь в тех случаях, которые представляют неправильные комбинации, не подходящие ни под одну из определенных ассоциаций, пользующихся более или менее заметным распространением.

С другой стороны, сравнительно часто встречаются два цикла, которые отнесены нами к противоречащим схеме кристаллизационной дифференциации, а именно:

Основная, затем средняя и под конец кислая.

Кислая, средняя и под конец основная.

Эти два типа циклов, так же как эти же циклы в повторной комбинации, заслуживают особого внимания по двум причинам: во-первых, они установлены на определенных вулканах с продолжительной или периодически возобновляющейся деятельностью и в очерченных определенными

рамками вулканических областей; во-вторых, они являются не единичными случаями, а повторяются в разных областях. Остановимся на нескольких примерах.

Примеры последовательности от основных через средние представляют: Япония в третичное время, о. Липари, вулкан Алагез. Этот пример особенно интересен, так как и Липари, и Алагез представляют примеры последовательности на одном и том же вулкане, а последовательность в японских вулканах относится вся к третичному периоду. На о. Липари, согласно Бержа, последовательность такая: базальт, андезит, липарит; в Японии серия более полная: базальт, андезит, дацит, липарит. На Алагезе по Лебедеву:¹ андезито-базальт, андезито-дацит, дацит, щелочной дацит.

Здесь интересна рекуррентия извержений разной кислотности: получается картина, аналогичная Карадагу.

Интересный и хорошо изученный пример последовательности по убыванию кислотности, и притом с повторными циклами, представляет Сардиния. Вашингтон дает для Сардинии² такие циклы, начинающиеся с риолитов и через дациты, трахиты, андезиты, ведущие к базальтам. Интересно, что первый цикл относится к трещинным извержениям, второй к вулканам; в этих двух циклах встречаются лейцитовые базаниты и фонолиты, но в небольших количествах. Третий цикл представлен шлаковыми конусами базальтов и небольшим количеством лейцитового базанита. Любопытно, что Вашингтон, который тоже является определенным противником ортодоксального представления об универсальных провинциях Тихоокеанской и Атлантической, отмечает, что в Сардинии, даже в пределах одного и того же вулкана, встречаются представители и той и другой провинции.

Аналогичный пример представляют горы Каноболас в Новом Южном Уэльсе в Австралии, тем более интересный, что там вместе с понижением кислоты наблюдается и переход от щелочных пород к щелочноземельным, а именно:

Комендиты, пантеллериты, кварцевые трахиты.

Трахиты, трахитовые фонолиты.

Основные андезиты, авгитовые андезиты, щелочные базальты.

Мелилитовый базальт.

Не являются ли эти факты, убедительно иллюстрирующие всю пестроту и разнообразие вулканических циклов, веским доводом против возможности толкования всех вулканических циклов, или даже хотя бы значительного их числа, схемой кристаллизационной дифференциации одной базальтовой родоначальной магмы? Единой схемы нет, а те реальные примеры последовательности извержений, которые изучены с достаточной полнотой, дают не мало фактов, противоречащих этой схеме.

¹ П. И. Лебедев. Вулкан Алагез и его лавы. Изд. Акад. Наук, Л., 1931, т. I.

² H. Washington. The volcanic cycles in Sardinia. Comptes Rendu, XII, Congr. Géol. Inter., Canada, 1913, 229.

Подробный разбор самой схемы кристаллизации базальта, которая лежит в основе гипотезы кристаллизационной дифференциации, завлек бы нас слишком далеко; но нельзя не вспомнить, что Феннером,¹ да и самим Боуэном, указаны с достаточной убедительностью случаи одновременной кристаллизации плагиоклаза, авгита и магнетита в базальте, что говорит об эвтектике, а не о реакционной серии, и что Феннером показано, что в процессе кристаллизации базальта идет изменение в сторону увеличения процентного содержания железа за счет магнезии, что также противоречит схеме кристаллизационной дифференциации. Наконец заслуживает полного внимания и другое указание Феннера, а именно примеры растворяющей способности кислых лав по отношению к основным породам: по схеме кристаллизационной дифференциации и реакционной серии возможность растворения более ранних выделений более поздними продуктами исключается; а между тем признаки резорбированных ксенолитов основных лав в кислых, которые даются Феннером, имеются и на Карадаге.

Вопрос о генетических взаимоотношениях и ассоциациях кислых и основных магматических пород очевидно назрел. Уже после того, как эта глава была написана и сдана в набор, появилось несколько новых работ по этому вопросу. Оставляя пока этот материал в стороне, так как один из нас готовится статью, посвященную этой проблеме, ограничимся в заключение лишь подтверждением высказанного выше положения, что карадагская эффузивная формация не укладывается в рамки схемы кристаллизационной дифференциации, производящей всю совокупность изверженных пород от одной родоначальной магмы, а именно базальтовой; гипотеза двух магм — кислой и основной более удовлетворительна для карадагской вулканической формации.

ДОБАВЛЕНИЕ

О ТРАССАХ СВЯТОЙ ГОРЫ

Когда наша работа была уже закончена, мы получили возможность ознакомиться с материалом, добытым на Святой горе при разведке трассов, произведенной горным инженером А. К. Марковым. Считаю нелишним сообщить здесь некоторые данные об исследовании этих материалов.

Переданные нам породы принадлежат к четырем различным группам. Одну из них, наиболее многочисленную и наиболее важную, составляют трассы, вторая обнимает ксенолиты в этих трассах, третья — это темно-зеленые туфовые породы типа карагачских кератофировых обломочных пород, наконец четвертая относится к палеолипаритам, вполне сходным с описанными в главе о липаритах.

¹ C. Fenner. The crystallisation of a basaltic magma from the standpoint of physical chemistry. Am. J., 179, 1910, p. 217.

КСЕНОЛИТЫ

Крупные и мелкие ксенолиты в трассе принадлежат кислым щелочным породам. По цвету это черная, иногда серая порода витрофирового облика. Темная окраска напоминает обсидиан и, вероятно, обусловлена не окислами железа, так как эти породы очень бедны железом. По общему химическому облику это липариты или кварцевые порфиры, очень кислые и относительно богатые щелочами. С первого взгляда эти породы живо напоминают некоторые липаритодациты Карадага, но существенно отличаются от них высоким содержанием щелочей. По щелочности и кислотности они примыкают к липаритам Святой горы (анализы 881а, 176, 51), но отличаются от этих последних своей темной окраской и тем, что это калиевые породы. В этих ксенолитах калий преобладает над натрием в отличие от липаритов и оксикератофинов Карадага; в этом отношении эти породы отличаются и от тавритов Лагорио. Преобладание кали над натром не должно нас поражать, так как среди карадагских пород встречаются, хотя и редко, калиевые породы; таковы например № 11/24 г. и № 273 в Хоба-Тепе, № 160 и № 866 на Карагаче.

Нас, конечно, интересуют эти ксенолиты не только с точки зрения их химического облика, а главным образом с точки зрения их происхождения. С первого взгляда напрашивается мысль, что это отторженцы от липаритодацитовой фации типа Хоба-Тепе и Гяур-Баха; но это предположение отпадает, как уже указано, на основании химического состава. Откуда же эти ксенолиты? Возможно два предположения: 1) это отторженцы от пород, чуждых Карадагу или 2) это отторженцы от липаритовых пород, подстилающих трассы и принадлежащих новому вулканическому циклу, более молодому, чем тот, который дал начало андезитам, дацитам и липаритодацитам Карадага. Мы склоняемся ко второму толкованию, так как и результаты бурения и ксенолиты белых палеолипаритов в трассе подтверждают на наш взгляд автохтонное залегание трасса. В таких случаях можно думать, что эти неолипариты (или нео-оксипорфиры) представляют звено нового вулканического цикла, который последовал за андезитами, дацитами и липаритами, и снова дал начало щелочной серии, но калиевой, а не натровой, как оксикератофиры и палеолипариты.

Химический состав этих ксенолитов может быть иллюстрирован анализами №№ 521, 55а и 197 (см. таблицу анализов).

ЗЕЛЕННЫЕ ТУФОВЫЕ ПОРОДЫ

Сюда относятся светлозеленые и темнозеленые туфовые породы кератофирового типа; эти последние слагают гряду, по которой проходит так называемая Татарская тропа. Как показывают анализы № 262 и № 128, мы имеем здесь два химических типа: один из них принадлежит к липаритам, другой к дацитам (см. табл. на стр. 141); оба характеризуются значительным преобладанием кали над натром.

	№	$\overline{RO} : SiO_2$	$R_2O : RO$	α	Химический тип
Зеленые туфовые породы	262	1:10	2.3:1	5.01	Липарит
	128	1.05:5.2	1:1.5	3.03	Дацит

ТРАССЫ

Обычно трассы имеют светлозеленоватую окраску; изредка они бесцветны или окрашены в буроватый цвет. По макроскопическому сложению и облику трассы распадаются на два типа: обломочные и массивные трассы. Разнообразие обломочных трассов обусловлено тем, что в одних случаях они являются грубо брекчиевидными, в других имеют благодаря мелким размерам обломков туфовый характер. В массивных трассах различаются два типа: блестящий стекловатый и матовый. В распределении блестящей и матовой разности не обнаружено никакой закономерности, так как они произвольно чередуются на разных глубинах. По содержанию воды и потере при прокаливании также нет никакой заметной разницы, как можно убедиться из таблицы, приведенной ниже.

Трассы, как уже было указано, представлены макроскопически двумя типами: стекловатоблестящим и матовым. Кроме того по цвету надо различать обычный светлозеленый и более редкий белый. Наконец по удельному весу также можно выделить два типа: трассы с более высоким удельным весом и трассы с более низким удельным весом. Интересно было установить, связаны ли эти различия с какими-нибудь особенностями.

Различие в удельном весе, повидимому, не связано с особенностями микроструктуры; по крайней мере два образца, один с малым удельным весом (451), другой с большим удельным весом (541) никаких существенных отличий не обнаруживают. Это же подтверждают и другие примеры: 375 большой удельный вес, 386 и 529 малый удельный вес. По микроструктуре трассы представляют несколько разновидностей, которые уже раньше были нами установлены, а именно так называемый арабесковый, флюидальный и фельзитовый, с несколькими промежуточными разновидностями. Трассы обыкновенно очень бедны мелкими вкрапленниками плагиоклаза, принадлежавшего к ряду андезина. В некоторых случаях вкрапленники достигают сравнительно крупных размеров и дают породе гломеропорфировый облик. В нескольких случаях были встречены вкрапленники кварца, изредка крупные идиоморфные.

Микроструктура при слабых увеличениях в общем довольно однообразна. Немногочисленные вкрапленники микротинового полевого шпата обыкновенно идиоморфны и имеют незначительные, часто микроскопические размеры; в некоторых препаратах вкрапленники достигают

довольно крупных размеров и в таких случаях они имеют оплавленные округлые очертания и часто разбиты на несколько кусков. Цветные минералы отсутствуют. Основная масса афанитовая, нередко испещренная неправильными облачными выделениями. При скрещенных николях в одних обнаруживаются мелкие двоякопреломляющие точки, в других двоякопреломляющие полосы. Строение основной массы и некоторое ее разнообразие выявляется лишь при слабом увеличении.

Микрофельзитовый тип представляет афанитовую массу, испещренную мелкими двоякопреломляющими зернышками. В арабесковом и флюидальном наблюдается чередование более светлых и более темных, однопреломляющих и двоякопреломляющих лентообразных участков, в арабесковом типе неправильных, выклинивающихся и дающих картину сложного неправильного арабескового узора, иногда напоминающего пепельную структуру. В типе флюидальном чередующиеся полосы и ленточки выдерживаются на большом расстоянии и дают картину настоящего флюидального строения. В основной массе иногда имеются немногочисленные полевошпатовые микролиты. Стекло имеет показатель преломления меньше канадского бальзама, как и следует ожидать для кислого стекла.

В основной массе некоторых трассов (например арабесковый трасс № 3) есть кварцевые сферолитики.

Никакой закономерности в распределении разных микроструктурных типов по глубине залегания подметить не удалось; на большой глубине, однако, повидимому, преобладают фельзитовые разности.

Плаггиоклаз, как уже было установлено раньше, принадлежит к андезину. Приводим несколько дополнительных определений сделанных Н. А. Дилакторским:

№ образца		№ плаггиоклаза	2V	↓ PM
431	$\begin{matrix} \diagup N_g = 37^\circ \\ B - N_m = 56^\circ \\ \diagdown N_p = 81^\circ \end{matrix}$	27—30 (Бавенский зак.)	—89° —86°	
"	$\begin{matrix} \diagup N_g = 58^\circ \\ B - N_m = 32^\circ \\ \diagdown N_p = 84^\circ \end{matrix}$	32		25°—26°
492	$\begin{matrix} \diagup N_g = 53^\circ \\ B - N_m = 58^\circ \\ \diagdown N_p = 84^\circ \end{matrix}$	32 (Бавенский)	± 90°	
Скв. 1 ₂	$\begin{matrix} \diagup N_g = 69^\circ \\ B - N_m = 39^\circ \\ \diagdown N_p = 58^\circ \end{matrix}$	38—39 (Карлсбадский)	± 90°	
Скв. 1 _g	$\begin{matrix} \diagup N_g = 32^\circ \\ B - N_m = 59^\circ \\ \diagdown N_p = 83^\circ \end{matrix}$	32 (Бавенский)	— 88°	20°

В нижеследующей таблице приведена часть тех многочисленных определений воды и потери при прокаливании, которые были сделаны на разных образцах трассов из кернов буровых скважин. Как показывает

эта таблица, высокое содержание потери при прокаливании наблюдается и на образцах с больших глубин; это служит подтверждением первичного характера воды в трассах.

Вода и потеря при прокаливании в некоторых образцах
трасса из скважины № 1

№ № образцов	Глубина в м	Характеристика породы	H ₂ O в %	Потеря при прокаливании в %	Сумма	Аналитик
384/68	17.50	Стекловидный трасс	4.10	6.58	10.68%	В. А. Молева
385/69	20	Матовый трасс	3.85	7.29	11.14	В. А. Егоров
386/70	22.50	Стекловидный трасс	2.57	5.86	8.43	В. А. Смирнов
390	29.90	Стекловидный трасс ¹	4.10	6.46	10.56	В. А. Молева
391	30	Матовый трасс	4.83	12.03	16.86	В. А. Смирнов
450	122.50	Нормальный трасс	5.45	5.73	11.18	В. А. Егоров
52	75	" "	—	—	11.08	" "
1	112.5	" "	—	—	10.60	" "

Химический облик трассов может быть иллюстрирован, в добавление к анализам, приведенным на стр. 122, еще новыми анализами №№ 375/66, 529, 376; первый из этих анализов резко отличается от всех других более низким содержанием кремнекислоты.

¹ При накаливании сплавляется.

	Трасс № 376		Трасс № 375/66		Трасс № 529		Включ. в трассе № 55а		Включ. в трассе № 521		Включ. в трассе № 197		Зеленый туф № 128		Зеленый туф № 262	
	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.	0/0	эквив.
SiO ₂	70.22	1.1703	61.95	1.0325	73.31	1.2218	78.90	1.3150	76.41	1.2735	75.10	1.2500	62.92	1.0495	74.83	1.2472
TiO ₂	0.14		1.07		0.12		0.11		0.12		0.12		0.60		0.12	
Al ₂ O ₃	11.06	.1084	13.13	.1287	10.64	.1043	11.14	.1092	12.52	.1227	13.44	.1318	14.36	.1408	12.19	.1195
Fe ₂ O ₃	0.60	.0037	1.60	.0100	0.52	.0032	0.13	.0008	0.88	.0055	0.20	.0012	4.39	.0274	0.80	.0050
FeO	0.36		0.65		0.28		0.17		0.50				2.30		0.50	
MnO	0.01	.0051	0.47	.0156	0.03	.0043	0.01	.0025	0.05	.0076	0.01	.0001	0.08	.0331	0.06	.0078
MgO	0.37	.0092	1.40	.0350	0.38	.0095	0.12	.0030	0.28	.0070	0.12	.0030	2.39	.0597	0.75	.0187
CaO	1.60	.0286	1.82	.0325	1.63	.0291	1.02	.0182	1.37	.0245	0.60	.0107	0.74	.0132	0.69	.0111
Na ₂ O	3.88	.0626	3.50	.0565	1.66	.0268	2.07	.0334	2.66	.0429	2.62	.0423	0.94	.0152	1.00	.0161
K ₂ O	1.39	.0148	1.46	.0155	3.79	.0403	5.14	.0547	3.96	.0422	6.60	.0702	5.19	.0552	6.62	.0704
H ₂ O	4.90		5.36		2.25		0.36		0.35		0.32		2.60		0.53	
Потеря при прок.	5.62		7.80		5.21		0.98		1.36		0.65		3.45		1.49	
Сумма	100.15		100.21		99.82		100.15		100.46		99.78		99.96		P ₂ O ₅ —0.06	
RO: SiO ₂	1.07:10.44		1.11:7.44		1.02:11.36		1.01:11.95		0.97:9.92		0.9:9.03		1.05:6.2		1:10	
R ₂ O:RO	1.8:1		1:11		1.5:1		3.7:1		2.2:1		8.1:1		1:1.5		2.3:1	
α	5.12		3.61		5.62		5.95		5.0		4.76		3.08		5.01	
Аналитик	В. А. Молева		В. А. Егоров		В. А. Егоров		В. А. Егоров		В. А. Смирнов		В. А. Молева		В. А. Молева		В. А. Смирнов	
Химический тип породы	Липарит		Дацит		Липарит		Липарит		Липарит		Липарит		Дацит		Липарит	

LE GROUPE PALÉOVOLCANIQUE DU KARADAGH EN CRIMÉE

Résumé

Le Karadagh, situé au bord de la Mer Noire à 20 km de Théodosie, n'est pas un ancien volcan proprement dit; c'est un groupe complexe d'appareils paléovolcaniques qui ont fait naître à plusieurs reprises des laves, des tufs et des brèches volcaniques de divers types pétrographiques, tantôt basiques, tantôt acides.

Au point de vue orographique on distingue: 1) la chaîne complexe qui longe le bord de la mer sous les noms de Karagatch, Khoba-Tépé, Monts Magnétiques et Kok-Kaia (de l'ouest à l'est), 2) la montagne isolée, composée principalement de paléoliparites et de trass et nommée la Montagne Sainte, et plusieurs formations volcaniques isolées: le chapeau de Monomakh, le laccolite du Lobovoj, le Grand Mur.

Au point de vue volcanologique nous avons devant nous une grande diversité: des coulées de laves, des séries complexes de couches alternantes de laves et de tufs, des necks, des dykes et filons, des petits massifs intrusifs et extrusifs. Les laves ont souvent la structure typique de la pillow-lava des anglais; les tufs contiennent, quoique rarement, des fossiles jurassiques;¹ il faut donc conclure que les éruptions de Karadagh, d'âge jurassique moyen, doivent être rapportées, du moins en partie, aux phénomènes volcaniques sousmarins. La grande quantité de tufs et de brèches volcaniques parle en faveur d'explosions volcaniques, sauf le massif de Khoba-Tépé, composé exclusivement de laves.

La composition pétrographique du Karadagh est bigarrée et présente un assemblage à première vue irrégulier et complexe de roches volcaniques très variées, depuis des basaltes jusqu'à des liparites. Toutes ces roches

¹ La question de l'âge géologique des roches volcaniques du Karadagh est discutée dans une note de M. A. Moïsseïeff, insérée dans le texte russe. En se basant sur ses propres recherches en Crimée ainsi que sur les travaux de différents auteurs M. Moïsseïeff rapporte l'activité volcanique du Karadagh au Dogger (bajocien en bathonien), peut être en partie au callovien. Le volcanisme de Crimée est lié selon cet auteur à l'époque orogénique Yaïlienne (entre le callovien inférieur et le lusitanien).

peuvent être groupées en deux séries, dont l'une, paléovolcanique, ou plutôt de type ancien, et l'autre néovolcanique ou de type récent. Chacune de ces séries comprend des laves basiques et acides; nous avons dans les deux séries des types pétrographiques correspondants par leur teneur en silice et leur degré d'acidité, mais avec cette différence très-marquée: les laves de la série de type ancien sont riches en alcalis et spécialement en soude, tandis que toutes les laves de la série de type récent sont pauvres en alcalis. Les roches de la première série sont caractérisées par de l'albite (ou oligoclase-albite) primaire et des labradores albitisés par actions protopneumatolitiques, tandis que dans la série de type récent le feldspath est représenté par du labladore ou de l'andésine, toujours frais, de type microtinique. Ces deux séries peuvent être désignées par série paléotype, alcaline, albitique et série cénotype, alcalinoterreuse, labradorique.

La série de type ancien comprend les spilites, les kératospilites, les kératophyres, les oxykératophyres et les paléoliparites, tandis que dans celle de type récent nous avons des basaltes, des andésites, des andésitodacites, un trachyte, des dacites, des liparitodacites et enfin le trass de la Montagne Sainte. Dans la note de Lagorio préparée pour le VII Congrès Géologique International il n'était question que d'andésites et de dacites.¹

La série spilito-kératophyrique est percée par des necks, des dykes, des massifs extrusifs d'andésites, de dacites et de liparitodacites — preuve que la série cénotype est plus récente que celle de type ancien. Les relations d'âge peuvent être précisées pour les membres de chaque série en tenant compte des faits suivants. Le trass contient des xénolithes d'andesites et de liparitodacites, il est donc plus récent que ceux-ci. La série spilito-kératophyrique est redressée; en la posant dans sa position originale on constate que la série serait de bas en haut: spilites, kératospilites et kératophyres, oxykératophyres (=kératophyres acides à quartz potentiel).² Les spilites seraient donc les plus anciens membres de cette série, les oxykératophyres — les plus récents; des microxénolithes de kératospilites (en spilites?) dans les oxykératophyres confirment cette conclusion. Il s'en suit que dans chaque série volcanique les éruptions commençaient par des types basiques pour aboutir à des types acides. Et comme il y a dans la série des tufs anciens du Karagatch une couche pyroclastique avec de gros blocs d'un oxykératophyre très acide du type de ceux qui sont les derniers membres de la série paléotype, il faut admettre encore un troisième cycle qui précédait le cycle spilito-kératophyrique.

La question se pose de soi-même: quelle explication faut-il donner au fait que dans chacun des cycles volcaniques nous avons des laves basiques,

¹ A. Lagorio. Le Karadagh en Crimée. Guide d. excurs. d. VII Congr. Géol. Intern., St.-Petersbourg, 1897.

² F. Loewinson-Lessing. Some queries on rock classification and nomenclature. C. R. Ac. d. Sc., 1928, № 9.

acides et intermédiaires, neutres: est-ce un phénomène de différenciation d'un seul magma ou bien ce sont dans chaque cycle des mélanges de deux magmas distincts, l'un basique, l'autre acide? Il y a des raisons pour donner la préférence à la deuxième hypothèse et voici pourquoi.

D'abord, les phénocristaux de feldspath sont les mêmes dans toutes les laves de la série ancienne: depuis les spilites jusqu'au oxykératophyres c'est toujours l'albite (ou oligoclas-albite). Cela s'explique dans la supposition de différents mélanges de deux magmas, l'un basique, l'autre acide et tous les deux sodiques. Tandis que si ces différentes laves seraient des produits de la différenciation d'un seul magma, il faudrait s'attendre à ce que les phénocristaux feldspathiques seraient de différente composition dans les différentes laves.

Ensuite la teneur en alcalis est constante dans toutes les laves de la série ancienne, ce qui saute aux yeux dans les diagrammes (voir pp. 98—99).

Les rapports mutuels génétiques des spilites et des kératophyres, des andésites et des liparitodacites nous amènent à la question générale des relations génétiques des roches basiques et acides dans les régions où elles se trouvent ensemble. Pour la série intrusive, les gabbros et les granites, l'un de nous ¹ a tâché de démontrer qu'ils sont généralement d'âge différent, c'est à dire que les granites ne proviennent nullement du magma basique par voie de différenciation. Pour le faciès effusif la question est plus compliquée. Il y a nombre de cas, il est vrai, d'une succession qui répond au schéma de différenciation advoqué par ceux qui n'admettent qu'un seul magma, le magma basique: se sont les cas, où les éruptions débutent par des laves basiques pour aboutir à des laves acides. Mais il y a nombre de cas où la succession des laves est différentes de celle-ci; et les successions telles que: laves basiques, laves neutres, laves acides ou laves neutres et ensuite laves basiques et acides ensemble ou séparément, et différents autres exemples, cités dans le texte russe, ne rentrent pas dans le schéma de différenciation d'un magma basique. Enfin les cas très nombreux d'éruption en masse constitués uniquement de laves basiques ou de laves acides donnent aussi à réfléchir. Les éruptions exclusivement basiques doivent être considérées comme des cas, où le magma basique reste non différencié. Mais comment expliquer les éruptions exclusivement acides? En somme l'hypothèse de deux magmas, l'un basique et l'autre acide, et de différents mélanges de ces magmas explique d'une façon plus satisfaisante la diversité des laves du Karadagh et de nombre d'autres cas.

La composition chimique des représentants typiques des différentes laves du Karadagh est donnée sur les tableaux, pp. 42, 43, 98, 99.

La partie pétrographique descriptive ne peut être résumée que très sommairement.

¹ F. Loewinson-Lessing. Sur la genèse des roches éruptives (en russe). Trav. d. Musée Minér. de l'Ac. d. Sc., Pétrographie, 1928.

Oxykératophyres et kératophyres

La formation kératophyrique embrasse les oxykératophyres (c'est ainsi que l'un de nous a proposé d'appeler les kératophyres acides sans quartz, c'est à dire ne contenant le quartz qu'à l'état potentiel), les kératophyres, les këratospilites (type intermédiaire entre les kératophyres et les spilites), enfin les spilites. Les différents këratospilites d'un côté, les spilites de l'autre appartiennent à une série de roches étroitement liées entre elles.

Toutes ces roches contiennent à peu près la même quantité d'alcalis; nous avons en moyenne:

pour les oxykératophyres	— 6.75%
„ „ këratospilites	— 6.80
„ „ këratospilites	— 6.89
„ „ spilites	— 6.68

Les oxykératophyres et les këratospilites sont des roches leucocrates ayant reçu un aspect paléotype par autopneumatolyse. Les phénocristaux sont de l'albite franche ou des cristaux de labrador albitisé protopneumatolitiques tachetés avec une alternance plus ou moins compliquée de labrador micro-tinique et d'albite opaque. Ces phénocristaux se groupent souvent de manière de donner le type glomérporphyrique. La pâte est tantôt dépourvue de microlithes, du type de lithoidite ou apovitreuse, tantôt elle contient des microlithes d'albite et revête un type quelque peu paléotrachytique. Le minéral coloré fait souvent défaut ou est représenté par des lambeaux de chlorite; s'il est présent c'est de l'augite.

La série de l'ensemble des këratospilites comprend des roches dont la teneur en silice varie depuis 58% jusqu'à 73%. La partie extérieure du massif de Khoba-Tépé, celle qui longe en mur abrupt la mer, est formée par des këratospilites avec 61% de silice, dans plusieurs cas isolés 64—65%. La partie intérieure du massif est composée d'oxykératophyres avec 69—70% de silice au moins. Cela a été vérifié par de nombreuses déterminations de SiO_2 . Et puisque la partie extérieure de ce massif formait dans le début, avant le redressement tectonique, sa base, et la partie intérieure correspond à la partie supérieure de cette masse volcanique, nous devons constater ici une différenciation qui se manifeste dans une augmentation de la teneur en silice vers le haut.

Dans la série këratospilitique les këratospilites proprement dits sont subordonnés aux oxykératophyres qui sont le type prépondérant. Le type chimique des këratospilites est celui de trachyandésites sodiques paléotypes. Le type moyen des oxykératophyres est représenté par l'analyse p. 58.

Spilites et këratospilites

Ces laves sont caractérisées par leur structure amygdalaire et leurs coulées du type des pillow-lavas. Ce sont des laves sodiques, albitiques,

quelquefois assez riches en potasse et contenant alors de l'orthose. Les phénocristaux de feldspaths sont ordinairement chloritisés, sauf une bande extérieure très étroite, au point de paraître, opaques, presque noirs; avec des grossissements plus forts on distingue une mosaïque de petites pellicules de chlorite.

La composition chimique de ces laves est représentée par les analyses p. 69.

Pour les considérations sur la position systématique des spilites nous renvoyons le lecteur au texte russe.

Les paléoliparites

Sous le nom de paléoliparites nous comprenons les laves blanches d'aspect lithoïdique, sans phénocristaux macroscopiques, mais contenant des microphénocristaux isolés de feldspath. Près du contact avec le trass ces laves ont une structure fluidale prononcée. La pâte est vitrofelsitique; elle est constituée par des parties vitreuses incolores et des assemblages microgrenues gris d'albite et de quartz (déterminés par leur index de réfraction).

Les paléoliparites dont la composition chimique est donnée par les analyses p. 113 se rattachent à la série des oxykératophyres. Le facies intrusif de ces laves est représenté par la roche microgrenue porphyrique du massif Lobovoï.

Roches pyroclastiques

Différentes roches pyroclastiques jouent un grand rôle dans la composition du Karagatch, du Magnitny, de Kok-Kaia. Ces roches sont très variées: de vrais tufs („Agglomerattuffe“), des tufobrèches avec de gros blocs de laves, des microbrèches, enfin des brèches volcaniques. Les tufs sont quelquefois vitreux ou pélitiques, ou enfin plus ou moins riches en cristaux. Les brèches volcaniques, abondantes dans le groupe de Kok-Kaia, sont des brèches primaires, appartenant au type des „brèches volcaniques de friction“ de Loewinson-Lessing, ou „brèches d'épanchement“ de Lacroix.¹

Vu l'absence au Karadagh de vrais volcans avec cratère, il faut rapporter les roches pyroclastiques aux phénomènes d'explosion par fentes, comme dans le cas de Katmai décrit par Fenner.

Andésites, andésitodacites, dacites

Ces roches forment des filons et des necks, dont le sphéroneck de la „Cheminée du Diable“ est le plus typique. Elles sont tantôt franchement vitreuses, tantôt vitrophyriques avec de beaux phénocristaux de labradore zonés. La pâte vitreuse contient des micronolithes² de feldspath; l'augite n'est

¹ Voir p. 71.

² C'est ainsi que l'un de nous désigne les microlithes très fins qui ne se laissent constater qu'à des grossissements plus ou moins forts. Voir F. Loewinson-Lessing. Les andésitobasaltes d'Arménie (Le bassin du lac Sevan).

pas abondant. Les analyses chimiques sont typiques pour les trois types susdiqués (voir pp. 115—118).

Parmi les roches filonnaires de la baie des Serdoliques il se trouve un type d'andésite alcalin, relativement riche en alcalis (la relation $RO:R_2O$ ne dépasse pas 2) et contenant de l'égirine-augite ou du mica. Il y a au Karadagh plusieurs représentants de ces laves micacées (voir le texte russe).

Liparitodacites

La série kératophyrique de Khoba-Tépé et de Ghiaour-Bakh est traversée par de nombreux filons de roches porphyriques néotypes appartenant par leur composition chimique (voir pp. 120—121) au type intermédiaire bien défini par l'un de nous par la méthode statistique.¹ Les phénocristaux feldspathiques zonés appartiennent au labradore. La structure de la pâte est variée, tantôt vitreuse, tantôt apovitreuse, ou bien felsodacitique (micromosaïque biréfringente). Les microlithes sont généralement peu nombreux, mais il y a un type à structure plus ou moins andésitique.

Un microxénolithe de kératophyre dans l'une de ces laves est une bonne illustration de leur âge relatif.

Le trass

On désigne au Karadagh par le nom de trass la roche compacte aphanitique de couleur verdâtre, bréchiforme dans certaines parties de son affleurement, qui forme le sommet et les flancs sud, est et nord-est de la Montagne Sainte. Le trass est adossé d'un côté aux paléoliparites, de l'autre aux schistes jurassiques et recouvre en partie la série pyroclastique, kératophyrique et filonnaire du „Petit Karadagh“. Le trass est utilisé, grâce à sa teneur en silice active, dans la fabrication du ciment. C'est une lave plus récente que toutes les autres laves du Karadagh, vu qu'elle renferme des xénolithes d'andésites et de liparitodacites. Mais c'est une lave particulière, fortement hydratée dans toute sa masse (elle a été perforée jusqu'à 130 mètres) non pas postérieurement, mais par voie protopneumatolithique. La grande acidité (teneur en silice environ 78%), la quantité considérable de la perte au feu (environ 9%), la teneur en alcalis beaucoup moindre que dans la série kératophyrique et correspondant à celle de la série néotype — voici les traits caractéristiques de la composition chimique du trass. Le trass contient de la calcédoine et peu de quartz; la silice libre y est représentée principalement par de la silice hydratée, probablement par de l'opale qui a été indiquée par certaines déterminations des indices de réfractions, ou de la pâte vitreuse hydratée. On trouvera des analyses chimiques du trass p. 122. Le trass doit avoir paru à la surface à un état plastique près de durcir et contenait l'eau déjà liée chimiquement et non plus capable d'échapper et de produire une explosion.

¹ F. Loewinson-Lessing. On the delimitation of the liparites and dacites. C. R. Ac. Sc., 1930, № 8.

Rappelons que Vogt¹ admet pour le magma granitique l'existence d'une combinaison $\text{SiO}_2 + n\text{H}_2\text{O}$ qui passe dans les pegmatites; nous aurions ici cette combinaison conservée dans la lave solidifiée.

Sous le microscope on discerne une certaine variété de structure du trass qui ne contient que des microphénocristaux isolés d'andésine. La structure est tantôt fluidale, tantôt lithoïdique, tantôt elle donne aux fort grossissements une structure compliquée d'arabesques (voir fig. 58). En somme la pâte est vitreuse et ne contient que rarement des microlithes peu nombreux de feldspaths. Dans le type lithoïdique ou felsitique le verre a fait place à un aggrégat très fin de quartz et de feldspath. Les minéraux colorés font défaut. En somme le trass est une lave particulière qui a été extrudée par une fente.

Pour certains détails sur le trass, pour les analyses chimiques et les déterminations des feldspaths nous renvoyons au texte russe.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА КАРАДАГА

Составлена Е. Н. Дьяконовой-Савельевой
и Ю. Левинсон-Лессингом

Тахеометрическая съемка произведена
А. А. Туревым в 1925-26 г.

Масштаб 1:10 000

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

- Палеогоризты
- Трассы водные и обводные
- Оксидогоризты
- Кварциты
- Липариты-дациты
- Дацииты
- Андезиты
- Базальты
- Силиты лабродоровы
- Кирпичники и шисты
- Вулканические трещины
- Глинистые сланцы и мерзлы
- Осипки
- Лес

