

551.21
Т782

Г. В. Шевел

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ВУЛКАНОЛОГИИ

Выпуск 18

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1960

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ВУЛКАНОЛОГИИ

Выпуск 18

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ССР

МОСКВА 1960

Ответственный редактор

С. И. НАБОКО



Г. Е. БОГОЯВЛЕНСКАЯ
ВУЛКАН БЕЗЫМЯННЫЙ НА КАМЧАТКЕ
И ЕГО АГЛОМЕРАТОВЫЙ ПОТОК

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННОГО И ОСОБЕННОСТИ
ЕГО ПОСЛЕДНЕГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Вулкан Безымянный расположен в Ключевской группе вулканов на юго-юго-восточном склоне древнего потухшего вулкана Камень. Координаты вершины вулкана: 55°58'с. ш., 160°35' в. д. Абсолютная высота вулкана до извержения 1955—1956 гг. 3085 м, после извержения — около 2900 м. До 1955 г. вулкан считался потухшим, в историческое время извержений зафиксировано не было. Первоначально автор этой статьи исследовала вулкан летом 1954 г. (Богоявленская, 1957). Катастрофическое извержение вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. подробно описано в статье Г. С. Горшкова (1957). Последствия этого извержения были изучены автором совместно с Г. С. Горшковым в 1956—1957 гг. Особенности агломератовых потоков последнего извержения изучались автором в 1958 г. В данной работе ход извержения излагается лишь в связи с описанием продуктов извержения вулкана.

Вулкан Безымянный вытянут в широтном направлении и представляет собой сложную постройку, состоящую из двух существенно различных частей — более древней восточной и молодой — западной (рис. 1).

По мнению Г. С. Горшкова (1957), восточная часть вулкана представляла собой большой экструзивный купол, образовавшийся, по-видимому, в кратере древнего стратовулкана. Купол этот закупорил канал вулкана, что привело к перемещению эруптивного центра к западу. Изучение внутренних стенок кратера обнаружило несколько иное строение восточной части вулкана.

Восточная, более древняя часть вулкана представляет собой стратовулкан, сложенный преимущественно пирокластическим материалом, перекрытым лавовыми потоками¹. Мощная, незначительно стратифицированная пирокластическая толща обнажена в стенках кратера, ее видимая мощность (от дна кратера) составляет 200—300 м. Обломки представлены лавами, состав которых варьирует от двупироксеновых андезитов до роговообманково-пироксеновых андезитов.

Преобладающая масса обломков представлена серыми, зеленовато-серыми, розово-серыми роговообманково-пироксеновыми андезитами, слагающими обрывы склонов кратера, внешние склоны вулкана и правый

¹ Восточная часть вулкана до последнего извержения детально не изучалась. Некоторое представление о ее строении удалось составить после посещения летом 1956 и 1957 гг. нового кратера вулкана и осмотра его стенок. Более детально исследованию внутренних стенок кратера мешали непрерывные камнепады со стенок кратера.

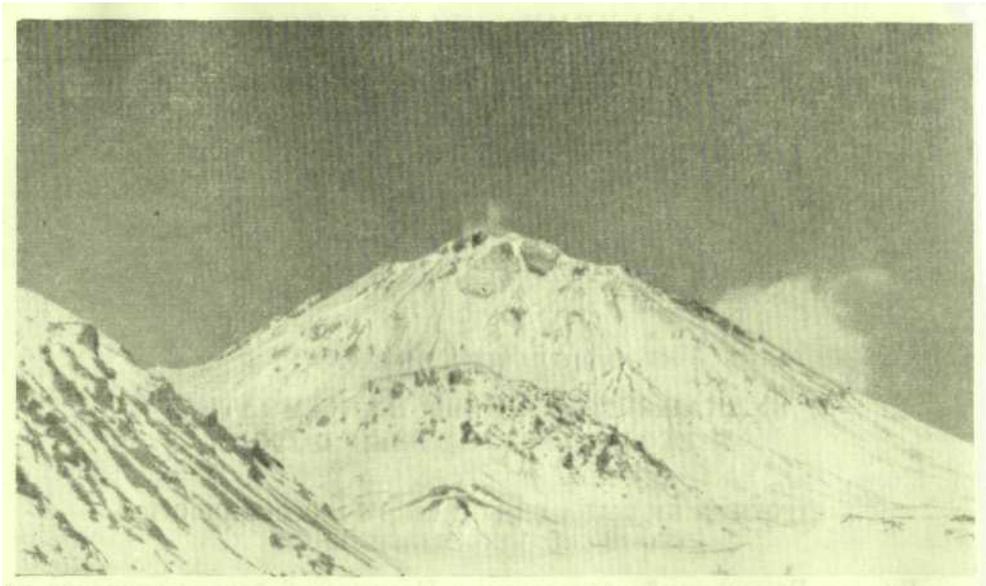


Рис. 1. Вулкан Безымянный до извержения 1935 г. Вид с юга. Фото Б. И. Пийпа

борт долины реки Сухой Хапицы в 10—15 км от кратера вулкана, куда этот древний пирокластический материал был выброшен, по-видимому, взрывом 30 марта 1956 г.

Толща пирокластики перекрыта лавовыми потоками, концы которых обнажаются в нижних частях южного и юго-восточного склонов вулкана, в руслах сухих рек. Потоки сложены очень светлыми кислыми роговообманково-пироксеновыми андезитами, андезито-дацитами, часто сильно измененными с поверхности. Концы двух лавовых потоков (или два конца одного потока) выходят также на южном склоне Безымянного вулкана из-под купола Лохматый. Завершал восточную древнюю постройку вулкана, по-видимому, внутрикратерный кислый купол, закупоривший жерло вулкана.

Западная, более молодая часть вулкана представляет собой стратовулкан с преобладанием лавовых потоков над пирокластикой. Нижние лавовые потоки и некоторые верхние отделены друг от друга тонкими прослоями рыхлого пирокластического материала, представляющего собой шлаки и обломки основных андезитов. В большей же части лавовые потоки непосредственно налегают один на другой, составляя в совокупности мощные пачки согласно залегающих пластов лавы. Западная молодая постройка вулкана, в большей степени чем восточная, сложена основными по составу лавами.

Более ранние длинные потоки западной части вулкана сложены более основными темными почти черными лавами с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена; по составу породы отвечают андезито-базальту.

Основные лавовые потоки молодого вулкана стекали главным образом на южный и юго-западный склоны вулкана, частично перекрыв кислые потоки восточной части вулкана. Последние более молодые, более вязкие и короткие лавовые потоки западного вулкана изливались на южный склон, перекрыв, по-видимому, вершину восточного старого вулкана. Потоки сложены более кислыми, чем ранние лавы этой части вулкана, дупироксеновыми андезитами и роговообманковыми андезитами. Некоторые самые молодые лавовые потоки, очень вязкие мощные и корот-

кие, располагающиеся, у самого кратера, очень близки по форме и составу к экструзивным образованиям.

Кратер западного молодого вулкана до последнего извержения был заполнен куполом (или шлаковым конусом), разделившим этот кратер на две воронки — западную и восточную. Западная воронка, которую мы посетили летом 1954 г., до извержения 1956 г. представляла собой котловину, открытую на запад, заполненную плотным фирном. Западная шарра началась из этой котловины. Никаких следов современной деятельности вулкана (кроме пород, измененных фумаролами) здесь обнаружено не было.

Восточную кратерную воронку, из которой брала начало восточная шарра, до извержения посетить не удалось.

Как восточная, так и западная части сложной постройки вулкана Безымянного характеризуются побочными образованиями, расположенными на южном склоне вулкана и у его подножия с южной стороны. Экструзии и по способу, и по времени их образования очень различны. Всего имеется 11 побочных экструзивных куполов вулкана Безымянного. Наиболее древним экструзивным образованием у подножия вулкана является «Плотина», представляющая собой четыре слившихся лавовых купола (рис. 2). Куполы имеют сильно сглаженную эрозией поверхность и уже утратили все морфологические особенности, свойственные экструзивным формам.

Крайний южный купол «Плотины» расположен несколько обособленно, отделяясь от остальных низкой перемычкой. Сложен он темно-серыми, почти черными, основными по составу двупироксеновыми андезитами. На юге лавы купола контактируют с древними плагиопорфировыми лавами, как бы обтекая последние, отчего купол в плане имеет форму, приближающуюся к серповидной. Купол является, по-видимому, наиболее ранним образованием среди всех экструзий. Три остальных купола тесно слились, четко выраженных границ не имеют.

Два крайних купола (рис. 2, 2, 4) сложены серым роговообманковым андезитом, средний купол (3) двупироксеновым андезитом, более темным, чем андезит куполов 2 и 4.

Все четыре купола «Плотины» с запада окаймлены дайками, которые тянутся вдоль склонов куполов и ограничивают их контуры. Дайки имеют вид вертикальных или крутопадающих (азимут падения 70°) стенок, высотой 50—70 м и мощностью до 1—3 м, с характерной отдельностью типа поленицы. Сложены дайки серым андезитом, близким к породам, слагающим купола 2 и 4.

Расположение даек в виде окаймляющих стенок вокруг куполов говорит о том, что дайки внедрились по кольцевым разломам, образовавшимся вокруг куполов. По аналогии состава лав, слагающих куполы 2, 4, и даек можно заключить, что несколько более кислые роговообманковые андезиты «Плотины» внедрились позже куполов 1 и 3. Время формирования экструзивного образования «Плотина», по-видимому, близко началу деятельности вулкана Безымянного.

На той же прямой линии, что и «Плотина», располагаются два побочных купола Гладкий и Правильный, время формирования которых несомненно надо отнести ко времени деятельности восточной половины вулкана. Оба эти купола, как и куполы «Плотины», мало похожи на типичные экструзии. Они имеют вид сглаженных эрозией правильных конусов, склоны которых покрыты россыпью глыб. Коренные породы с вертикальной отдельностью отмечаются лишь у самой вершины. Оба купола сложены светло-серыми плотными роговообманковыми андезито-дацитами по внешнему облику, минералогическому и химическому составу очень близкими к андезито-дацитам старых лавовых потоков восточной половины вулкана.

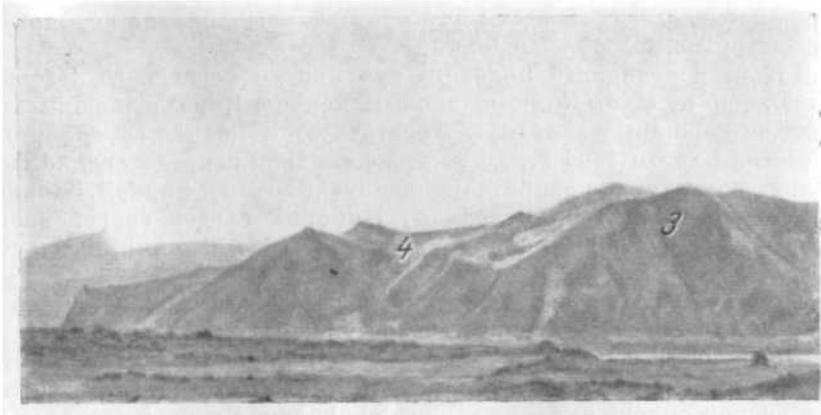


Рис. 2. Экструзивное образование

1, 2, 3, 4—

Несомненно, указанные куполы и по возрасту близки к этим кислым лавовым потокам.

Формирование других побочных куполов связано с деятельностью западной вулканической постройки. Среди них можно выделить два типа куполов, отличающихся друг от друга и по морфологическим особенностям, и по составу слагающих их пород.

Первая группа — куполы Лохматый, Экспедиции, Треугольный зуб и Побочный — типичные современные экструзии (куполы выжимания), со скальной вершиной, изобилующей монолитами и обелисками; склоны их покрыты мантией рыхлых пород. Сложены куполы серыми рогово-обманково-пироксеновыми андезитами.

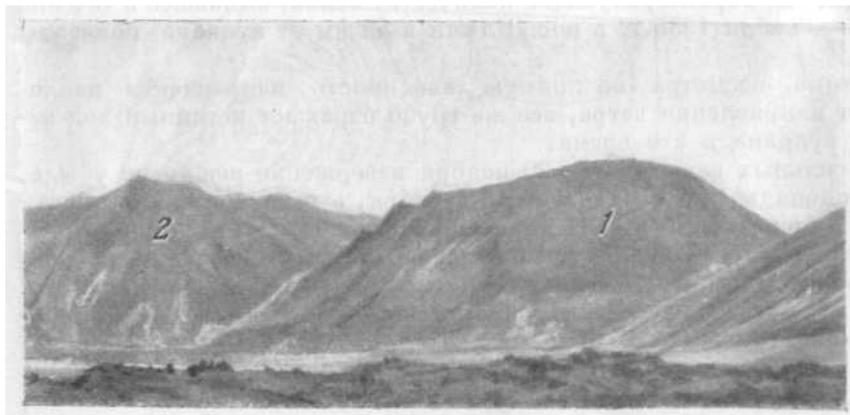
Вторая группа (куполы Двуглавый и Ступенчатый) представляют собой лавовые образования типа эффузивных куполов. Лава, слагающая южный склон купола Ступенчатого, располагается уступами, понижающимися от вершины купола; северный склон купола резко выраженный и обрывистый. Куполы сложены темно-серыми двупироксеновыми более основными андезитами, чем лавы других экструзивных куполов. По-видимому, лава этих куполов частью выжималась, а частью изливалась из трещин.

История образования этого небольшого, но достаточно сложного вулкана нам представляется следующим образом.

Вулкан Безымянный образовался в послеледниковое время на линии сброса древнего вулкана Камень. Морена последнего оледенения не содержит характерных светлых андезитов вулкана Безымянного.

Деятельность вулкана началась, по-видимому, с излияния лавовых потоков андезитового состава, скрытых в настоящее время толщей пирокластического материала. Излияния лавовых потоков сменились сильными эксплозиями, отложившими мощные толщи пирокластике вокруг жерла вулкана. Одновременно с кратерными эксплозиями происходило выжимание куполов «Плотины» у подножия вулкана. Породы, слагающие куполы «Плотины» и обломки лав пирокластической толщи по химическому и петрографическому составу очень близки.

После сильных экструзивных извержений и выжимания экструзивных куполов вулкан перешел в стадию эффузивной деятельности. Изливались очень кислые андезито-дацитовые потоки. Деятельность восточной половины вулкана завершилась выжиманием экструзивного купола в кратере вулкана (ныне совершенно уничтоженного взрывом) и образованием латеральных куполов Правильного и Гладкого. Лавы, слагающие эти куполы, идентичны последним лавовым потокам этого вулкана.



«Плотина». Фото автора.
лавовые куполы

Плотное закупоривание канала вулкана привело к некоторому перерыву деятельности вулкана и перемещению эруптивного центра вулкана к западу. Величина перемещения эруптивного центра составляла 200—300 м.

Деятельность западного молодого вулкана началась излиянием основных андезито-базальтовых потоков, перемежающихся с выбросами небольших количеств пирокластического материала. Последние извержения нового вулкана характеризовались появлением более кислых по отношению к первым излияниям, андезитовых потоков и образованием латеральных куполов у подножия вулкана.

В конце вулканической деятельности одновременно с выжиманием экструзий на склонах вулкана, в кратере западной постройки вулкана сформировалась лавовая пробка, снова закупорившая канал вулкана и образовались небольшие латеральные экструзии, куполы Побочный и Треугольный зуб. Лавы этих экструзий имеют более кислый состав, чем агломератовая лава последнего извержения; они представлены свежими серыми роговообманково-гиперстеновыми андезитами.

После перерыва, длившегося несколько столетий, в 1955—1956 гг. произошло извержение. Оно является началом третьего важного этапа деятельности вулкана Безымянного.

Описание извержения 1955—1956 гг.

Извержение, наблюдаемое Г. С. Горшковым (1957) и автором, началось 22 октября около 6 часов утра выбросом белого газового облака, вслед за которым из вновь открывшегося кратера началось обильное выделение пепла. Начиная с этого дня и в течение последующего месяца почти непрерывно из кратера поднимался столб газа с пеплом. В этот третий этап деятельности вулкана зоной наименьшего сопротивления, по которой образовался новый канал (имеется в виду только верхняя часть канала), оказалась граница восточной и западной постройки вулкана. Деятельность в течение октября — ноября и начала декабря носила вулканский характер. Эруптивное облако имело типичный вид «цветной капусты». Диаметр нового кратера в начале извержения достигал 300 м. Столб пепла в первые дни поднимался на высоту 1—2 км, а в моменты усиления эруптивной деятельности вулкана высота его достигала 6,6 км над кратером. С первого дня извержения в окрестностях вулкана начались пеплопады, особенно усилившиеся в середине

ноября. Цифры, характеризующие количество пепла, выпавшее в течение октября — декабря 1955 г. в пос. Ключи в 45 км от вулкана, показаны на рис. 3.

Диаграмма, несмотря на прямую зависимость направления пепловых туч от направления ветра, все же грубо отражает истинный ход извержения вулкана в это время.

После сильных взрывов 7 и 20 ноября извержение пошло на убыль. Редкие пеплопады происходили до 15 декабря, а в январе вулкан почти совсем не выбрасывал пепла. Ноябрьские взрывы сильно расширили кратер, из которого в течение января и последующих трех месяцев выходили главным образом светлые клубы газов, лишь изредка с примесью пепла. В январе месяце в кратере вулкана началось выжимание внутрикратерного пробкового купола. И это время кратер, несколько вытянутый в ши-

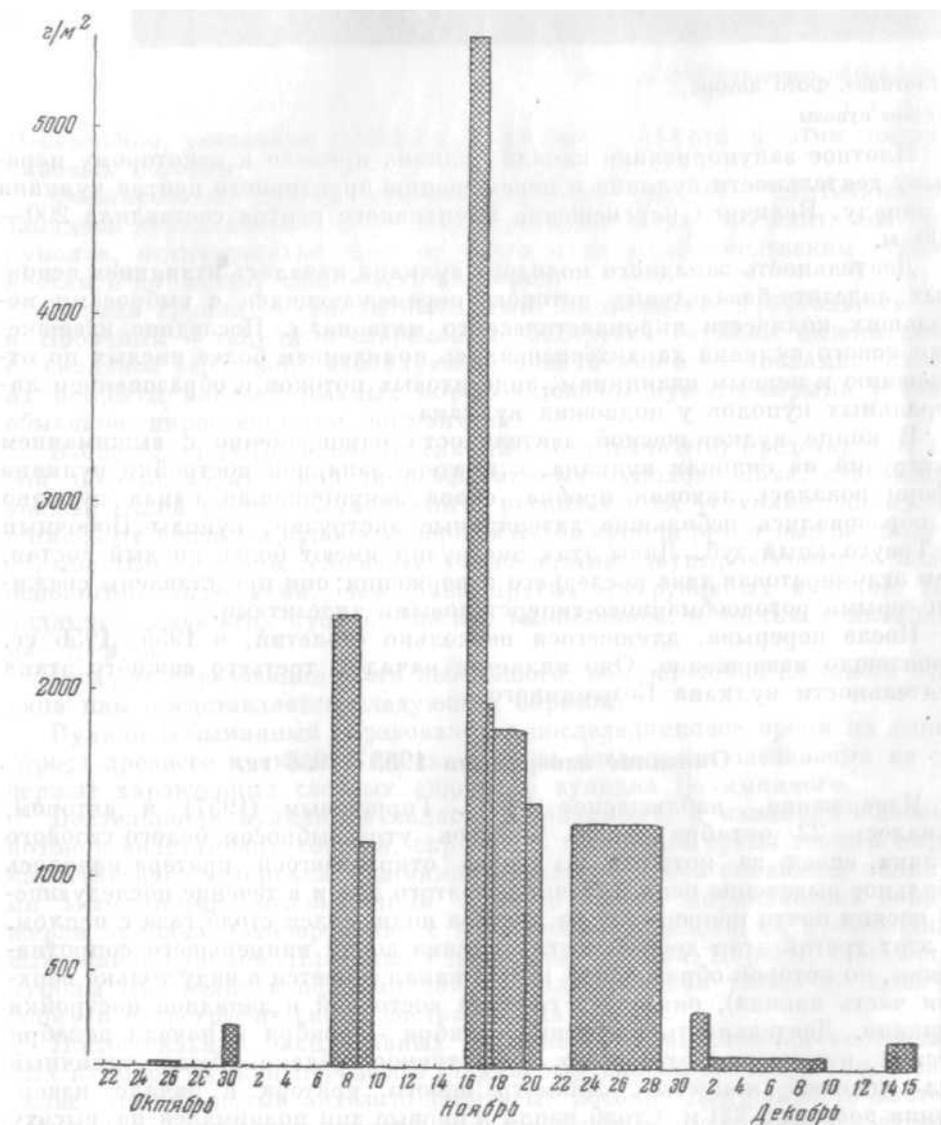


Рис. 3. Выпадение пепла в пос. Ключи в октябре — декабре 1955 г.

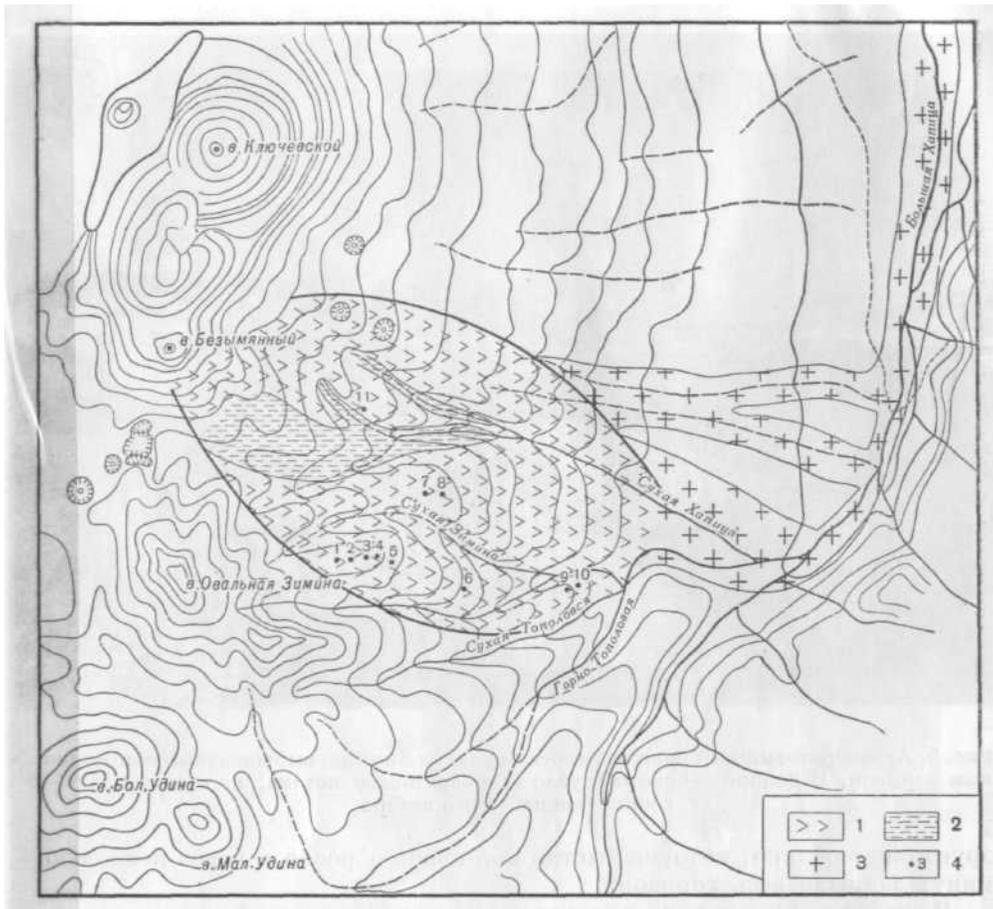


Рис. 4. Схематическая карта отложений «Палящих туч», агломератовых и грязевых потоков во время взрыва 30 марта 1956 г.

1 — зона мощных песчаных отложений «Палящих туч»; 2 — отложения агломератовых потоков; 3 — отложения грязевых потоков; 4 — точки замера мощности песчаного слоя

ротном направлении имел диаметр около 1000 м. Глубина его была очень невелика, так как весь он был заполнен выжимающейся твердой лавой.

К этому времени южный и юго-восточный склоны вулкана претерпели значительные изменения. Расширившийся кратер захватил всю вершину двойной постройки вулкана. Выжимание кратерной пробки сопровождалось подвижками на юго-восточных и восточных склонах вулкана, особенно на границе двух построек; в связи с этим хорошо стал заметен древний купол, венчающий восточную вулканическую постройку. Кроме местных подвижек, произошел общий подъем древнего купола восточной постройки вулкана, причем линия юго-восточного склона как бы передвинулась и вулкан расширился. Этот факт свидетельствовал об очень сильном магматическом давлении. Рост внутрикратерного купола в феврале и марте сопровождался взрывами и раскаленными лавинами, скатывающимися по склонам вулкана.

30 марта наступил переломный момент в ходе извержения. В этот день произошел огромной силы взрыв, изменивший не только форму вулкана, но и рельеф окружающей местности. Взрыв произошел в 17 ч. 11 м. по местному времени. Над вулканом поднялось косо направленное к востоку

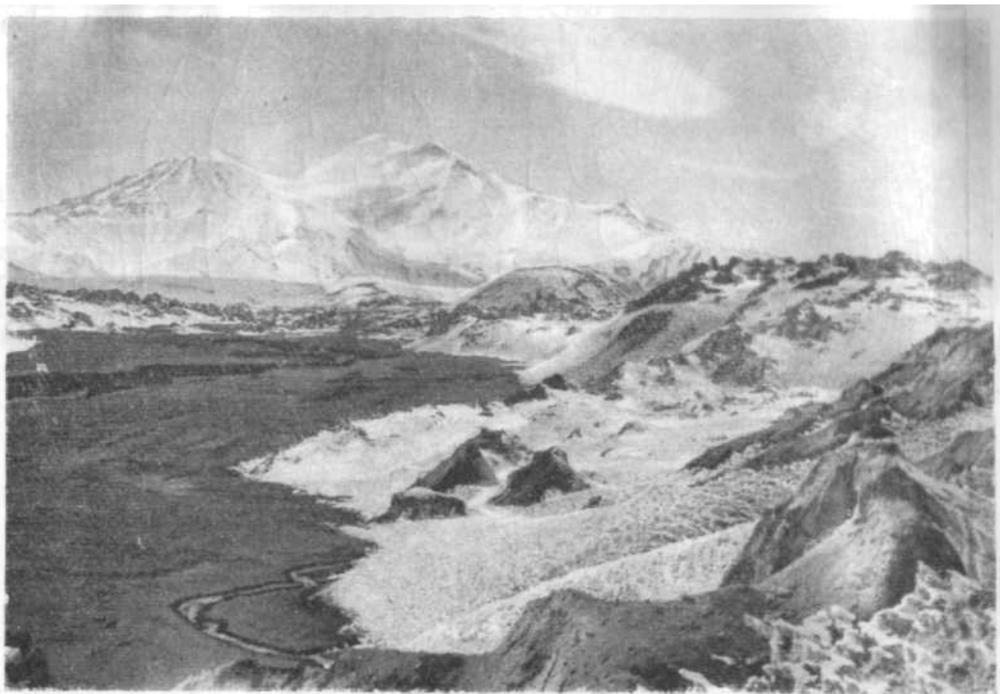


Рис. 5. Агломератовый материал на отрогах вулкана Зимина, выброшенный направленным взрывом. В долине — боковое русло агломератового потока; на втором плане — сопки Зимина. Фото автора

эруптивное облако, которое быстро ширилось и росло и через несколько минут закрыло весь горизонт.

В это же время с юго-восточного подножия Ключевской сопки в долине р. Сухой Хапицы появились темные облака, которые скатывались по склону волнами и сопровождалась искрами. Эруптивная туча поднялась на высоту 34—35 км и имела типичный вид «цветной капусты». Сначала туча распространялась по всем направлениям, затем ветром ее понесло на северо-восток. Через несколько минут туча, пройдя расстояние в 45 км, достигла пос. Ключи. Эруптивная туча была неширокой, и пока не начался пеплопад из Ключей в направлении на восток и запад было видно ясное небо. Туча была плотной и двигалась очень быстро; когда она Пыла над Ключами, внезапно поднялся сильный встречный северо-восточный ветер, прекратившийся через несколько минут. Около 17 ч. 40 м. начался сильный пеплопад, к 18 часам 20 минутам наступила непроглядная тьма. Выпадение пепла сопровождалось сильными грозовыми раскатами и продолжалось около трех с половиной часов, пепел образовал слой в 2 см (24, 5 кг на м²).

Пеплопад прошел узкой и длинной полосой, ширина которой была около 50 км, а длина превышала 400 км. Количество пепла, выпавшего на этой площади, равнялось 0,1 км³.

Кульминационный взрыв 30 марта неузнаваемо изменил вулкан Безымянный и преобразил обширные области, лежащие у его подножий. Вершина вулкана понизилась на 200—300 м. Громадный кратер, образованный взрывом, занял не только вершину, но и юго-восточные склоны вулкана. Кратероказался несколько вытянутым в широтном направлении и достиг размеров 1,5 X 2 км. Гребень кратера на востоке опустился до основания вулкана и кратер открылся в этом направлении.

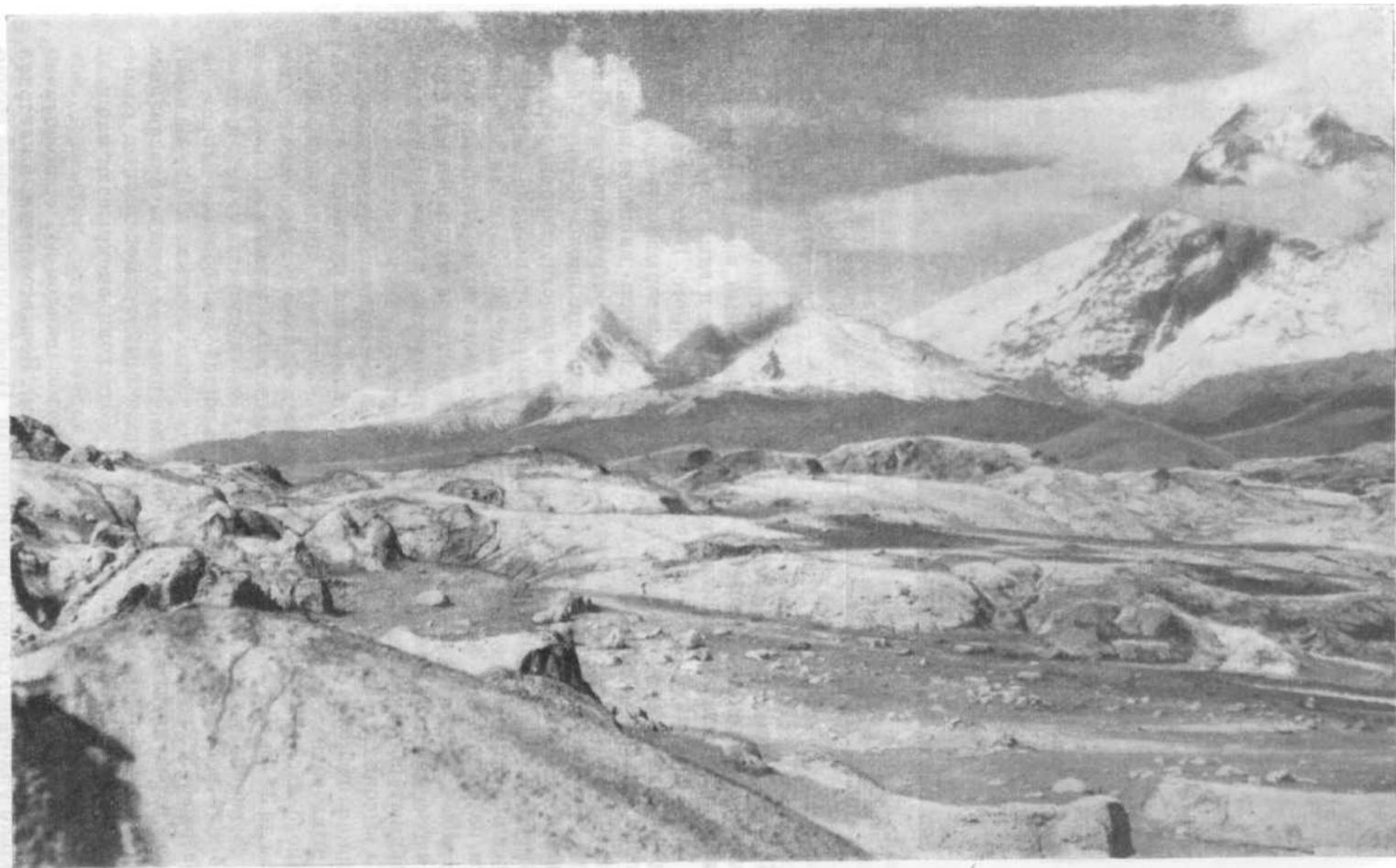


Рис. 6. Материал старой постройки вулкана, выброшенный взрывом. На заднем плане (слева направо) вулканы Безымянный и Камень. Фото автора



Рис. 7. Верхушки деревьев, высушенные взрывом на расстоянии 20—25 км от вулкана. Кустарник, покрытый в момент взрыва снегом, сохранился.
Фото автора

Как уже упоминалось выше, взрыв не был вертикальным, а был направлен на восток под углом 40—45°. Направленный взрыв нес с собой большое количество раскаленного песка, обломков и глыб пород, слагавших ранее восточную постройку вулкана Безымянного. Весь этот рыхлый материал, выброшенный вместе с газовым облаком взрывной волной, значительно изменил окружающую местность, причем наибольшие изменения произошли в осевой части области распространения взрывной волны. Вся древесная растительность на площади около 400 км² была иссушена, а иногда и обуглена, а кора с поверхности стволов деревьев со стороны, обращенной к вулкану, оказалась содраной. Зона распространения направленного взрыва имеет ширину 20—25 км и протягивается на расстояние 30 км от вулкана, спускаясь до абсолютных отметок — 150—200 м. На всей этой площади отложился мощный слой горячего песка и пепла, который в настоящее время уже в большинстве участков смывает поверхностными водами.

На высоких отрогах сопки Зиминых, близко к главному направлению взрыва, в нескольких точках нами были измерены мощности отложенного рыхлого материала. В точках 1, 6, 7, 8 (рис. 4) средняя мощность песчаного слоя 35—40 см, с обломками свежей лавы в этом песке — диаметром до 20 см. В точках 9, 10 мощность песчаных отложений 15 см. В точке 11 у Амбона мощность песчаного слоя тоже достигает 40 см.

Помимо песчаных отложений, покрывающих всю область направленного взрыва, у начала северных отрогов сопки Зиминых, в 12—13 км от вулкана в результате кульминационного взрыва 30 марта образовались своеобразные отложения в виде многочисленных холмов разных размеров (от 1—2 до 10—20 м высотой) (рис. 5). Эти холмы покрывают площадь около 7 км².

Сложены все холмики агломератовым материалом (т. е. всевозможного размера обломками лав, песком, пеплом). Весь этот рыхлый материал несколько уплотнен, слегка сцементирован. Преобладающая масса облом-

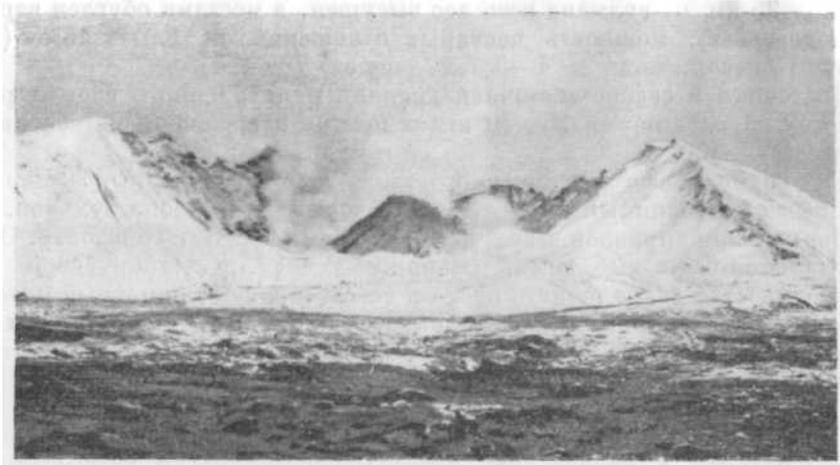


Рис. 8. Купол Новый в кратере вулкана Безымянного, лето 1956 г.
Фото автора

ков лав представлена старыми лавами вулкана Безымянного. Точно такие же лавы (по минералогическому и химическому составу) во множестве встречены в пирокластических отложениях, слагающих стенки кратера. Лавы — розовато-серые, зеленовато-серые, роговообманково-пироксеновые андезиты, многие обломки лав с поверхности покрыты корочкой выветривания, придающей породе светло-зеленый оттенок. Песчаная и пепловая масса, слагающая холмы, местами тоже имеет зеленоватый тон и при беглом знакомстве напоминает эродированную взрывами морену.

При детальном изучении материала, слагающего холмы и их основания, оказалось, что большинство холмов лежит на почве.

Расположение материала, слагающего холмы на наиболее высоких точках старого рельефа, где агломератовые потоки явно не проходили, состав пород этих холмов убеждает в том, что весь материал холмов был выброшен первым направленным взрывом или «Nuees ardentes» направленного действия. Этот взрыв нес с собой главным образом материал взорванной старой постройки вулкана (рис. 6).

Характерно, что эти холмы отмечаются лишь в осевой части направленного взрыва. Несмотря на то, что направленные взрывы покрыли большой сектор восточного склона вулкана, уже на левом берегу р. Сухой Хапицы холмов нет совсем.

Далее на юг на склонах вулканов Зиминых — примерно параллельно р. Первая Сухая Тополовая проходит граница распространения песчаных отложений взрыва вулкана Безымянного. Граница площади, захваченной направленным взрывом, достаточно резкая и выделяется не только по мощности песчаного слоя, но главным образом по зоне растительности, высушенной и ободранной взрывом. Высокий отрог вулкана Зимина, являющийся левым склоном долины р. Первой Сухой Тополовой, явился южной границей направленного взрыва.

На юго-востоке крайней границей области, испытавшей воздействие направленного взрыва, являются увалы на правом берегу р. Горно-Тополовой. Древесная растительность (на расстоянии 28—30 км от вулкана), покрывающая эти увалы, в нескольких участках высушена и эти пятна сухого леса четко выделяются на фоне зеленого массива. Несколько ближе к вулкану на увалах по берегам р. Сухой Зиминной, на расстоя-

нии 24—25 км от вулкана весь лес высушен, а местами обуглен взрывом (25% деревьев), мощность песчаных отложений на холмах 15 см (10 см сверху — песок, ниже — 4—5 см — пепел) (рис. 7).

Восточная и северо-восточная граница направленного взрыва располагается на расстоянии 26—30 км от центра извержения на абсолютной высоте 200—150 м.

Как видно из всего изложенного выше, гигантский взрыв 30 марта захватил весь вершинный кратер и часть восточного склона вулкана.

Взрыв был направлен к востоку под углом 30—40° к горизонту. В этом направлении были выброшены «Палящие тучи», несущие с собой большое количество раскаленного песка и пепла и грубообломочный материал взорванной постройки самого вулкана. «Палящие тучи» захватили площадь около 400 км², пройдя на восток расстояние около 30 км от вулкана (на всей этой площади ободрана кора деревьев со стороны взрыва, лес поломан, а иногда и обуглен).

«Палящие тучи» при своем движении не следовали по неровностям рельефа, а перенеслись через многие холмы и возвышенности, расположенные на их пути. Обломочный материал, захваченный тучами, был менее подвижен и менее насыщен раскаленными газами, чем агломератовые потоки и поэтому материал направленных «палящих туч» лежит не только в долинах, но и на высоких отрогах вулкана Зими́на, в 12—14 км от вулкана. В результате взрыва на вулкане Безымянном образовался большой, открытый к востоку кратер размером 1,5 X 2 км.

В открытый боковой пролом нового кратера хлынули мощные агломератовые потоки, заполнившие долину р. Сухой Хапицы. Раскаленный материал агломератового потока был очень подвижен, сильно насыщен горячими газами и поэтому не отложился на крутых склонах, а заполнил все понижения рельефа, обойдя крупные возвышенности и перекрыв отложения направленного взрыва.

Огромная масса вновь выброшенного раскаленного материала вызвала мгновенное таяние снега с образованием бурных грязевых потоков (лахаров), которые понеслись вниз, сметая все на своем пути. Наиболее крупный грязевой поток прошел от конца агломератового потока по р. Сухой Хапице, грязевые потоки меньшего размера прошли также со склонов сопки Зиминой и по восточному склону Ключевской сопки.

Грязевые потоки, дойдя до реки Большой Хапицы, повернули вдоль долины к северу и на расстоянии 80—85 км от вулкана впали в р. Камчатку.

Тучи пепла над кратером поднялись на высоту 40 км. К северо-востоку от вулкана на расстоянии 400 км наблюдался пеплопад.

Рост внутри кратерного купола. Непосредственно вслед за взрывом 30 марта в кратере началось выжимание экструзивного купола, рост которого сопровождался умеренными взрывами и небольшими раскаленными лавинами, скатывавшимися по склонам купола. Так. 21 июня 1956 г. туча пепла поднялась на 8 км над кратером. 22 июля эруптивные облака типа «цветной капусты» поднялись на высоту до 10 км над кратером. Автор этой статьи находился в это время на северном склоне вулкана Зими́на и мог наблюдать это небольшое извержение от начала до конца.

Через пять—семь минут после того, как эруптивные облака начали подниматься над вулканом, от купола на восток в пролом кратера покатались небольшие раскаленные лавины, прошедшие путь 2—3 км от кратера. Эруптивные облака поднимались только со склонов растущего купола; одновременно с ними в западной части кратера за куполом поднимались

² «Палящие тучи» — в понимании Г. С. Горшкова (1959).



Рис. 9. Купол Новый в кратере вулкана Безымянного, лето 1956 г.
Фото Н. К. Классова



Рис. 10. Изменения вершины купола Нового к лету 1958 г. Фото автора

белые клубы газов. Выделение эруптивных облаков и раскаленных лавин было совершенно бесшумным и даже тот шум, который ранее был слышен из кратера, как будто прекратился на время извержения.

В июле-августе образование купола в основном закончилось. К этому времени высота его была около 300 м над кратерным дном, диаметр 350 м (рис. 8). Нижние части купола были покрыты «брекчиевой корой». В это время на куполе происходили частые, но слабые взрывы и скатывались небольшие раскаленные лавины, имевшие уже несколько иную природу: это были лавины, вызванные обвалом верхних частей экструзии. Их падение сопровождалось грохотом. При обвалах на куполе появлялись участки раскаленной лавы; температура лавы, судя по свечению, не превышала 700°. Осенью 1956 г. рядом с куполом была выжата еще одна небольшая экструзия, которая примкнула к образованному ранее куполу и расширила его. Таким образом, он занял почти всю ширину кратера и основание его достигало 700 м. Зимой 1956—1957 гг. рост его прекратился и извержение практически закончилось. В 1957—1958 гг. вулкан находился в состоянии спокойной фумарольной деятельности и только изредка внутри купола происходили подвижки монолитного ядра и поверхность его разрушалась, превращаясь в «брекчиевую кору».

Посетив кратер вулкана летом 1958 г., спустя два года после начала выжимания экструзии, мы обнаружили, что купол вырос и внешний вид его изменился по сравнению с 1957 г., хотя вулкан не проявлял особой активности за последний год. Изменения состояли в том, что большая часть кратера вулкана была заполнена агломератовой мантией купола и монолитная лава занимала лишь верхние 50—70 м образования, представляя собой стенку с вертикальной слоистостью. Вся остальная часть состояла из хаотически расположенных глыб. Общая высота купола достигала 400 м. Из трещин между глыбами вырывались горячие газы. Изменился характер фумарол у подножия купола. Осенью 1956 г. и в апреле 1957 г. температура фумарол у купола не превышала 100°. После того, как подножие купола покрылось мощной глыбовой осыпью, появились фумаролы более сухие, температура которых в августе 1958 г. достигала 300—350°. Эти фумаролы были приурочены главным образом к крупным глыбам осыпи и, по-видимому, имели вторичный характер (рис. 9, 10).

АГЛОМЕРАТОВЫЙ ПОТОК

Наиболее существенным результатом взрыва 30 марта было формирование в долине Сухой Хапицы большого агломератового потока с многочисленными вторичными фумаролами.

Агломератовый поток имеет довольно сложные очертания — холмы, окаймляющие вулкан с востока, разделили истоки потока на четыре рукава. Два из них, центральный и южный слились в 8 км от кратера, образовав поток шириной около 3 км. Две северные ветви заполнили соответственно истоки сухой речки Лагерной и речки Голубельной. Агломератовые потоки по этим речкам имеют очень незначительную мощность и на расстоянии 10—12 км от кратера сходят на нет. Вниз по долине реки Сухой Хапицы ширина основного русла потока постепенно уменьшается и в 18 км от вулкана он оканчивается характерным валом из грубоокатанных валунов свежей лавы, напоминающим конечно-моренный вал. Агломератовый поток в момент извержения обладал большой текучестью и вследствие этого отлагался на крутых склонах вулкана и возвышенностях окружающей местности. Поэтому отложения агломерата вблизи кратера почти отсутствуют, а начинаются лишь у подножия вулкана. Площадь, занимаемая основным руслом агломератового потока, составляет 30 км². Мощность основного русла потока в краевой части достигает



Рис. 11 Русло р. Сухой Хапицы и агломератовом потоке. Фото Н. К. Классова

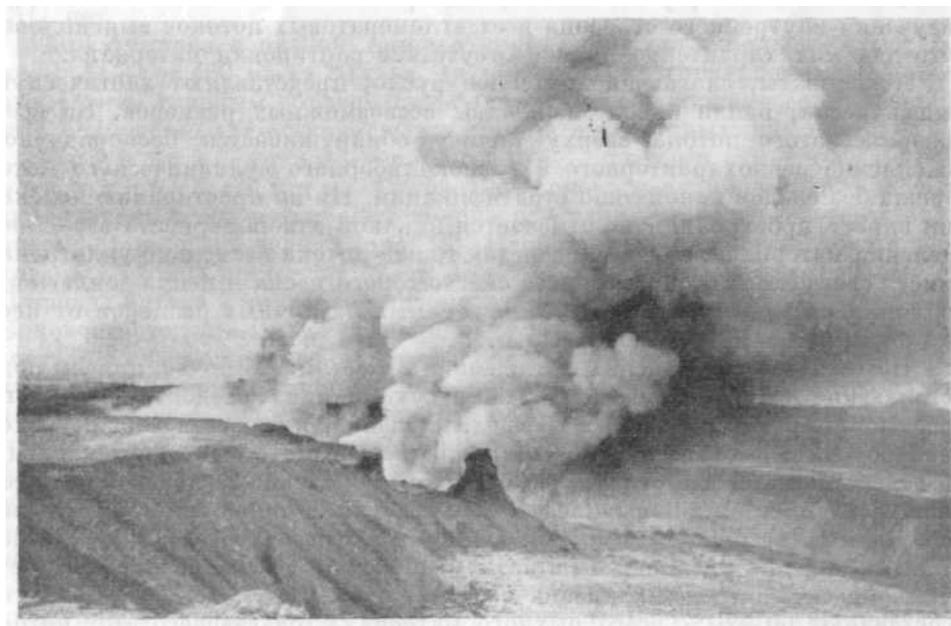


Рис. 12. Вторичные паровые взрывы на агломератовом потоке. Фото Н.К. Классова

20 м, наибольшая видимая мощность агломератового потока (в верховьях Сухой Хапицы) достигает 60—65 м. В результате топографической съемки потока в масштабе 1 : 25 000 и наложения карты нового рельефа на имеющиеся топографические карты, снятые до извержения, выяснилось, что средняя мощность потока равна 25—20 м. Объем всех агломератовых потоков приближается к 1 км³.

Особенности агломератовых отложений последнего извержения вулкана Безымянного. Агломератовые отложения, образовавшиеся 30 марта 1956 г., уже через три месяца (к лету 1957 г.) были сильно размыты многочисленными ручьями и реками, вскрывшими внутреннее строение агломератовой толщи. Уже летом 1956 г. северный край основного русла агломератового потока и поток, отложившийся в верховьях р. Сухой Хапицы, оказались промытыми глубоким каньоном, по которому текла р. Сухая Хапица (рис. 11). Кроме того, многочисленные русла временных водотоков пересекли поток во всех направлениях, углубляясь с каждым месяцем и вскрывая все более глубокие слои агломерата. Это размывание холодными водами еще горячих внутренних частей агломератового потока летом 1956 г. вызвало паровые взрывы — своеобразные «вторичные извержения», при которых выбрасывались облака пепла на высоту 200—300 м. Вместе с пеплом иногда выбрасывались мелкие камни и фонтаны грязи (рис. 12).

Особенно частые вторичные взрывы наблюдались в те дни, когда в горах проходили ливни или в очень жаркие дни при сильном таянии горных ледников. В последующие годы этих вторичных взрывов на агломератовом потоке уже не отмечалось, по-видимому, потому, что весенние и летние воды устремлялись в уже промытые, иногда до старых отложений, русла и не отыскивали себе новых путей.

Основное русло агломератового потока. При изучении внутреннего строения всех агломератовых потоков выяснилось, что для них характерно полное отсутствие сортировки материала.

Агломераты, слагающие основное русло, представляют хаотическую смесь песка, пепла и обломков лавы всевозможных размеров. Во всех разрезах этого потока сверху донизу обнаруживается беспорядочное скопление разнохарактерного и разнокалиберного вулканического материала без следов какой-либо стратификации. Ни по простирантию потока, ни вкрест простирания не отмечается никакой закономерности в распределении материала. Во всех разрезах толща потока несколько уплотнена, имеет светло-серый цвет; в массе светло-серого песка и пепла заключены обломки светло-серой пористой лавы самых различных размеров от песка до глыб диаметром до 1—1,5 м.

Поток лежит на моренных отложениях, местами на почве, причем подстилающие поток породы почти не несут никаких следов термального воздействия. Там, где можно выделить пеплы, предшествовавшие отложению агломерата, видно, что эти пеплы на контакте с потоком окислены и вследствие этого имеют бурую окраску. Окисленный слой пепла имеет мощность 2—3 см. Лавы представлены легкими пористыми андезитами с объемным весом от 1,6 до 2,3. Обломки свежего андезита слегка окатаны, острые их углы как бы стерты. В основном потоке агломерата светлые андезиты, представляющие собой свежую лаву этого извержения, составляют 60—70% всего рыхлого материала, слагающего этот поток. Помимо обломков свежей лавы, в потоке отмечаются глыбы и холмы старого материала, ранее слагавшего, по-видимому, старую восточную постройку вулкана. Старые лавы в потоке распределены неравномерно. Наиболее крупные скопления этого материала отмечаются по южному и юго-восточному краю основного русла потока. Интересно отметить, что наибольшие скопления рыхлого материала, состоящего из старых пород,

обнаруживаются на краях потока, на возвышенностях и холмах старого рельефа. Старый материал, в большей своей части, был выброшен направленным взрывом, а затем уже перекрыт агломератовыми потоками, которые скатились с возвышенностей. Летом 1956 г. через несколько месяцев после образования агломератового потока вся его поверхность была покрыта многочисленными фумаролами, средняя температура которых составляла 100° , максимальная же их температура была 200° . Следующим летом 1957 г. средняя температура на основном русле потока была $90-95^{\circ}$. Такой же она осталась и летом 1958 г. ($92-94^{\circ}$). Летом 1957 и 1958 гг. в центральной части основного русла агломератового потока были кое-где обнаружены участки с повышенной температурой фумарол. Одна из фумарол имела температуру от 170 до 250° . К лету 1958 г. количество фумарол на потоке резко сократилось, но после выпадения осадков почти вся поверхность потока парила.

Наиболее постоянными являются фумаролы в центральной части потока, но и на краях, прямо на берегу р. Сухой Хапицы два года спустя после отложения потока существовали фумаролы с той же температурой $92-94^{\circ}$. В конце потока, на расстоянии 16 км от вулкана на левом берегу р. Сухой Хапицы, где мощность агломератового потока достигает всего 5—7 м, весь береговой обрыв летом 1958 г. был покрыт возгонами и парил. Столь долгое существование фумарол при небольшой мощности потока говорит об очень малой теплоотдаче агломератовой массы, а может быть и о некоторых вторичных экзотермических реакциях.

Все фумаролы основного русла потока имеют примерно одинаковый состав. Фумаролы центральной части этого потока содержали в 1958 г. (по анализам О. Г. Борисова) 2—2,4% кислорода, 5—8 и до 29% CO_2 , 1,3% H_2S , 0,15% CO и до 8% CH_4 . В краевых частях потока в фумаролах содержание O_2 от 3,6 до 13,3%, CO_2 — от 0,25 до 0,9%, H_2S 0,007%, CO и CH_4 нет.

Для фумарол с низкой температурой характерно большое содержание H_2O — от 450 мг до 20 г на литр газа. В возгонах вокруг фумарол отмечаются главным образом сульфаты, налеты и корочки серы, небольшое количество алюмо-калиевых и иногда аммонийных квасцов.

Боковой агломератовый поток в истоках р. Сухой Хапицы. Отложения бокового агломератового потока сконцентрированы в глубокой долине р. Сухой Хапицы и поэтому мощность потока очень велика (рис. 13). Наибольшая мощность потока в верховьях Сухой Хапицы достигает 70—75 м, средняя мощность 40—50 м. Площадь потока 2 км^2 , объем агломерата в этом потоке около $0,2-0,3 \text{ км}^3$. Боковой поток несколько отличается от основного агломератового потока составом слагающих его обломков лав. Как уже упоминалось, южный край потока промыт глубокой долиной р. Сухой Хапицы и вся толща отложений хорошо обнажена. Боковой поток лежит на речных отложениях (галечники, пески р. Сухой Хапицы), иногда покрытых пеплами первых фаз извержения Безымянного. Большая часть толщи агломерата сложена обломками лав старых пород вулкана Безымянный и лишь верхние горизонты потока представляют собой свежую агломератовую лаву последнего извержения. По нашим представлениям толща агломерата этого потока не менее чем на 60—70% состоит из старых пород взорванной постройки вулкана. Толща агломерата этого потока имеет общий серо-розовый тон, причем в местах наибольшей мощности потока нижние части толщи имеют зеленовато-серую окраску (10—20 м мощности снизу), а верхние серо-розовую окраску. Обломки старых пород, слагающих толщу агломерата, представлены, в главной массе, роговообманковыми и пироксеновыми андезитами серой окраски, совершенно аналогичными как обломкам пород, выброшенных направленным взрывом, так и обломкам лав,



Рис. 13. Боковой агломератовый поток в верховьях р. Сухой Хапицы. Фото автора.
Линией указаны контуры потока.

слагающих толщу пирокластики в кратере. По-видимому, большая часть агломератовой толщи этого потока представляет собой материал взорванной постройки вулкана и выброшена сюда направленным взрывом. Скотившиеся затем раскаленные агломератовые потоки, несшие главным образом обломки свежих лав, перекрыли вышеописанные толщи.

Очень интересно расположение фумарол на этом потоке. Несмотря на большую мощность потока (минимальная 30—40 м, средняя 40—50 м) на всем его протяжении уже летом 1957 г. фумаролы не были обнаружены. Исключение составляли две термальные площадки, расположенные недалеко друг от друга. Обе эти площадки, обнаруженные нами летом 1957 г., располагаются в верховьях р. Сухой Хапицы, в истоках потока на высоте 1050—1100 м.

Первая термальная площадка расположена на высоте 1100 м, в самой верхней части потока, на небольшом удлинённом холме, возвышающемся над поверхностью потока метров на 50. Холм длиной около 100 м и шириной 10—15 м вытянут в направлении движения потока. На вершине холма расположена группа фумарол с необычным цветом возгонов, отлагающихся вокруг фумарол. Пепел и песок на фумарольной площадке в 1957 г. имели яркий травяно-зеленый цвет, а корочки отлагающихся минералов ярко оранжевую, желтую и красную окраски. Температура фумарол на этой площадке летом 1957 г. неожиданно оказалась очень высокой: средняя температура была 200°; максимальная температура некоторых фумарол достигала 400° на поверхности потока. Замеры температуры, сделанные на глубине 50—70 см, дали 430—450°. Через год, летом 1958 г., максимальные температуры достигали 340°. Средняя температура фумарол этого участка по-прежнему составляла 200°. Несколько изменился состав отлагающихся возгонов; меньше стало ярко-оранжевых и зеленых возгонов, больше появилось желтых и белых налетов (сульфаты и хлориды K, Na, Mg). Состав газа высокотемпературных фумарол сильно отличается от обычных фумарол всего потока.

Высокотемпературные фумаролы сухие, содержат главным образом воздух с небольшой примесью Cl и паров воды. Фумарола с температурой 400° содержит 0,8% H_2 , 10—15 мг H_2O (на литр газа). В фумаролах с температурой 200° отмечен метан — 0,2%.

В возгонах на высокотемпературных фумаролах отмечены хлориды железа, гидроокислы и окислы железа, алуни́т, хлориды K, Na, Mg. Содержание хлора в возгонах достигает 23%. Породы вокруг высокотемпературных фумарол значительно изменены, имеют вид «шлаковой корки», которая состоит главным образом из гидроокислов и окислов железа.

Из анализа измененных пород и возгонов можно заключить, что из пород выносятся Fe, Al, Ca, Mg, K, Na накапливается SiO_2 , а в возгонах концентрируется Fe, Cl, S, H_2O (анализы были выполнены аналитиком О. Г. Борисовым).

Вторая фумарольная площадка располагается в 500—700 м от перво, вниз по потоку. Наивысшая температура на этих фумаролах в марте, 1958 г. была 170—180°, в августе 1958 г. температура в этом же месте поднялась до 220°; минимальная температура фумарол на этой площадке 90—100°.

Состав газа высокотемпературных фумарол этой площадки аналогичен составу газа высокотемпературных фумарол первой фумарольной площадки этого потока. Вся остальная площадка этого бокового потока совершенно лишена даже низкотемпературных фумарол и, по-видимому, является окончательно остывшей. Это тем более удивительно, что на основном русле агломератового потока, как уже упоминалось выше, даже в самом конце его, при мощности около 10 м до сих пор сохранились фумарольные площадки с температурой 92—94°.

Отсутствие фумарол на большей части бокового агломератового потока и одновременное наличие небольшого числа фумарол с очень высокими температурами говорит о своеобразных условиях, создавшихся на этом потоке. Большой процент старых пород в этом потоке, по-видимому, менее нагретых, чем свежий агломерат, обусловил быстрое остывание общей массы потока. Этому же способствовали и воды р. Сухой Хапицы, в первый же год промывшие всю толщу агломератового потока. Очень высокие температуры фумарол, сохранившиеся в течение двух лет в местах наибольшей мощности потока, обусловлены, по-видимому, не только первоначальным запасом тепла, но и вторичными окислительными процессами, происходившими в толще потока. Вторичные окислительные процессы на агломератовом потоке возникают, по-видимому, только в определенных условиях. Помимо достаточного первоначального запаса тепла в потоке, достаточной мощности отложений, свободного доступа кислорода во внутренние части потока (что в нашем случае обеспечивается интенсивной эрозией южного края потока р. Сухой Хапицей), существенное влияние оказывают и другие факторы. В их числе можно назвать:

- а) состав и количество вулканического газа, захваченного потоком,
- б) состав и количество возгонов и вторичных минералов, связанных с обломками старых пород вулкана,
- г) приток грунтовых вод в рыхлую толщу агломерата.

Вторичные окислительные процессы, идущие в агломератовом потоке, безусловно оказывают большое влияние на термальный режим и материальный состав фумарол потока.

Агломератовые потоки по рекам Лагерной и Голубельной сложены пепками, пеплами, обломками свежей лавы и уже к лету 1957 г. не имели фумарол. Они имеют очень небольшую мощность (1,5—2 м).

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАВ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

Породы, слагающие восточную постройку вулкана

*Пирокластический материал и древние лавовые потоки,
слагающие восточную постройку вулкана
(образцы 119, 111, 109, 106, 126)*

Роговообманково-пироксеновые андезиты

Обломки лав, слагающие толщу пирокластики в восточной части кратера, по внешнему виду представляют собой плотные, непористые породы, серого и буровато-розового цвета с многочисленными мелкими фенокристаллами пироксенов и роговой обманки размером до 1—1,5 мм. Многие обломки с поверхности покрыты желтоватой корочкой выветривания. Под микроскопом структура породы серийно-порфировая, с микролитовой структурой основной массы. В фенокристаллах — плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен, магнетит.

П л а г и о к л а з — в виде таблиц вытянутой формы, наибольший размер кристаллов достигает 2 мм. Центральные части кристаллов переполнены частицами стекла.

Плагиоклаз двойникован чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам, иногда наблюдаются манебахские двойники. По составу плагиоклаз относится к андезин-лабрадору и Лабрадору. В сечении \perp [100] фенокристаллы обнаруживают углы погасания — 31—35°, что соответствует 50-56% An; $2V = + 80^\circ$.

А в г и т — в виде многочисленных изометричных кристаллов или агрегатов зерен. Иногда с хорошо заметной пинакоидальной спайностью. Оптические свойства авгита $N_g - N_p = 0,022$, $cN_g = 39^\circ$.

Роговая обманка — в виде редких крупных кристаллов, наибольшая величина зерен 2—2,5 см. Роговая обманка — обыкновенная, зеленовато-бурая, с заметным плеохроизмом, схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$.

Большая часть кристаллов опацифицирована, иногда опацификация занимает половину кристалла. В этом случае происходит диссоциация кристалла роговой обманки на агрегат минералов — плагиоклаз, магнетит, пироксен (чаще гиперстен). $2V = 80^\circ$; $cN_g = 26^\circ$.

Г и п е р с т е н — в виде удлинённых таблиц зеленоватого цвета с чуть заметным плеохроизмом от розового по N_p до зеленоватого по N_g . Размеры фенокристаллов 0,1—0,2 мм; $2V = -68^\circ$; $cN_g = 10^\circ$.

О с н о в н а я м а с с а. Структура основной массы микролитовая. Она состоит из прямоугольных микролитов плагиоклаза, мелких зернышек пироксена, магнетита и чуть буроватого стекла, заполняющего промежутки между кристаллами.

Микролиты плагиоклаза в сечении $\perp [100]$ обнаруживают углы погасания 30, 29, 31°, что соответствует 46, 45, 50% Ap .

Роговообманково-пироксеновые андезиты, слагающие куполы «Плотины» (обр. 84, 85), отличаются от обломков лав пирокластик лишь большим количеством роговой обманки.

Старый лавовый поток

Двупироксеновые андезиты (шлиф № 35)

Макроскопически светло-серые породы, плотные, с небольшим количеством мелких пор, с редкими вкрапленниками цветного минерала. Под микроскопом порода обнаруживает серийно-порфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы.

П л а г и о к л а з — в виде таблиц различных размеров от самых крупных 2—2,5 мм до очень мелких размеров микролита.

Крупные таблицы большей частью переполнены стеклом, иногда зональны. Плагиоклаз фенокристаллов главным образом Лабрадор, в ядре 70% Ap в краевых частях 60% Ap . Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому $\perp (010)$ и манебахскому законам $\perp (001)$; $2V = + 80, +85^\circ$.

Края кристаллов плагиоклаза иногда округлы, как будто бы разъедены. Среди фенокристаллов темноцветного минерала преобладает авгит, в виде небольших призмочек присутствует гиперстен.

А в г и т — в виде короткостолбчатых небольших кристалликов, только некоторые из них достигают 1 мм. В параллельных николях окрашены в желтоватые тона, плеохроизма не заметно, изредка отмечаются двойники по (100), $2V = + 62^\circ$; $cN_g = 37-40^\circ$.

Г и п е р с т е н — в виде мелких призм и небольших табличек со слабым плеохроизмом, в прямоугольникообразных разрезах угасание прямое, мелкие призмочки гиперстена местами покраснели.

О с н о в н а я м а с с а состоит из стекла и микролитов плагиоклаза, пироксена и магнетита. Структура основной массы гиалопилитовая, стекло местами расстекловано. Микролиты пироксена имеют местами бурую окраску.

Микролиты плагиоклаза в сечениях $\perp [100]$ обнаруживают углы погасания 32, 35, 27°, что соответствует 50, 56 и 43% Ap .

Роговообманково-гиперстеновые андезито-дациты
(образцы 30а, 31)

Макроскопически это плотные породы с небольшим количеством мелких пор; окрашены они в светло-серый или розовато-серый цвет, который местами переходит в бурый. Порода содержит большое количество фенокристаллов плагиоклаза размером около 0,5 см. В некоторых образцах фенокристаллы плагиоклаза подвержены вторичным изменениям, имеют буровато-желтую окраску. Заметных фенокристаллов темноцветного минерала очень мало; это главным образом роговая обманка в виде редких иголок (0,1—0,2 см), в тоже время в породе много очень мелких, едва различимых простым глазом, выделений темноцветного минерала, вероятно, пироксена.

Под микроскопом многочисленные выделения плагиоклаза, тонкие лейсты гиперстена, редкие кристаллы роговой обманки и магнетита заключены в гиалопилитовой основной массе.

Плагиоклаз преобладает среди порфириновых выделений. Размеры его фенокристаллов достигают иногда 1 мм, но кроме таких, имеются многочисленные мелкие выделения плагиоклаза размером около 0,1—0,2 мм. Плагиоклаз обычно толстотаблитчатого облика, представляет двойники роста по карлсбадскому и альбитовому законам. Зональное строение очень хорошо выражено, и в крупных кристаллах подчеркивается расположением стекловатых включений. Состав зональных плагиоклазов меняется от Лабрадора или лабрадор-битовнита в ядре до кислого Лабрадора и андезина в краевых частях; в некоторых крупных вкрапленниках наблюдается до шести зон, причем, как правило, в каждом шлифе можно отыскать кристалл, где зональность имеет необычный характер, промежуточная зона более основная, чем ядро и краевая часть, $2V = + 80, + 84^\circ$.

Фенокристаллы в сечении $\perp [100]$ обнаруживают (в обр. 30-а, 31) углы погасания 40, 38, 44, 36, 40° , что соответствует 70, 60, 80, 57, 70% Ап.

Зональные кристаллы плагиоклаза обнаруживают следующие углы в сечении $\perp [100]$:

Обр.31

Ядро	32° . . .	50% Ап	Третья зона	35° . 56%	Ап
Край	25 . . .	38% »	Четвертая »	30 . 46%	»
Ядро	35 . . .	56% »	Пятая . . .	27 . 40%	»
Вторая зона	30 . . .	46% »			

Гиперстен. В фенокристаллах встречается в небольших количествах в виде тонких удлинённых табличек, размером до 0,1—0,2 мм. Выделения прозрачные, чуть зеленоватые, с заметным плеохроизмом от голубого оттенка по Ng до розоватого по Nr.

Некоторые призмочки гиперстена имеют красно-бурюю окраску, вероятно, вследствие окисления железа.

Роговая обманка присутствует в небольших количествах в виде некрупных выделений, почти сплошь замещенных мелкозернистым агрегатом гиперстена, магнетита и плагиоклаза. Диссоциация роговой обманки зашла так далеко, что от роговой обманки остались лишь небольшие участки в центре зерна, а многие зерна замещены целиком.

Основная масса. В основной массе многочисленные микролиты гиперстена, плагиоклаза, магнетита заключены в слегка буроватом прозрачном стекле. Стекло сильно подверглось расстеклованию. Микролитов плагиоклаза немного, они очень мелкие, в сечениях $\wedge [100]$ обнару-

живают (в обр. 30-а, 31) следующие углы погасания: 34, 35, 36, 27, 28, 30% что соответствует 56, 47, 57, 45, 45, 47% An.

Микролиты гиперстена в большинстве случаев имеют бурую окраску.

Молодые куполы восточной постройки вулкана

Роговообманковые андезито-дациты

Купол Гладкий. Макроскопически породы имеют светло-серую окраску (иногда буровато-розовую), очень плотные, непористые с небольшим количеством мелких вкрапленников плагиоклаза (до 0,5 мм) и редкими фенокристаллами роговой обманки (отдельные кристаллики до 0,5 см).

Под микроскопом порода имеет серийнопорфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы.

Плагиоклаз фенокристаллов различных размеров, наиболее крупные достигают 0,5 мм, содержат включения стекла. Образуют двойники роста по альбитовому и периклиновому законам \perp (010), [010]; $2V = -80, -90^\circ$.

Мелкие фенокристаллы плагиоклаза в сечении \perp [100] обнаруживают углы погасания: 33, 31, 30, 29° , что соответствует 54, 48, 50, 47% An.

Наиболее мелкие фенокристаллы переходят постепенно в микролиты, т. е. размеры их близки к микролитам.

Наиболее крупные фенокристаллы имеют в поперечных сечениях углы: 35, 37° , что соответствует 56, 60% An.

Кроме плагиоклаза, в фенокристаллах отмечено небольшое количество магнетита и два опациitized зерна бурой роговой обманки.

Основная масса состоит из многочисленных микролитов плагиоклаза, местами заметно ориентированных, очень мелких, различных лишь при увеличении (x60), микролитов пироксена, некоторого количества магнетита и небольшого количества светлого прозрачного стекла. Структура гиалопилитовая, местами с переходом в пилотакситовую.

Купол Правильный. Макроскопически порода очень похожа на породы купола Гладкого. Отличается более светлой окраской, очень плотным сложением, очень редкими вкрапленниками роговой обманки.

Под микроскопом порода обнаруживает серийнопорфировую структуру с микролитовой и иногда пилотакситовой структурой основной массы.

Наиболее крупные фенокристаллы плагиоклаза достигают размера около 0,5 мм, но такие кристаллы редки; основная же масса фенокристаллов ориентирована в одном направлении, плагиоклаз в виде таблиц, свеж, стекляннопозрачен. Часты двойники роста по карлсбадскому закону [001], и альбитовому \perp (010), $2V = +80^\circ$.

В поперечных сечениях фенокристаллы плагиоклаза обнаруживают углы погасания равные 31—33°, что соответствует 48—50% An.

Роговая обманка фенокристаллов встречается в виде отдельных зерен — одно, два зерна на шлиф. Фенокристаллы небольшие, почти сплошь опациitized зерна, осталась незамещенной лишь центральная часть зерна. Роговая обманка бурая, плохроирует.

В пилотакситовой основной массе микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита заключены в прозрачном стекле. Стекло местами имеет флюидальную структуру, вместе с микролитами обтекает фенокристаллы.

Микролиты плагиоклаза мелкие, в поперечном сечении обнаруживают углы погасания: 23, 25, 25° , что соответствует 30, 37, 37% An.

Породы, слагающие западную постройку вулкана

*Лавовые потоки, слагающие западную постройку
(образцы 40, 1, 9, 34, 10)*

Двупирокссовые андезиты

Макроскопически плотные темно-серые породы с редкими и мелкими порами и многочисленными вкрапленниками плагиоклаза. Только редкие вкрапленники достигают 0,5 см, остальная масса кристалликов мельче. В образце 34а отмечен небольшой ксенолит около 2 см длиной. Под микроскопом породы обнаруживают серийнопорфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы. В фенокристаллах главным образом плагиоклаз, пироксен, магнетит, редкие зерна оливина в сростках с гиперстеном.

Плагиоклаз фенокристаллов имеет толстотаблитчатый облик, часто сдвошшкован, иногда содержит включения стекла, очень резко зонален. Плагиоклаз сдвойникован главным образом по карлсбадскому [001] и альбитовому \perp (010) законам. Реже встречаются двойники роста по манебахскому закону \perp (001). В фенокристаллах плагиоклаз главным образом лабрадор до битовнита 70—80% An; $2V = +80^\circ$.

Пироксен (авгит). Август в шлифах представлен изометричными кристаллами, в параллельных николях окрашен в желтоватые тона, плеохроизма нет. Размеры кристаллов изредка достигают 1,5 мм. Редко отмечаются двойники, $2V = +80^\circ$, $cNg = 45^\circ$.

Гиперстен представлен удлиненными таблицами, иногда сдвойникован, обнаруживает заметный плеохроизм, от розоватого до голубоватого; цвета интерференции серые, $2V = -40^\circ$, $cNg = 10^\circ$.

В основной массе микролиты плагиоклаза пироксена, магнетита, небольшое количество стекла.

Микролиты основной массы в поперечных сечениях обнаруживают углы погасания 31, 32, 33, 34, 35°, что соответствует 48, 50, 54, 55, 56% An.

Молодые лавовые потоки (обр. 68, 60, 61) отличаются от старых потоков присутствием спорадической роговой обманки в виде редких крупных зерен.

*Экструзивные образования западной вулканической постройки.
Куполы Экспедиции, Лохматый, Побочный, Треугольный Зуб*

Роговообманковые андезиты (образцы 14, а, б, 16, 32, 33, 51, 55)

Макроскопически это порфиновые породы с мелкими до 3—5 мм величиной, таблитчатыми и призматическими фенокристаллами плагиоклаза белого цвета. В значительно меньших количествах порода содержит фенокристаллы роговой обманки в виде удлиненных лейст и игл до 8 мм длиной. Роговая обманка идиоморфных очертаний, черного цвета. Общее количество фенокристаллов 30%. Основная масса серого иногда буровато-серого тонов, мелконористая, шероховатая в изломе.

В породах часты гомеогенные включения, разнообразные по своим размерам и форме. Наиболее крупные достигают размера 4x9 см. Представлены более темным, чем порода, плотным андезитом с большим количеством фенокристаллов роговой обманки. Включения имеют овальную форму, окружены тонкой бурой полоской измененного андезита.

Под микроскопом порода имеет серийнопорфировую структуру гиалопилитовой структурой основной массы. В фенокристаллах плагиоклаз, роговая обманка, магнетит, редкие зерна гиперстена.

Плагиоклаз. Размеры фенокристаллов плагиоклаза разнообразны, от 1,5 мм до 0,2 мм. Выделения почти всегда представлены двойниками роста по карлсбадскому, альбитовому и иногда манебахскому законам. $2V = +70, +65^\circ$.

Кристаллы, как правило, зональны, причем отмечается не только обычная зональность с более основным ядром и более кислой краевой частью, но и зональность такого типа, когда ядро и краевая часть одинаково кислые, а промежуточные зоны более основные.

При обычной зональности плагиоклаз в ядре отвечает 70% An, а на периферии 52—53% An, т. е. изменяется от основного до кислого Labrador.

Некоторые фенокристаллы плагиоклаза имеют зональность следующего характера: в ядре 50% An, в средней зоне 70% An, в краевой зоне 50% An.

Большинство зональных фенокристаллов плагиоклаза содержит большое количество включений стекла.

Углы погасания фенокристаллов (в обр. 51, 55) в сечении $\perp [100]$: 40, 36, 39, 36, 30, 35, 41, 43° , что соответствует 70, 60, 69, 60, 47, 58, 75, 82% An.

Роговая обманка. Фенокристаллы в шлифе имеют небольшие размеры, их значительно меньше, чем вкрапленников плагиоклаза; в основном, они представляют собой изометричные кристаллы размером 0,2—0,1 мм. Лишь редкие кристаллы достигают 1 мм. Как правило, роговая обманка имеет опацитовую кайму, края выделений часто оплавлены. Роговая обманка бурого цвета, плеохроизм подобен плеохроизму выше описанных роговых обманок.

Некоторые кристаллы роговой обманки в краевой части замещаются мелкозернистым агрегатом стекла, плагиоклаза, гиперстена и магнетита. $2V = -70, -65^\circ$; $cNg = 2, 8, 10^\circ$.

Магнетит в фенокристаллах встречается редко, величина зерен не превышает 0,1—0,2 мм.

Гиперстен в описываемых породах отмечен в виде редких зерен, два-три зерна на шлиф. Представлен удлиненными таблицами зеленоватого цвета с чуть заметным плеохроизмом от розоватого по Np, до голубоватого по Ng; роговая обманка местами замещает гиперстен. Размеры фенокристаллов гиперстена 0,1—0,2 мм.

Основная масса главным образом состоит из бурого стекла, в которое погружены многочисленные микролиты плагиоклаза, пироксена, магнетита. Микроструктура основной массы гиалопилитовая.

Микролиты плагиоклаза в сечениях $\perp [100]$ обнаруживают (в обр. 51, 55) углы погасания: 22, 25, 27, 30° , что соответствует 30, 37, 40, 46% An.

Стекло основной массы местами расстекловано.

Гомеогенные включения. Под микроскопом выделения плагиоклаза большого количества роговой обманки и магнетита заключены в гиалиновой основной массе.

Магнетит. Небольшое количество кристаллов магнетита относится, вероятно, к первым выделениям, так как они встречаются включенными в фенокристаллы роговой обманки. Кристаллики мелкие, края их иногда оплавлены.

Роговая обманка наблюдается в виде удлиненных лейст, призмочек и игл, длиной до 1—1,5 мм. Обычно длина призмы в 3—4 раза превышает ширину. Изредка встречаются фенокристаллы роговой обманки, имеющие форму правильных шестиугольников с хорошо выраженными двумя системами трещин спайности; угол между спайностями 124° .

Цвет роговой обманки зеленый, до темно-зеленого с хорошо заметным плеохроизмом от темного зеленовато-синего (по Ng), буровато-зеленого (по Nm) до светлого желтовато-зеленого (по Np). Схема абсорбции данных

роговых обманок ($N_g > N_m > N_p$). Угол погасания роговых обманок около 15° .

Плагноклаз. Фенокристаллы плагноклаза самых разнообразных размеров от самых крупных (1—1,5 мм в диаметре) до мелких, приближающихся по размерам к микролитам. Крупные фенокристаллы имеют таблитчатый облик, часто зональные от лабрадор-битовнита в ядре до лабрадор-андезита в краевой части кристалла. Зональные плагноклазы местами переполнены включениями стекла, которые располагаются по зонам. Плагноклаз часто сдвойникован, двойники главным образом по карлсбадскому и альбитовому законам.

Незональные кристаллы плагноклаза представлены главным образом лабрадором 70% An; $2V = -80^\circ$.

Основная масса. Структура породы серийнопорфировая с гиалиновой структурой основной массы. Стекло основной массы чистое, прозрачное, с многочисленными мелкими круглыми порами.

Таким образом, гомеогенные включения отличаются в данном случае от содержащей их породы главным образом большим количеством темноцветных минералов и микроструктурой (включения имеют гиалиновую микроструктуру, сама порода гиалопилитовую).

Роговообманково-пироксеновые андезиты агломератового потока и нового экструзивного купола извержения 1955—1956 гг. (образцы 782, 783, 109, 99, 100, 101, 108)

Макроскопически это пористая лава светло-серого цвета, иногда очень хрупкая с заметными фенокристаллами плагноклаза и темноцветных. Очень часты в лаве гомеогенные включения.

Под микроскопом фенокристаллы плагноклаза, роговой обманки, пироксена и магнетита заключены в буроватом стекле, содержащем небольшое количество микролитов, плагноклаза, пироксена.

Плагноклаз фенокристаллов представлен крупными табличками до 2—2,5 мм в диаметре, наиболее крупные фенокристаллы переполнены частицами буроватого стекла.

Плагноклаз, как правило, сдвойникован по альбитовому, карлсбадскому и иногда манебахскому законам.

По составу плагноклаз относится к андезину и лабрадору.

О вариациях состава плагноклаза можно судить по следующим данным:

Обр. 783. Карлсбадский двойник:	
$\lambda_q = 65^\circ$, $\varphi_p = 50^\circ$, $2V = +80^\circ (+)$	45% An
Обр. 1096. Альбитовый двойник:	
$\lambda_q = 20^\circ$, $\varphi_p = 10^\circ$, $2V = +88^\circ (+)$	50% An
Обр. 99. Периклиновый двойник:	
$\lambda_m = 35^\circ$, $\varphi_p = 15^\circ$, $2V = +75^\circ (+)$	50% An
Обр. 966. Альбитовый двойник:	
$\lambda_q = 23^\circ$, $\varphi_p = 27^\circ$	60% An

Углы погасания в сечении $\perp [100]$ в обр. 99а и 783: 26, 27, 35, 30° , что соответствует 45, 47, 55, 46% An.

Роговая обманка — распространенный минерал порфировых вкрапленников (около 20—25% всех вкрапленников). Наибольшие размеры кристаллов — 0,3—0,5 мм.

Роговая обманка обыкновенная, с хорошо заметным плеохроизмом бурых тонов, от темно-коричневого, бурого по Ng до светло-желтого по Np. Схема абсорбции обычная.

С краев роговая обманка, как правило, замещается агрегатом плагиоклаза, магнетита, гиперстена.

Оптические свойства роговой обманки: $2V = + 90^\circ (+)$, $cNg = 12$ иногда доходит до $cNg = 28^\circ$, т. е. роговая обманка варьирует от ферротремолита до гастингсита по Винчеллу (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953).

$$Nm - Np = 0,018 \text{ (измеренное)}$$

$$Ng - Np = 0,02 \text{ (вычисленное)}$$

А в г и т — около 10% от всего количества вкрапленников, встречается в виде короткостолбчатых кристаллов размером 0,2—0,3 мм. Иногда наблюдаются сростки кристаллов. Окраска зерен зеленовато-серая. Очень редки простые двойники. Иногда наблюдается развитие роговой обманки по пироксену.

Оптические свойства авгита $Ng - Np = 0,023$, $2V = + 50^\circ$, $cNg = 36^\circ$.

Г и п е р с т е н отмечается приблизительно в тех же количествах, что и авгит, имеет форму вытянутых табличек, размером до 0,5—0,7 мм. Ясно плеохроирует от зеленоватого по Ng до розово-желтого по Np. Удлинение положительное. Угол $2V = - 70^\circ$, $cNg = 12^\circ$.

Структура основной массы микролитовая или гиалопилитовая.

Многочисленные прямоугольные кристаллики плагиоклаза и вытянутые микролиты пироксена и магнетита погружены в чуть желтоватое, иногда буроватое прозрачное стекло.

Плагиоклаз микролитов обнаруживает (в обр. 96 и 783) в сечении $\perp [1001$ углы погасания: 25, 26, 28, 30, 31°, что соответствует 40, 43, 45, 46, 50% An.

*Гомеогенные включения в андезитах агломератового потока
и нового экструзивного купола
(образцы 97а, 103а, 108а, 113)*

Под микроскопом гомеогенные включения резко отличаются от вмещающей их породы главным образом по структуре.

Включения представляют собой пористую массу из лейст роговой обманки, табличек плагиоклаза и зерен магнетита, сильно пропитанных чистым бесцветным стеклом и кристобалитом.

Часты вкрапленники плагиоклаза (размером до 1,5 мм) и роговой обманки. Максимальные размеры фенокристаллов роговой обманки 2 X 2,5 мм.

Плагиоклаз гомеогенных включений по форме и составу близок к составу фенокристаллов самой породы и отвечает кислому Лабрадору с 55—60% An.

Р о г о в а я о б м а н к а обыкновенная, зеленая с заметным плеохроизмом, очень свежая и чистая ($cNg = 27^\circ$, $Ng - Np = 0,02$, $2V = - 85^\circ$).

В отличие от вмещающей породы опацификация отсутствует совершенно.

Промежутки между лейстами роговой обманки и кристаллами плагиоклаза заполнены чистым прозрачным стеклом с кристобалитом. Кристобалит образует типичные тонкочешуйчатые агрегаты, бесцветен, имеет отрицательный рельеф, низкое двупреломление.

Минералогически гомеогенное включение отличается от вмещающей породы большим количеством роговой обманки, кристобалита и отсутствием пироксена.

Количественно-минералогический подсчет в шлифах дает следующие соотношения между породой и гомеогенным включением:

Вмещающая порода, %	Гомеогенное включение, %	
Плагиоклаз	19,3	24
Роговая обманка	7,5	32
Пироксен	2,9	—
Основная масса	69,8	42
Магнетит	0,7	1,8

Из приведенной характеристики включений вытекает, что они по сравнению с вмещающим их андезитом имеют:

1) несколько иной минералогический состав (большое количество роговой обманки);

2) иную структуру (микроструктура включений гиалиновая).

Близкий к андезиту минералогический состав включений и способ размещения их в андезите заставляет предполагать, что они образовались из андезита.

Петрохимические особенности лав вулкана Безымянного

Продукты вулканических извержений вулкана Безымянного, химические составы которых изображены на диаграмме А. Н. Заварицкого, представлены главным образом андезитами с вариациями от основных двупироксеновых андезитов до кислых роговообманковых андезитов, андезито-дацитов и дацитов (табл. 1; рис. 14).

Наиболее древние породы восточной постройки вулкана Безымянного представлены роговообманково-гиперстеновыми андезитами, содержащими в качестве небольшой примеси мелкие зерна авгита, и двупироксеновыми андезитами, иногда с большим количеством авгита.

Фигуративные точки этих пород располагаются на диаграмме в участке, отвечающем по составу среднему андезиту. Векторы пород направлены вниз вправо с крайне незначительным отклонением от вертикального положения, что говорит о богатстве породы магнезией. Судя по диаграмме, химические составы пород отвечают составу гиперстеново-авгитовых андезитов. Присутствие роговой обманки в породе графически совершенно не выражается. Это обстоятельство связано с особенностями кристаллизации роговой обманки в камчатских лавах.

По-видимому, наличие крупных кристаллов роговой обманки, часто отороченных каймой, состоящей из агрегата мелкозернистых минералов (плагиоклаз, магнетит, гиперстен), в наших породах характеризует особые условия кристаллизации лавы, когда последняя не теряет воду; вода в этом случае идет на формирование роговой обманки.

Подобные примеры указывает С. И. Набоко в лавах камчатских вулканов (Набоко, 1959).

Несоответствие химического и минералогического составов породы говорит о гетероморфизме этих лав.

Химические составы лав наиболее древних куполов также отвечают составу андезитов, характеризуясь в отличие от лав древних потоков несколько более высоким содержанием кремнезема и большой известковистостью.

По минералогическому составу лавы древних куполов несколько отличаются от древних потоков того же состава — в них спорадически встречаются довольно крупные зерна авгита, что на диаграмме выразилось более резким поворотом векторов вправо. Любопытно, что анализ обр. 87, представляющего собой роговообманковый андезит без при-

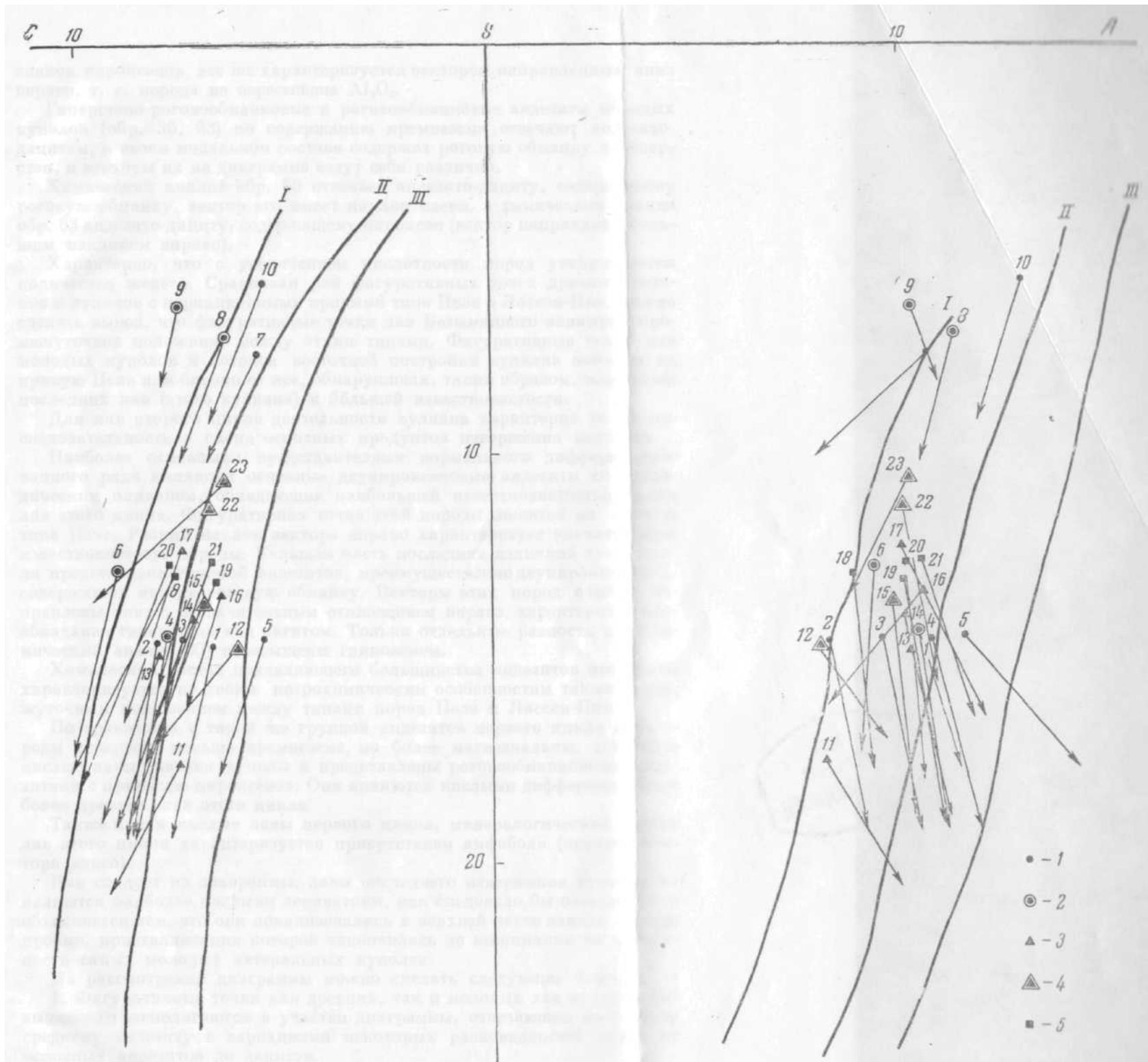


Рис. 14. Диаграммы числовых характеристик состава лав вулкана Безымянного.

I — лавы восточной постройки вулкана; 2 — старые куполы восточной постройки; 3 — лавы западной вулканической постройки; 4 — молодые К] 5 — агломератовая лава и купол извержения 1955—1956гг. *I* — *III* — вариационные кривые по А. Н. Заварицкому

знаков пироксенов, все же характеризуется вектором, направленным вниз вправо, т. е. порода не пересыщена Al_2O_3 .

Гиперстено-роговообманковые и роговообманковые андезиты молодых куполов (обр. 56, 63) по содержанию кремнезема отвечают андезито-дацитам, в своем модальном составе содержат роговую обманку и гиперстен, и векторы их на диаграмме ведут себя различно.

Химический анализ обр. 56 отвечает андезито-дациту, содержащему роговую обманку, вектор его имеет наклон влево, а химический анализ обр. 63 андезито-дациту, содержащему пироксен (вектор направлен с большим наклоном вправо).

Характерно, что с увеличением кислотности пород увеличивается количество железа. Сравнивая рой фигуративных точек древних потоков и куполов с вариационными кривыми типа Пеле и Лассен-Пик, можно сделать вывод, что фигуративные точки лав Безымянного занимают промежуточное положение между этими типами. Фигуративные точки лав молодых куполов и потоков восточной постройки вулкана ложатся на кривую Пеле или близко от нее, обнаруживая, таким образом, тенденцию последних лав (этого вулкана) к большей известковистости.

Для лав второго цикла деятельности вулкана характерна та же последовательность в смене основных продуктов извержения кислыми.

Наиболее основными представителями нормального дифференцированного ряда являются основные двупироксеновые андезиты со спорадическим оливином, обладающие наибольшей известковистостью среди лав этого цикла. Фигуративная точка этой породы ложится на кривую типа Пеле. Резкий наклон вектора вправо характеризует значительную известковистость породы. Большая часть последних излияний этого цикла представлена группой андезитов, преимущественно двупироксеновых, содержащих иногда роговую обманку. Векторы этих пород обычно направлены вниз с незначительным отклонением вправо, характеризуя преобладание гиперстена над авгитом. Только отдельные разности лав (химический анализ 60) пересыщены глиноземом.

Химический состав подавляющего большинства андезитов этой фазы характеризуется по своим петрохимическим особенностям также промежуточным положением между типами пород Пеле и Лассен-Пик.

По сравнению с такой же группой андезитов первого цикла эти породы содержат меньше кремнезема, но более магнезиальны. Наиболее кислые лавы слагают куполы и представлены роговообманковыми андезитами с примесью пироксенов. Они являются кислыми дифференциатами более древних лав этого цикла.

Также как и кислые лавы первого цикла, минералогический состав лав этого цикла характеризуется присутствием амфибола (поворот вектора влево).

Как следует из диаграммы, лавы последнего извержения вулкана не являются наиболее кислыми дериватами, как следовало бы ожидать. Это объясняется тем, что они локализовались в верхней части канала в виде пробки, кристаллизация которой закончилась до выжимания на поверхность самых молодых латеральных куполов.

Из рассмотрения диаграммы можно сделать следующие выводы.

1. Фигуративные точки как древних, так и молодых лав вулкана Безымянного располагаются в участке диаграммы, отвечающем по составу среднему андезиту с вариациями некоторых разновидностей пород от основных андезитов до дацитов.

2. Лавы первого и второго этапов деятельности вулкана характеризуются одной и той же последовательностью в смене основных пород кислыми, что говорит о дифференциации магмы в канале вулкана.

Химический

состав лав

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
1	57,70	0,68	17,58	3,25	2,80	0,23	3,89	6,90	3,82	1,30	—	—
2	58,61	0,74	17,71	4,38	2,46	0,14	3,94	7,56	3,06	0,85	—	—
3	58,30	0,77	18,00	3,78	3,27	0,16	4,02	6,80	3,40	1,29	—	—
4	55,50	1,20	18,70	3,19	4,26	0,15	3,73	6,87	3,90	0,99	0,46	0,84
5	59,36	0,56	16,62	3,81	3,59	0,12	2,32	7,40	3,72	1,27	0,09	0,63
6	56,27	0,90	19,56	3,62	3,09	0,16	3,20	7,07	3,43	0,84	0,34	1,90
7	66,30	0,37	17,81	2,82	1,04	0,10	1,14	4,55	3,91	1,41	0,07	—
8	63,86	0,96	18,10	2,43	2,19	0,14	1,31	5,11	4,05	1,50	0,04	0,08
9	63,56	0,40	18,38	2,11	3,01	0,11	0,72	6,30	3,96	0,97	0,36	0,66
10	65,52	0,30	18,17	1,69	1,53	0,15	1,20	4,51	4,59	1,80	0,28	0,06
11	56,56	0,74	16,81	5,74	3,88	0,14	3,13	8,68	2,68	1,34	0,08	0,70
12	60,28	0,55	15,18	5,89	3,59	0,10	1,93	6,86	2,38	1,91	0,12	0,94
13	56,02	0,86	19,23	5,74	2,02	0,16	3,54	7,49	3,61	1,02	0,12	0,18
14	58,49	1,02	17,97	2,32	3,91	0,10	4,02	6,87	3,65	1,33	0,04	0,22
15	60,64	0,64	17,47	4,43	1,63	0,15	4,03	6,20	3,58	1,11	—	—
16	59,00	0,73	19,68	6,99	0,57	0,09	2,13	5,35	3,91	1,14	—	—
17	58,96	0,94	17,78	2,12	3,67	0,14	3,70	6,08	3,63	1,14	0,12	0,17
18	61,15	0,72	16,65	2,70	3,81	0,14	3,58	6,20	2,88	1,60	0,32	—
19	59,82	0,57	17,19	3,69	3,35	0,13	2,80	6,86	3,60	1,30	—	0,08
20	58,80	0,66	18,33	4,24	1,72	0,19	3,88	6,50	3,50	1,45	1,03	0,08
21	59,94	0,88	17,57	3,17	3,22	0,14	2,81	6,97	3,80	1,32	—	—
22	60,88	0,96	17,42	3,18	2,96	0,13	2,81	6,27	4,65	1,20	0,02	—
23	60,96	0,78	17,79	2,72	3,73	0,14	1,73	5,14	2,61	2,84	0,22	0,79

SO ₂	Сумма	a	c	b	s	f'	m	c'	n	t	φ	a'
—	99,54	10,7	6,8	14,6	68,00	40,80	47,10	12,10	81,40	0,9	20,40	—
—	99,45	8,2	8,1	14,60	69,10	43,50	46,50	10,00	82,20	0,9	26,00	—
—	99,78	9,5	7,5	14,5	68,50	44,00	48,00	8,20	81,00	0,9	22,00	—
—	99,90	10,46	7,9	14,4	67,10	48,20	45,70	5,96	85,10	1,6	19,00	—
0,06	99,55	11,5	5,5	14,5	68,50	47,20	27,60	25,20	71,20	0,7	23,00	—
—	100,38	9,3	9,1	12,8	68,80	51,40	45,20	—	86,00	1,05	26,00	3,4
—	99,52	10,7	5,6	7,6	76,00	46,00	25,20	—	80,70	0,35	32,00	28,80
—	99,77	11,3	6,4	7,1	75,20	60,80	31,30	—	80,00	1,00	29,30	7,80
0,06	100,60	10,3	7,5	6,4	75,60	74,40	18,80	6,60	86,20	0,4	26,60	—
—	99,80	13,0	5,5	5,8	75,70	52,80	35,50	—	80,00	0,4	26,00	11,70
0,07	99,85	8,1	7,6	17,5	66,90	50,40	30,80	18,40	75,40	0,9	28,80	—
0,06	99,64	8,0	6,4	14,7	71,30	61,00	23,50	15,50	64,00	0,5	36,00	—
—	100,09	10,2	8,1	14,8	67,00	50,00	41,50	8,60	84,5	1,1	34,90	—
—	99,94	10,1	7,2	14,0	68,50	41,10	49,50	9,40	80,10	1,3	13,86	—
—	99,88	9,8	7,0	13,6	69,50	42,30	53,00	4,70	81,00	0,8	29,00	—
—	99,61	10,5	6,6	13,4	69,50	49,00	27,80	—	84,00	0,9	45,00	23,00
—	100,21	9,9	7,5	12,3	70,70	35,92	43,00	21,10	83,00	1,1	12,14	—
—	99,35	8,8	7,7	13,0	70,00	47,00	47,00	4,82	74,00	0,9	17,30	—
—	99,39	10,0	6,7	13,1	70,12	49,40	46,70	13,80	80,70	0,6	25,58	—
—	100,38	10,1	7,8	12,7	70,00	44,00	53,00	3,90	79,00	0,8	29,00	—
—	99,82	10,4	6,8	12,6	70,20	47,00	39,00	14,00	81,00	1,1	22,00	—
—	99,48	10,0	6,9	11,3	72,00	49,00	43,00	8,00	83,00	1,7	23,60	—
0,04	99,49	10,2	6,5	10,6	72,90	57,00	28,00	—	58,00	0,7	22,70	15,0

Примечания. 1 — обр. 795 — роговообманково-пироксеновый андезит из пирокластической толщи восточной вулканической постройки, аналитик М. П. Баранова; 2 — обр. 106 — роговообманково-пироксеновый андезит из пирокластической толщи восточной вулканической постройки, аналитик Н. С. Классова; 3 — обр. 109 — роговообманково-пироксеновый андезит из пирокластических отложений на северных отрогах вулкана Зимина, аналитик М. П. Баранова; 4 — обр. 84 — роговообманковый андезит из экструзивного купола № 3 «Плотины», аналитик Н. С. Классова; 5 — обр. 35 — двупироксеновый андезит. Старый лавовый поток на южном склоне вулкана, аналитик В. Г. Сильниченко; 6 — обр. 87 — роговообманково-пироксеновый андезит из экструзивного купола № 4 «Плотины», аналитик Н. С. Классова; 7 — обр. 39 — роговообманково-пироксеновый андезито-дацит. Старый лавовый поток на юго-восточном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 8 — обр. 56 — роговообманковый андезито-дацит. Купол Гладкий, аналитик Н. С. Классова; 9 — обр. 63 — роговообманково-гиперстеновый андезито-дацит. Купол Правильный, аналитик В. Г. Сильниченко; 20 — обр. 31 — роговообманково-гиперстеновый андезито-дацит. Старый лавовый поток на юго-восточном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 11 — обр. 40 — двупироксеновый андезит. Лавовый поток, ВЫХОДЯЩИЙ ИЗ-ПОД купола Лохматый,

аналитик В. Г. Сильниченко; 12 — обр. 14 — роговообманковый андезит. Купол Экспедиции, аналитик В. Г. Сильниченко; 13 — обр. 1 — двупироксеновый андезит. Лавовый поток на западном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 14 — обр. 9 — двупироксеновый андезит. Лавовый поток на западном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 15 — обр. 33 — роговообманковый андезит. Купол Лохматый, аналитик Н. С. Классова; 16 — обр. 60 — роговообманково-пироксеновый андезит, вершинный лавовый поток на западном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 17 — обр. 68 — роговообманково-пироксеновый андезит, вершинный лавовый поток на западном склоне вулкана, аналитик Н. С. Классова; 18 — обр. 136 — роговообманково-пироксеновый андезит из агломератового потока извержения 1955—1956 гг., аналитик М. П. Баранова; 19 — обр. 782 — роговообманково-пироксеновый андезит, купол Новый, аналитик И. И. Товарова; 20 — обр. 841 — роговообманково-пироксеновый андезит из агломератового потока извержения 1955—1956 гг., аналитик М. П. Баранова; 21 — обр. 769 — роговообманково-пироксеновый андезит из агломератового потока извержения 1955—1956 гг., аналитик И. И. Товарова; 22 — обр. 53 — роговообманково-пироксеновый андезит, купол Треугольный Зуб, аналитик Н. С. Классова; 23 — обр. 55 — роговообманково-пироксеновый андезит, купол Побочный, аналитик В. Г. Сильниченко.

3. Расположение фигуративных точек лав всех этапов деятельности на одной и той же вариационной кривой говорит об отсутствии магматической дифференциации в очаге, а излияние основных лав западной постройки вулкана после последних кислых потоков восточной части вулкана — об отсутствии больших перерывов в деятельности вулкана.

4. Некоторый разброс роя фигуративных точек как лав последнего извержения, так и одновозрастных лав прошлых извержений является, по-видимому, характерной особенностью вулкана Безымянного.

ЛИТЕРАТУРА

- Б о г о я в л е н с к а я Г. Е. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. «Бюлл. Вулканол. станции», № 26, 1957.
- В и н ч е л л А. Н. и В и н ч е л л Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- В л о д а в е ц В. И. Ключевская группа вулканов. «Тр. Камчатск. вулканол. станции», вып. 1, 1940.
- Г о р ш к о в Г. С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение). «Бюлл. Вулканол. станции», № 26, 1957.
- Г о р ш к о в Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. «Тр. СОПС АН СССР, серия камчатская», вып. 1, 1935.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Вулканы Камчатки. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 10, 1955.
- П и и п Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 11, 1956.
- Н а б о к о С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. «Материалы к XXI Межд. геол. конгр.», 1959.
- G o r s h k o v G. S. Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. Bull. Volcanol., ser. 2, t. XX, 1959

А. Е. СВЯТЛОВСКИЙ

**ИЧИНСКИЙ ВУЛКАН В СРЕДИННОМ КАМЧАТСКОМ ХРЕБТЕ
(очерк строения)****ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНА**

Ичинский вулкан (Алией) высоко поднимается над Срединным хребтом в центральной части Камчатского полуострова. Сверкающая шапка ледников покрывает куполообразную вершину вулкана, окаймленную с севера темными скалистыми гребнями. Координаты вулкана: 55°43' с. ш. и 157°45' в. д. Высота над уровнем моря 3621 м. Вулкан расположен к западу от главного водораздела Срединного хребта и его западные склоны спускаются к низменности, уходящей к берегам Охотского моря.

Геологическое положение вулкана довольно сложное: он стоит на границе нескольких геологических формаций, имеющих в этом районе тектонический стык, характеризовавшийся в верхнетретичное и древнечетвертичное время мощными тектоническими движениями.

На юг от вулкана расположен Срединный массив Камчатки — древний горст-антиклинорий, сложенный сильно метаморфизованными породами — кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, прорванными крупными гранитными интрузиями. Антиклинорий погружается на север и перекрыт кайнозойскими породами, из-под которых юго-восточнее Ичинского вулкана небольшими участками обнажены верхне-мезозойские порфприты, слагающие крылья антиклинория.

Севернее Ичинского вулкана, из-под древнечетвертичных эффузивных покровов, выходит мощная толща геосинклинальных отложений третичного возраста (тигильская, ковачинская и седанкинская серии).

Тектонические отношения этого комплекса пород с древним антиклинорием, скрытые в районе Ичинского вулкана эффузивными покровами, не ясны, но далее на север, в районе западного побережья Камчатки, третичные толщи образуют несколько крупных антиклинальных складок северо-восточного простирания.

Восточнее Ичинского вулкана в водораздельной части Срединного хребта выходят вулканические прибрежно-морские и континентальные отложения палеогенового и неогенового возрастов, в основании которых лежат конгломераты с галькой норфиритов. Неогеновые песчаники, залегающие среди кислых эффузивов и туфов, содержат растительные остатки и к западу переходят в угленосные отложения.

В неогене этот район характеризовался чрезвычайной тектонической подвижностью — здесь располагался архипелаг вулканических островов, то поднимавшихся над поверхностью моря, то исчезающих под его волнами. Вулканы извергали кислые лавы и туфы, и цепь островов, тянувшаяся на север от крупной суши древнего антиклинория Срединного хребта, омывалась морем, к концу неогена окончательно отступившим на запад.

В конце плиоцена и в древнечетвертичное время район был покрыт мощной толщей авгитовых андезитов, базальтов и их туфов.

Можно провести некоторую аналогию между геологическим положением Ичинского вулкана и вулкана Бакенин в Восточном хребте. Этот вулкан также расположен на тектоническом стыке разнородных блоков: древнего ганальского горст-антиклинория и мезозойского валагинского горст-антиклинория, в районе вулкана перекрытых толщами древнечетвертичных эффузивных покровов, лежащих к востоку от вулкана на геосинклинальных толщах третичного возраста.

Сравнение этих вулканов позволит в будущем разобраться в некоторых чертах истории их образования.

Древнечетвертичные эффузивные покровы, служащие фундаментами обоим вулканам, лежат на выровненной неогеновой поверхности структурно разнородных блоков древних пород, местами трансгрессивно перекрытых третичными отложениями.

Излияния центрального типа, образовавшие вулканы, начались во время тектонических нарушений четвертичного возраста, разорвавших древнечетвертичные эффузивные покровы на крупные блоки, испытавшие дифференциальные тектонические перемещения. В высоко поднятой водораздельной части Срединного хребта, восточнее Ичинского вулкана, вулканическая деятельность прекратилась в настоящее время уцелели от эрозии лишь отдельные «пятна» эффузивных покровов, из-под которых выходят эффузивные и осадочные третичные породы, прорванные неогеновыми интрузиями и измененные гидротермальной деятельностью.

В районе Ичинского вулкана произошло опускание нескольких крупных блоков и образовалась неправильная по форме депрессия кальдеры, вытянутая в северном направлении. К ней оказалась приуроченной вулканическая деятельность центрального типа, образовавшая Ичинский вулкан. Тот же процесс блокового расчленения древнечетвертичного вулканического комплекса лавовых плато сопровождал вулканической деятельности центрального типа в районе вулкана Бакенин и привел к образованию кальдеры этого вулкана. Остановимся подробнее на Ичинском вулкане.

Его первым исследователем в 1898 г. был К. И. Богданович, полагавший, что вулкан расположен в кальдере размером 30 X 40 км. Он считал, что возвышенности, окружающие вулкан, являются соммой, наименее расчлененной на западе. У западного края кальдеры, по его мнению, поднимается внутренний конус вулкана, сложенный роговообманково-авгитовыми андезитами, выходящими в основании вулкана и более кислыми лавами, слагающими вершину.

После К. И. Богдановича длительное время вулкан не посещался геологами. В 1954 г. в течение недели на южных склонах вулкана работал автор этой статьи, осмотревший молодые лавовые потоки и экструзии. В дальнейшем эти работы продолжал в течение месяца аспирант МГУ А. А. Самохин.

По представлению А. А. Самохина, Ичинский вулкан расположен в обширной кальдере обрушения, образованной среди андезито-базальтового плато блоковыми тектоническими опусканиями. Образование главного конуса произошло в две стадии. Вначале вырос обширный вулкан андезитового состава, который был ниже современного. Затем вершина этого вулкана была сорвана и в сумме образовался андезитовый конус, сложенный кислыми лавами.

В заключительную стадию деятельности на склонах и у подножия вулкана образовались побочные конусы, неоднократно изливавшие лавовые потоки и крупные экструзии риолитов. Однако для наших исследований 1954 г. были недоступны своеобразные выступы соммы у север-

ных склонов вулкана. В 1956 г. Ичинский вулкан изучался геологами М. Н. Голубовским и Э. Н. Эрлихом, производившими в районе вулкана геологическую съемку. История вулкана, по данным этих геологов, состоит из следующих этапов.

1. Образование древнего щитового вулкана на древнечетвертичном андезито-базальтовом плато. В строении этого вулкана принимали участие базальты, андезито-базальты, андезиты и обсидианы.

2. Возникновение на месте щитового вулкана, в его сомме, современного конуса Ичинского вулкана, с образованием которого связаны экстррузивные куполы на склонах и периферии щитового вулкана. Современный конус и экстррузии сложены кислыми андезитами, их туфами, дацитами, липарито-дацитами.

3. Побочные излияния и экстррузии на склонах и у подножия Ичинского вулкана.

Э. Н. Эрлих с группой альпинистов А. И. Яцковского совершил в том же году восхождение на вершину вулкана и на северном склоне ими были открыты выходы фумарольных газов, проложивших себе путь сквозь ледяной панцирь вулкана в виде глубокого колодца. Свои представления о строении вулкана Эрлих изложил в двух вариантах.

По первому варианту вулкан представляет двойную сомму, над которой поднимается купол. Диаметр древней соммы 6 км, высота ее гребней 2 км. Она сложена кислыми лавами (дациты и риолиты). На высоте 3 км поднимается гребень новой, более молодой соммы, сложенной базальтами и андезито-базальтами. Вершина вулкана расположена эксцентрично к югу от новой соммы и сложена андезитами.

По второму варианту (Эрлих, 1958) строение древней соммы (высота 2157, 2480, 2141 м и др.) более сложно — она состоит из сильно железистых стекловатых андезитов, их туфолов, туфобрекчий и обсидианов. К этой сомме приурочены экстррузии дацитов и липарито-дацитов и кислые лавовые потоки побочных излияний. Внутренняя, более молодая сомма сложена потоками черных андезитов, андезито-базальтов и отдельными линзами туфобрекчий.

В 1957 г. автор производил исследования северной части Ичинского вулкана при участии ст. коллектора, студента МГУ Н. В. Огородова. Результаты этих исследований изложены ниже¹.

МОРФОЛОГИЯ ИЧИНСКОГО ВУЛКАНА

От гребней окружающих гор, высота которых не превышает 2 км, подножие вулкана отделено кальдерообразным понижением, имеющим среднюю высоту над уровнем моря около 1000 м. С востока от вулкана поднимается водораздельная гряда Срединного хребта, состоящая из сильно расчлененных горных массивов, прорезанных глубокими речными долинами. Склоны гор здесь круто спускаются к подножию вулкана. В верхних частях некоторых гор видны останцы древнечетвертичных лавовых покровов.

У южного подножия вулкана стенки кальдеры отступают к югу несколько дальше, чем на востоке, охватывая обширное понижение, занятое молодыми лавовыми потоками, лежащими на дне современных долин. Здесь отчетливо заметно, что лавовое плато подножия вулкана представляет собой ряд блоков, разорванных тектоническими движениями и поднятых или опущенных по разломам. Конус Южный Черпук, соглас-

¹ В 1958 г. исследования Ичинского вулкана продолжались отрядом Лаборатории вулканологии АН СССР (Т. Ю. Маренина, Н. Н. Щепинская, Н. В. Огородов и В. В. Белоусов), материалы которого в части петрографического определения горных пород использованы автором. Схема геологического строения Ичинского вулкана опубликована в «Атласе вулканов СССР», 1959 г.

но А. А. Самохину, расположен на концентрическом разломе андезито-базальтового плато, по которому опустились участки плато, образующие дно кальдеры, так что с юго-запада кальдера окаймлена полукольцом останцов лавового плато.

У южного подножия вулкана на дне кальдеры поднимается несколько гор, образованных экструзиями кислых лав. На западе от вулкана склоны кальдеры расположены вблизи подножия вулкана и образованы лавовыми плоскогорьями, полого понижающимися по направлению к Западно-Камчатской низменности. Эти плоскогорья прорезаны троговыми долинами, по которым спускаются на запад лавовые потоки со склонов Ичинского вулкана. В стенках лав плато видны андезито-базальтовые покровы, залегающие с небольшими углами падения к западу. Это отчетливо видно и в останцах лавового плато у северо-западного подножия вулкана (Бараний гребень), в основании которого выходят оливино-авгитовые андезито-базальты.

Здесь, вероятно, у подножия вулкана происходили тектонические опускания в послеледниковое время, так как западные склоны древней троговой долины реки Голдавить, сложенные останцами андезито-базальтового лавового плато, хорошо сохранились, а в восточном борту долины андезито-базальты отсутствуют. Здесь залегают молодые лавовые потоки, спустившиеся со склона вулкана и не несущие следов абразии и эрозии, характерных для западных склонов долины.

Далее к северо-западу и северу стенки кальдеры вновь отодвигаются на 10—15 км от вулкана и на обширном понижении у его северных склонов, сложенном опущенными блоками андезито-базальтового плато, поднимаются скалистые горы малого Паялпана, сложенные кислыми экструзиями. Дно кальдеры покрыто ледниковыми и аллювиальными отложениями, среди которых поднимаются небольшие шлаковые базальтовые конусы послеледникового возраста. В платообразную поверхность дна кальдеры врезаны долины рек, имеющих лишь пойменные террасы, высотой не более 2—4 м. В скалистых склонах долин этих рек видны разрезы высотой до 100 м относительно дна кальдеры, сложенные андезито-базальтами и их туфами. Местами встречаются выходы кислых лав (риолитов и дацитов), образующих экструзивные куполы, иногда выступающие в виде возвышенностей на дне кальдеры.

В некоторых участках у подножия вулкана андезито-базальтовые и базальтовые потоки дна кальдеры выходят на высоте около 100 м над днищем речных долин, образуя плоскогорья, примыкающие к склонам вулкана. Таково строение кальдеры у северо-восточных склонов вулкана. Над этим плоскогорьем поднимается расположенная вблизи вулкана экструзия Гигилен, относящаяся к самым древним экструзиям на склонах вулкана. Поверхность плоскогорья, образующая несколько ступеней, повышается к югу, к северным склонам вулкана, покрыта ледниковыми отложениями. Более высокая ступень плоскогорий у северного подножия вулкана, возвышающаяся над базальтовым дном кальдеры на 60—100 м, сложена лавами Ичинского вулкана, образующими мощные толщи. У восточных и южных склонов вулкана поверхности этих лавовых потоков расположены на разных высотах (до 200—300 м над дном кальдеры) и покрыты ледниковыми отложениями. Часто эти поверхности перекрыты излияниями более молодого возраста, а над ними возвышаются мощные экструзивные куполы.

Еще более высокий морфологический уровень образован хорошо выраженными потоками кислых лав с волнистой поверхностью, лежащей на высоте 500—800 м над днищами долин, прорезающих склоны вулкана. Со стороны вулкана эти экструзии образуют уступы, имеющие сходство с краем соммы. Это высоты 2157, 2480, 2141, 2350, 2361 м над уровнем

моря, рассматриваемые Эрлихом как края внешней, древней соммы вулкана. Уступы, образованные на склонах вулкана кислыми экстрюзиями, возникли в последние стадии деятельности вулкана: в этих местах прорвались экстрюзии, спустившиеся по склонам в виде лавовых потоков. К числу их относится лавовый поток, расположенный западнее Гигилена на северном склоне вулкана и поток на юго-западных склонах вулкана. Эти потоки образованы экстрюзиями пемзоватых светло-серых дацитов на склонах вулканов и имеют возраст, близкий к возрасту лавовых потоков северного и южного Черпука, излившихся на дно современных долин.

Поднимаясь выше по северным склонам вулкана, мы достигаем высот 3038 и 2900 м, образующих с северной стороны главного конуса скалистые гребни, сложенные главным образом авгитовыми андезитами, дацитами и базальтами и их туфами. С южной стороны вулкана аналогов этой своеобразной «соммы» вулкана нет. С северной же стороны эта «сомма» обрывается резким уступом к ледниковому плоскогорью у подножия главного конуса. Северный гребень «соммы» от высоты 3038 м спускается скалистыми склонами с углом наклона 15—20° к северному подножию вулкана, в верховьях р. Голдавить.

Восточный гребень «соммы» образует выступ, протягивающийся к югу вдоль ледникового плоскогорья у северного подножия главного конуса. Края этих гребней окаймляют неправильный треугольник ледникового плато, одной из сторон которого является северное подножие вулкана. Таким образом, главная вершина вулкана поднимается вне этой «соммы», эксцентрично по отношению к ней, причем мощный «шлейф» лавовых потоков, широко окаймляющих склоны главного конуса с его южной стороны, развит вне пределов «соммы». В зоне соммы особенно сильно развиты экстрюзии. Выше древней соммы, северный гребень которой отступает от подножия главного конуса на 2 км, расположена область покровного оледенения этого конуса. Конус образует куполообразную вершину, состоящую из трех возвышенностей, окаймляющих округлую котловину кратера. Размеры кратера достигают 400—500 м. Вершина и кратер покрыты ледниками, но с юго-восточной стороны до высоты 3350 м видны скалистые склоны, сложенные туфами и лавами. Склоны конуса достигают 25—30°, но местами, особенно с юга в участках выхода скальных пород они более круты. Вершина и ледниковое плато у ее северного подножия являются областью питания ледников долинного типа, спускающихся со склонов вулкана. В настоящее время ледники находятся в стадии отступления. Морфология южного склона вулкана отличается от северной прежде всего отсутствием древней «соммы».

Со склонов главного конуса спускались андезитовые и дацитовые потоки, сохранившие свои морфологические черты. Они образуют главный конус, переслаиваясь с бурыми шлаковыми туфами. На высоте около 2000 м морфология южной части вулкана изменяется. Здесь склоны верхнего купола сменяются широким «цоколем» вулкана, прорезанным глубокими долинами и достигающим ширины 8—10 км. Эта часть вулкана сложена более древними лавовыми потоками и экстрюзиями. Среди хаотически поднимающихся гребней кислых андезитов наблюдаются ровные плоские уступы, достигающие ширины 200—500 м и обрывающиеся к расположенным ниже уступам. Несколькими амфитеатрами склоны вулкана спускаются к базальтовому подножию вулкана, образуя дну кальдеры. На некоторых уступах, вероятно, выровненных ледниками, наблюдаются молодые лавовые потоки и экстрюзии, имеющие уже послеледниковый возраст. Конечно, несколько стадий отступления ледников, ранее покрывавших обширные пространства на склонах вулкана, нельзя связывать со стадиями древнего оледенения Камчатки. Это более молодые

изменения в ледниковом покрове вулкана, связанные с различной интенсивностью его деятельности в разные периоды образования вулкана.

Самыми молодыми морфологическими элементами вулкана являются лавовые потоки, спустившиеся с его склонов на дно современных долин, и экструзии, переходящие в лавовые потоки. На поверхности лавовых потоков видны изогнутые валы, по направлению изгиба которых можно судить о направлении движения потоков.

Лавовые потоки в северо-западной части вулкана спустились к его подножию на дно древних троговых долин, образованных в базальтовом плато, и расчленены реками. В верхней части долины р. Голдовить имеется участок «мертвой» долины, образованный при смещении русла реки, прорезавшей молодой лавовой поток. В верховьях р. Голдовить лавовые потоки лежат на поверхности верхней валунно-галечной террасы реки и прорезаны по краям каньонообразными долинами рек. У юго-западного подножия вулкана происходили самые молодые излияния. Андезитовый поток Северного Черпука лежит на дне современной долины. Эрозия ещё не коснулась как шлаковых конусов Северного и Южного Черпуков, так и их лавовых потоков, широко запрудивших днища современных долин на расстояние более 10 км от подножия вулкана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА

Геологическое строение вулкана тесно связано с его морфологией, поэтому общее представление о строении вулкана мы получили в предыдущей главе. Остановимся более подробно на строении важнейших частей вулкана, позволяющем судить о главных этапах его истории. Изучение толщ, слагающих андезито-базальтовое плато, окаймляющее обширную кальдеру вулкана, и сравнение его с древней «соммой» вулкана заставляет предположить геологическое родство этих, казалось бы, различных структурных элементов вулкана.

В южной части района А. А. Самохиным описан разрез лавового плоскогорья уступа кальдеры, в основании которого горизонтально залегают плотные темно-серые андезиты, мощностью более 100 м, перекрытые пачкой андезитовых потоков, переслаивающихся со шлаками. Мощность отдельных потоков около 5 м, а всей пачки — 30 м. Эти породы перекрыты покровом андезита мощностью 10 м. Выше горизонтально залегают слоистые вулканические пески мощностью 1,5—2 м. На них залегает толща красноватых шлаков базальтового состава мощностью 20 м, перекрытая базальтовыми потоками мощностью 10 м. Этот разрез имеет большое сходство с разрезами андезито-пирокластической толщи района Бакенина.

Геологический разрез северной «соммы» вулкана хорошо виден в северных уступах и в глубоко врезанных долинах, по которым спускаются ледники. В основании разреза выходят мощные толщи андезитовых и дацитовых шлаков, туфов, вулканических брекчий. Витрокластические и пепловые туфы желто-коричневого и коричнево-красного цвета содержат многочисленные обломки лав, лапилли и вулканические бомбы андезитового и дацитового состава. Размеры бомб достигают 0,5 м, мощность обломочной толщи 100—200 м. Вверх по разрезу туфы сменяются серыми плитчатыми оливиновыми андезитами и дацитами, образующими мощные покровы, чередующиеся с пачками туфов. Самую верхнюю часть «соммы» с северной стороны слагают темные плотные авгитовые андезиты и дациты, местами измененные под влиянием фумарольной деятельности. Залегание всей толщи характеризуется очень небольшим наклоном (5—10°) к периферии вулкана. Мощные толщи авгитовых и оливиновых андезитов и дацитов, немного наклоненные к западу, выходят в гребнях гор Бараньего пика, окаймляющих троговую долину у северо-западных склонов

вулкана. В основании лавовой толщи выходят красноватые андезитовые и дацитовые шлаки и вулканические брекчии, наблюдавшиеся в верховьях долины р. Морощка. Аналогичные шлаковые толщи наблюдаются в толще слагающей древнюю «сомму» в верховьях р. Голдавить и в долине Кривого ледника, а серые плитчатые авгитовые андезиты и дациты слагают подножие высокой стены в древней «сомме» северного склона вулкана.

Морфологическое сходство лавового плато уступов кальдеры вулкана и его «соммы» заставляет предположить, что «сомма» северных склонов вулкана образована крупными глыбами андезито-пирокластического фундамента вулкана, разбитого на блоки при образовании кальдеры и пронизанного дацитовыми экструзиями. Отдельные блоки были опущены, а некоторые, в северной части вулкана, были приподняты тектоническими движениями до высоты более 3 км, т. е. на высоту 1,5–2 км над основанием вулкана.

Такое объяснение происхождения «соммы» делает спорным предположение о существовании на месте Ичинского вулкана древнего щитообразного андезито-базальтового вулкана. На Камчатке в Срединном хребте не встречается андезито-базальтовых щитообразных вулканов такой высоты, а пологое залегание авгитовых и оливиновых андезитов в «сомме» вулкана заставляет думать, что они являются блоками того же лавового плато, которое окружает Ичинский вулкан, ныне сильно расчлененного тектоническими движениями и эрозией.

Эти крупные блоки были приподняты у северного склона вулкана ещё до начала его образования и служили препятствием для прорыва на поверхность лав вулкана и образования главного конуса, оказавшегося вследствие этого смещенным к югу. Характерно, что крупная экструзия на северном склоне вулкана образована на стыке западного и восточного блоков «соммы». Главная же масса вулканических излияний северного склона произошла в виде экструзий, прорвавших склоны глыбы «соммы» и лавовых потоков дацитов. На северо-западных склонах вулкана наблюдаются контакты дацитовых экструзий с прорванными ими авгитовыми андезитами. В других частях «соммы» встречаются дайки прорывающих «сомму» дацитов.

В строении экструзий, вскрытых глубокими долинами рек на северных склонах «соммы», наблюдается широкое развитие такситовых структур среди дацитов и обсидианов, а также мощные зоны вулканических эруптивных брекчий в приконтактных частях экструзий. Экструзивные куполы обладают мощностью в сотни метров и шириною до 5–6 км. Самые молодые экструзии на склонах «соммы» переходят в лавовые потоки пемзоватых светлых дацитов, среди которых также широко развиты такситовые структуры. Такие потоки широко распространились на северных, западных и юго-западных склонах вулкана. В строении главного конуса и его подножия преобладают лавовые потоки и туфы.

Экструзии в этой части вулкана менее распространены. Это можно объяснить свободно проходившими извержениями главного конуса, воздвигнутого в зоне опущенного андезито-базальтового фундамента вулкана.

ВЫВОДЫ

История образования Ичинского вулкана является частью истории формирования вулканов центрального типа на этом участке Срединного хребта. Это заставляет нас подчеркнуть общую закономерность вулканической деятельности в этой части Камчатки, выражающуюся в формировании андезито-дацитовых вулканов. Такого типа вулканы поднимаются на андезито-базальтовых плато, образованных обширными древнечетвер-

тичными излияниями (например, вулканы Хангар, Анаун и др.). Геологические данные позволяют выделять в некоторых районах Срединного хребта обширные андезито-базальтовые вулканы щитообразного типа (Катепана, Большой и Малый Чекчебонай), иногда с обширными кальдерами в центре. Из кальдер больших щитообразных вулканов поднимаются крупные конусовидные вулканы южной Камчатки: Опала, Горелый, Ходутка. Однако, такие крупные щитообразные вулканические нагорья нигде на Камчатке не достигают высоты 3 км, как это мы наблюдали у «соммы» Ичинского вулкана. Если предположить, что на месте Ичинского вулкана в древнечетвертичное время и существовало крупное щитообразное нагорье, сложенное авгитовыми андезитами и дацитами, то это не был щитообразный вулкан, поднимавшийся над древнечетвертичными лавовыми плато Срединного хребта. Вероятно, это была часть этого лавового плато, поднятого тектоническими движениями, и обособленная морфологически.

В доледниковое время произошло образование обширной кальдеры опускания и началась вулканическая деятельность центрального типа. Наблюдается следующая последовательность вулканической деятельности после образования кальдеры и древнего оледенения:

1. Экструзии дацитов, обсидианов и андезито-дацитов севернее Ичинского вулкана, образовавшие горы Малого Паялпана, г. Гигилен, северные склоны вулкана и несколько гор к югу и юго-востоку от вулкана.

2. Извержения лавовых потоков пироксеновых, роговообманковых и биотитовых андезитов и андезито-дацитов, образовавших цоколь главного конуса вулкана.

3. Извержения андезитов и их туфов, образовавшие главную вершину вулкана, и экструзии дацитов, переходящие в лавовые потоки на склонах вулкана, где они прорывают древние андезитовые и дацитовые толщи «соммы» вулкана и располагаются между глыбами этой «соммы». Эти молодые экструзии, переходящие в лавовые потоки, встречаются также и на южных склонах вулкана.

4. Образование молодых шлаковых конусов и лавовых потоков пироксеновых андезитов и базальтов у подножия вулкана, где они заполняют долины рек.

Вулканическая деятельность в районе Ичинского вулкана закончилась несколько сот лет назад я еще сохранились фумаролы на северных склонах вулкана. Ичинский вулкан является сложным геологическим образованием; поэтому дальнейшие исследования могут внести много нового и трактовку структуры вулкана.

Состав продуктов извержений центрального типа, образовавших Ичинский вулкан и происходивших главным образом после древнего оледенения, колебался между андезитовыми и дацитовыми лавами. В последние стадии деятельности вулкана вершинный кратер изливал более основные пироксеновые андезиты. Аналогичные андезиты и базальты были излиты из боковых кратеров у подножия вулкана в последнюю стадию вулканической деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- В л о д а в е ц В. И. и П и й п Б. И. Каталог действующих вулканов СССР. «Бюлл. Вулканол. ст.», № 25, 1957.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Вулканы Камчатки. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 10, 1955.
- С в я т л о в с к и й А. Е. Атлас вулканов СССР. Изд-во АН СССР, 1959.
- Э р л и х Э. Н. Восхождение на Ичинский вулкан. «Бюлл. Вулканол. ст.», № 26, 1958.
- Я ц к о в с к и й А. И. «Ледовая» фумаролла на Ичинском вулкане. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 90, вып. 1, 1958.
- В о г д а н о в и т с х К. Geologische Skizze von Kamtschatka «Peterm. geograph. Mitt.», 1904.

Т. Ю. МАРЕНИНА

ВУЛКАН ОПАЛА НА КАМЧАТКЕ

Вулкан Опала расположен в южной части Камчатки несколько ближе к западному побережью полуострова. Ребристый конус Опалы (рис. 1), рассеченный крутыми ущельями, поднимается к югу от залесенной долины р. Толмачевой, на высоком лавовом подножье, уступ которого с северной стороны прорезан узкими скалистыми ущельями. Вулкан Опала имеет высоту 2475 м и принадлежит к числу крупнейших вулканов южной Камчатки. В ясную погоду конус вулкана виден издали как со стороны Тихого океана, так и со стороны Охотского моря. Для моряков, плавающих в Охотском море, вулкан Опала является своего рода «барометром»; появление на его вершине облачной шапки служит указанием приближения непогоды.

Первые сведения о геологическом строении вулкана Опала получены экспедицией Русского географического общества 1908—1910 гг., геологический отдел которой под руководством геолога С. Конради исследовал Опалу. С тех пор геологи не посещали вулкан вплоть до 1953 г.

Имеются литературные указания о том, что в XVIII в. вулкан Опала еще сохранял следы вулканической активности в виде фумарол, расположенных у его южных склонов, однако в 1953 г. фумарол на вулкане не было обнаружено.

Геологическое строение вулкана Опала и его кальдеры. Вулкан Опала расположен в районе погружения к югу от горст-антиклинория Срединного Камчатского хребта. Горная система Срединного хребта сменяется здесь низменностями и четвертичными лавовыми плоскогорьями, в основании которых в нижнем течении р. Лево́й Саваны, по данным О. Н. Толстихина, выходят верхнетретичные прибрежно-морские и озерно-лагунные отложения.

Вулканическая деятельность охватила обширные пространства района в связи с его общим поднятием на границе третичного и четвертичного времени, когда Срединный хребет являлся берегом суши, а в районе вулкана Опала было море.

Вначале вулканические излияния были близки по типу к площадным. При этом образовались лавовые плато и крупные вулканические нагорья типа щитообразных вулканов (вулкан Ипелька); нагорья, в которых расположены кальдеры сопки Опалы, вулкана Горелого и др. В дальнейшем в последледниковое время (голоцен) в этих обширных кальдерах возникли крупные конусовидные стратовулканы — Опала, Горелый, Ходутка и др.

Громадная кальдера вулкана Опала размером 12x11 км расположена на вершине щитообразного вулкана, имеющего диаметр до 20 км. Конус вулкана Опала помещается эксцентрично в северной части кальдеры (рис. 2, 3), северные склоны его опираются на поверхность вулка-



Рис. 1. Вулкан Опала. Вид с востока

нического нагорья. Кальдера хорошо очерчена обрывистыми уступами, здесь выходят потоки базальта и андезита, имеющие пологое перн-клинальное падение.

Кальдера охватывает полукольцом южное подножье Опалы; западный ее уступ подходит плотно к западным склонам вулкана и перекрывается мощными потоками андезитов, спустившихся с вулкана.

К югу от вулкана Опалы в живописной котловине кальдеры раскинулись пышные луга, окаймленные со стороны склонов вулкана лесом. В южной части этой котловины протекает река Опала. Вдоль ее долины тянется лесная полоса, прерываемая болотистыми безлесными участками.

Река Опала попадает в кальдеру с востока, прорезая узкое ущелье в ее стенке. В кальдере течение реки спокойно, но далее на юго-западе, при выходе из нее река превращается в бурный пенящийся поток, вырывающийся сквозь узкое ущелье в склоне кальдеры. В южной части кальдеры, по сторонам долины р. Опалы, возвышаются два крупных побочных лавовых массива — Усередис и Левобережный.

Уступы северо-восточной части кальдеры сложены потоками оливнивого базальта с мелкими выделениями плагиоклаза, хорошо различимыми в лупу.

Под микроскопом видны мелкие вкрапленники оливина (15—20%) и, реже, плагиоклаза в пилотакситовой основной массе, ориентированные согласно с общей направленностью микролитов основной массы.

Фенокристаллы оливина образуют мелкие (0,2—0,3 мм) боченкообразные и призматические кристаллы с заостренными концевыми гранями, разбитые трещинами отдельности, в различной степени опациitized. Наряду с совершенно прозрачными зернами наблюдается большое количество значительно измененных зерен красновато-бурого цвета. Опацизация распространена равномерно по всему зерну или же вокруг зерен наблюдается только бурая каемка.

По величине угла оптических осей, $2V = +89^\circ$ и двупреломлению $N_g - N_p = 0,034$ оливин относится к магнезиальным хризолитам с 10 % Fa.

Фенокристаллы плагиоклаза образуют весьма редкие таблитчатые зерна (0,3—0,4 до 1 мм) с большим количеством стекловатых каплевидных включений. Наблюдаются грубые полисинтетические двойники.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, между которыми зажаты скопления гранул моноклинного пироксена и мелких рудных зерен.



Рис. 2. Плановый аэрофотоснимок вулкана Опала и его кальдеры

Микролиты плагиоклаза имеют ориентированное расположение, представляют собой брусочки, тонкие длинные игольчатые палочки, местами близкие к лейстам.

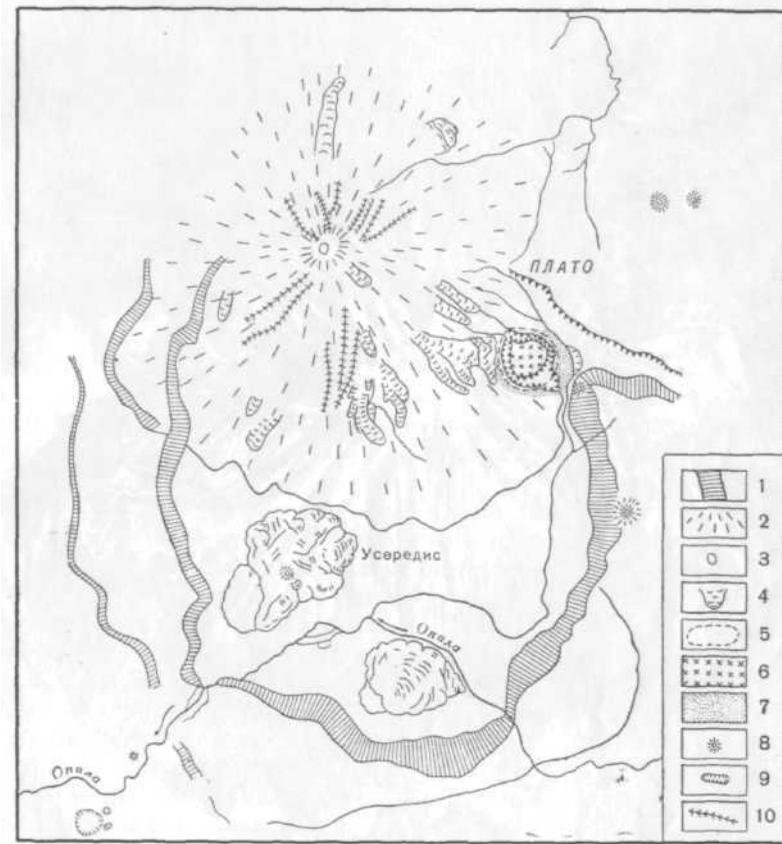


Рис. 3. Схема строения вулкана Опала (по А. Е. Святловскому)

1 — уступы кальдеры; 2 — склоны вулкана Опала; 3 — разрушенный конус вулкана Опала; 4 — последние лавовые потоки; 5 — воронка взрыва «Бараний амфитеатр»; 6 — экструзивный купол; 7 — пемзовые отложения вокруг воронки взрыва; 8 — шлаковые в лавовые конусы; 9 — маары; 10 — барранкосы

В разностях, имеющих серийно-порфировую структуру, встречаются крупные микролиты плагиоклаза (табл. 1), близкие по размерам к фенокристаллам. Между микролитами плагиоклаза заключены многочисленные мельчайшие гранулы авгита и изредка гиперстена, а также более крупные рудные зерна, образующие часто сростания с оливином.

Таблица 1

Оптические свойства плагиоклаза

№ шд.	Координаты двойниковой оси			Закон двойни-кования	Ап. %	Примечание
	Ng	BNm	B			
147	37°	62,5°	68°	⊥ (010)	68	Вкрапленник
136	35	62	73	⊥ (010)	64	»
80 ^а	37	65	65	⊥ (010)	75	Ядро зонального кристалла

Конус Опалы сложен мощными потоками андезита и пирокластическим материалом. В склонах барранкосов видно переслаивание лавовых потоков с вулканическими брекчиями, туфами и пеплом.

Конус сложен главным образом наиболее распространенной лавой Опалы — дупироксеновыми андезитами; в основании вулкана залегают основные оливин-содержащие андезиты, а вершина, в особенности вершинный лавовый поток и боковая экструзия состоят из кислых лав, излияния которых сопровождалась взрывной деятельностью и выбросом громадных масс пемзовых песков из побочных кратеров.

Дупироксеновые андезиты слагают вулкан в его кальдере. По внешнему виду это серые и коричневые породы, пористые или плотные с мелкими включениями. В верхних частях потоков андезиты более плотны, чем в нижних. Под микроскопом в них наблюдается до 40 % порфиновых выделений плагиоклаза, пироксенов и магнетита в довольно грубой гиалопилитовой или пилитотакситовой, часто флюидалной основной массе.

Плагиоклаз образует широкие таблицы, крупные призмы и их сростки, а также многочисленные более мелкие призматические кристаллы (0,3—0,5 мм). Зерна прозрачны, незначительно трещиноваты. По составу плагиоклаз относится к андезину, кислому и среднему лабрадору (табл. 2).

Таблица 2

Оптические свойства плагиоклаза						
№ шл.	Координаты двойниковой оси			Закон двойниковаия	Ап. %	Примечание
	BNg	BNm	BNp			
142	24°	68°	84,5°	⊥ (010)	45	Вкрапленник
137	35	57	80	⊥ (010)	52	»
138	63	67	36	[001]	58	»

Моноклинный пироксен образует небольшие идиоморфные зерна, в которых грани призмы развиты одинаково с гранями пинакоидов. Окрашен в слабозеленоватый цвет. По оптическим свойствам относится к авгитам, богатым кальцием. $2V = 56^\circ$; $cNg = 38^\circ$; $Ng - Np = 0,031$; $Wo38$, $En 44$, $Fs 18$. Гиперстен встречается в виде мелких удлиненных призмочек, заметен слабый плеохроизм: по Ng — зеленоватый, по Np — бесцветный. Обладает оптическими свойствами $2V = -64^\circ$; $Ng - Np = 0,012$.

Основная масса однообразна, сложена тонкими микролитами плагиоклаза, гранулами пироксена и мелкими рудными зёрнами, погруженными в переменное количество светло-бурого стекла. Местами последнее преобладает над раскристаллизованной частью пород.

В табл. 3 сведены результаты химического анализа.

Дупироксеновый андезит Опалы пересыщен кремнеземом, $Q = +7,1$, но в меньшей степени, чем средний андезит по Дэли ($Q = +12,4$).

В нормативном составе присутствует кварц вместо гиперстена (также вместо авгита, вероятно, присутствует диопсид), присутствующего в нормальном составе лав. Лава несколько кислее по составу, чем средний андезит (60,5% SiO_2), но по содержанию кремнезема не выходит за пределы норм (57—62 %), данных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1952а). От среднего андезита Дэли породы отличаются более высоким содержанием щелочей ($Na_2O - 5,04$; $K_2O - 1,97$), что отражено в нормативном составе появлением ортоклаза.

Сравнительная таблица химических составов

Оксиды	Двупироксеновый андезит вулкана Опала (обр. 74)		Андезит (средний), по Дэли	
	вес. %	молекуляр- ное количе- ство	вес. %	молекуляр- ное количе- ство
SiO ₂	60,50	1007	59,59	992
TiO ₂	0,80	010	0,77	010
Al ₂ O ₃	16,90	166	17,31	170
Fe ₂ O ₃	3,99	025	3,33	021
FeO	2,66	037	3,13	043
MnO	0,16	002	0,18	003
MgO	2,34	057	2,75	068
CaO	5,34	095	5,80	103
Na ₂ O	5,04	081	3,58	058
K ₂ O	1,97	021	2,04	021
H ₂ O ⁻	0,03	—	} 1,26	} 125
H ₂ O ⁺	0,34	—		
P ₂ O ₅	0,30	002	0,26	002
Сумма	100,37	—	100,00	—

Числовые характеристики (по методу А. Н. Заварицкого)

Порода	a	c	b	s	Q	f'	m'	c'	n	t	φ	a/c
Двупироксеновый андезит Опала	13,9	4,3	12,2	69,6	+7,1	50,3	32,2	17,5	69,8	0,9	28	32
Средний андезит, по Дэли	11,1	6,4	12,0	70,5	+12,4	51,8	40,6	7,6	75,3	1,0	24,7	1,7

Нормативный состав

Порода	ap	il	ml	or	Плагиоклаз		di			Q	hy
					ab	an	wo	en	fs		
Двупироксеновый андезит	0,67	1,52	5,79	11,69	42,47	17,80	2,90	2,31	0,26	10,99	3,41
Средний андезит, по Дэли	0,67	1,52	4,86	11,69	30,41	25,31	0,70	0,40	0,26	15,02	7,74

На диаграмме химических составов (рис. 4) видны особенности состава андезитов Опалы, позволяющие также сравнить их со средним андезитом Дэли.

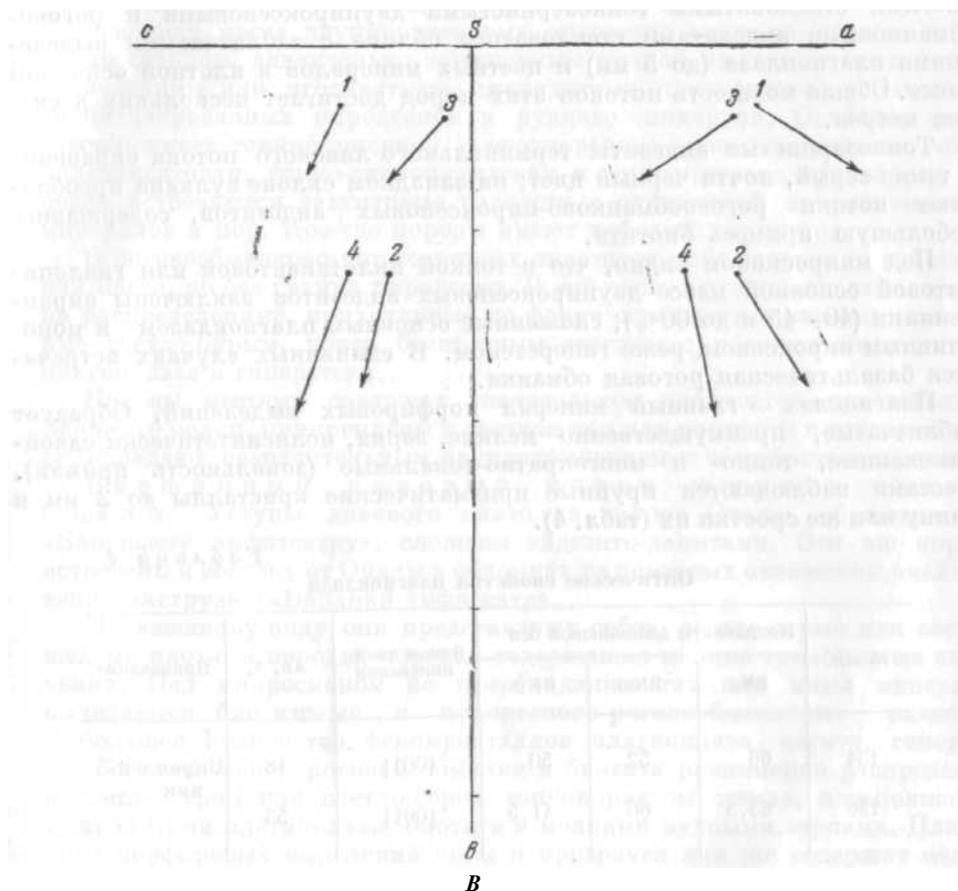


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород (по А. Н. Заварицкому). 1 — липарит Опалы; 2 — двупироксеновый андезит Опалы; 3 — средний риолит; 4 — средний андезит

Большая удаленность фигуративной точки андезита Опалы от линии *SB*, чем у среднего андезита, характеризует собою более высокую щелочность первой породы. Известковистость породы низкая, так как векторы расположены довольно далеко от линии *SB*.

Под микроскопом основные оливин-содержащие андезиты представляют собой порфиоровые породы с фенокристаллами плагиоклаза, оливина и авгита в гиापилитовой или реже пилотакситовой основной массе.

Плагиоклаз образует крупные призмы, свежие с мелкими выделениями стекла, оливин — редкие мелкие боченкообразные зерна, изредка по трещинкам замещенные бурым идингситом.

Судя по величине $2V = 87^\circ$, оливин принадлежит к бедным железом хризолитам (21% Fa).

Авгит встречается в виде короткостолбчатых зерен, за редкими исключениями свежих и прозрачных.

Основная масса, богатая гранулами авгита, часто непроницаемо черная, вследствие замещения ее мелкими рудными зернами. Шлак этого андезита сложен сильно пористым темно-коричневым или черным

стеклом, в котором изредка видны гломеропорфиновые скопления авгита и плагиоклаза, переполненного мелкими включениями стекла.

Ущелья западного и восточного склонов Опапы сложены крупнопористыми стекловатыми тонкозернистыми двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами стекловатого облика с таблитчатыми выделениями плагиоклаза (до 5 мм) и цветных минералов в плотной основной массе. Общая мощность потоков этих пород достигает нескольких десятков метров.

Тонкозернистые андезиты терминального лавового потока окрашены в темно-серый, почти черный цвет; на западном склоне вулкана преобладают потоки роговообманково-пироксеновых андезитов, содержащих небольшую примесь биотита.

Под микроскопом видно, что в тонкой пилотакситовой или гиалопилитовой основной массе двупироксеновых андезитов заключены вкрапленники (40—45 и до 60%), сложенные основным плагиоклазом и моноклинным пироксеном, реже гиперстеном. В единичных случаях встречается базальтическая роговая обманка.

Плагиоклаз — главный минерал порфириновых выделений. Образует таблитчатые, преимущественно мелкие, зерна, полисинтетически сдвоенные, тонко- и многократно-зональные (зональность прямая). Местами наблюдаются крупные призматические кристаллы до 2 мм в длину или же сростки их (табл. 4).

Таблица 4

Оптические свойства плагиоклаза

№ шл.	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	Ап, %	Примечание
	BNg	BNm	BNp			
134	66	52	50	[001]	48	Вкрапленник »
130	65,5	60	41,5	[001]	53	

Плагиоклаз обычно переполнен мелкими точечными и капельными включениями стекла, расположенными параллельно контурам кристаллов, а также включениями рудной пыли. Местами в плагиоклазе наблюдаются тонкие прожилки опала.

Моноклинный авгит обычно наблюдается в виде мелких призматических кристаллов и поперечных разрезов; значительно реже образует крупные призмы. Зерна свежие, бледно-зеленой окраски. Обычно моноклинный пироксен резко преобладает над гиперстеном. В моноклинном пироксене часты вроски магнетита. Оптические свойства его следующие: $cNg = 45-48^\circ$; $2V = +59-60^\circ$.

Гиперстен образует крупные удлиненные призмы, разбитые поперечными трещинами отдельности, заполненные окислами железа, единичные мелкие призмочки, столбики; нередко зерна имеют оплавленные очертания.

Плеохроизм резкий: Ng — бледно-зеленый или бледно-зеленоватый, Np — розовый и густо-розовый. Часто образует сростки с мелкими рудными зернами, изредка сильно опациitized. Оптические свойства его следующие: $cNg = 2^\circ$; $2V = -65^\circ$; $Ng - Np = 0,016$.

Базальтическая роговая обманка в пироксеново-роговообманковых разностях резко преобладает, образуя призмы (до 1 мм) или же мелкие зерна (0,3—0,5 мм), в которых обычно длина в 6—8 раз превышает шири-

ну. Для роговой обманки характерны толстые опацитовые каймы или же сплошные опацитовые псевдоморфозы, имеющие форму ее кристаллов.

Биотит присутствует в виде незначительной примеси.

Основная масса двупироксеновых андезитов сложена обычно темно-серым стеклом, значительно замещенным рудной пылью с коротко-призматическими или игольчатыми микролитами плагиоклаза, зернышками опацитизированных пироксенов и рудного минерала. Основная масса обычно имеет тонкий рисунок и неоднородное строение: развита тонко-пилотакситовая, тонко-гиалопилитовая и микролитовая структуры. Изредка встречаются такситовые разности с одинаковой направленностью минералов и пор. Кое-где породы имеют туфовый характер,

В роговообманково-пироксеновых андезитах наблюдается та же основная масса, но без гранул пироксена. В ней часто встречаются неравномерно распределенные, прихотливые по форме осветленные участки, сложенные светло-бурым, почти бесцветным стеклом с редкими микролитами плагиоклаза и гиперстена.

Породы местами содержат значительное количество кристобалита. Зерна его мелки, прикреплены к стенкам пор или рассеяны в основной максе, обладают незначительным двупреломлением и чешуйчатым строением.

Вершинный лавовый поток южного склона Опалы. Уступы лавового плато на склоне Опалы, обращенном к «Бараньему амфитеатру», сложены андезито-дацитами. Эти же породы встречены к востоку от Опалы в обломках из пемзовых отложений, окаймляющих экструзию «Бараний амфитеатр».

По внешнему виду они представляют собою светло-серые или светло-желтые плотные породы, изредка содержащие мелкие гомеогенные включения. Под микроскопом по преобладанию тех или иных минералов выделяются биотитовые и пироксеново-роговообманковые разности. Небольшое количество фенокристаллов плагиоклаза, авгита, гиперстена, базальтической роговой обманки и биотита равномерно распределено в светло-буром или светло-сером тонкопористом стекле, переполненном микролитами плагиоклаза, биотита и мелкими рудными зернами. Плагиоклаз порфириковых выделений свеж и прозрачен или же содержит мелкие стекловатые включения, приуроченные обычно к центральным частям кристаллов. Местами он зонален, зональность прямая (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства плагиоклаза

№ шл.	Координаты ДВОЙНИКОВОЙ оСИ			Закон двойникования	An, %	Примечание
	BNg	BNm	BNp			
62б	64	64	28	[001]	56	Вкрапленник
146	28	65	78	^ [010]	52	»
146	33	56	44	[001]	51	»
81	61,5	69	35,5	[001]	62	Ядро зонального кристалла

Пироксены образуют мелкие призматические зерна (0,2 — 0,3 мм), окрашенные в зеленоватый цвет, сростающиеся с рудными зернами. Гиперстен встречается в более длинных призмочках, чем авгит. Моноклинный пироксен слабо трещиноват и местами незначительно ожелезнен по трещинкам.

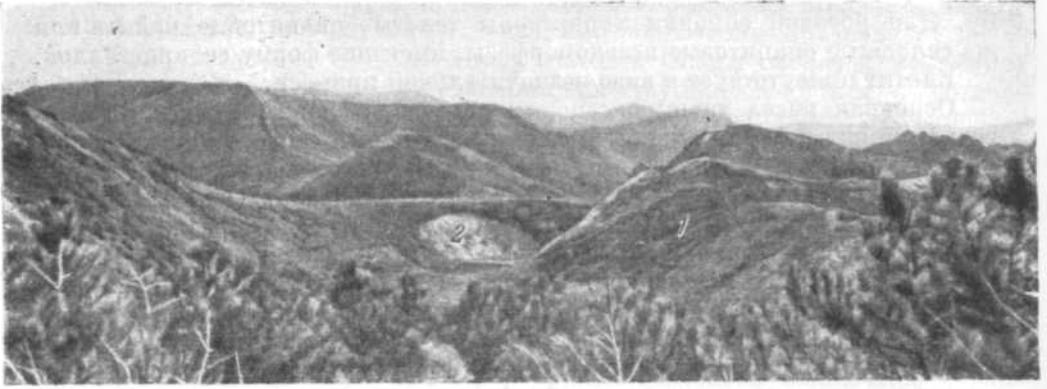


Рис. 5. «Бараний амфитеатр» — боковой кратер вулкана Опала.

1 — северный склон липаритовой экструзии «Бараний амфитеатр»; 2 — пемзовые отложения около экструзии. На заднем плане видно лавовое плато — край кальдеры вулкана Опала

Оптические свойства гиперстена: обр. 146 — $2V = -62^\circ$, $Ng - Nr = 0,015$. $2V = -60^\circ$.

Оптические свойства моноклинного пироксена: обр. $62^\circ - 2V = +40^\circ$, $cNg = 45^\circ$; обр. 146 - $2V = +52^\circ$, $Wo 34$, $En 46$, $Fs 20$.

Биотит образует широкие большие таблицы или же мелкие листочки. Иногда вокруг таблиц биотита наблюдаются узкие реакционные каемки, сложенные мелкими зернами пироксена и рудного минерала, корродирующие края таблиц биотита. Плеохроизм биотита по Ng — темно-бурый, по Nr — бурый. Основная масса сложена темно-серым стеклом тонкоаглопитовой структуры слабо и неравномерно загрязненным рудной пылью, содержащим редкие микролиты плагиоклаза в виде толстых брусочков, изредка гранулы авгита и многочисленные мелкие рудные зерна.

Часто в основной массе наблюдаются мелкие сферолиты правильной округлой формы, сложенные полевым шпатом, размер их около 0,1—0,2 мм. На стенках мелких неправильной формы пор часто прикреплены мелкие пластинки тридимита.

В породе наблюдаются участки (0,5 мм) туфового характера. Они сложены беспорядочно ориентированными зернами базальтической роговой обманки, зернами бесцветного авгита, мелкими лейстами плагиоклаза, многочисленными мелкими рудными зернами.

Экструзия «Бараний амфитеатр». У восточного подножия на склоне вулкана Опала расположен боковой кратер «Бараний амфитеатр» (рис. 5), заполненный куполовидной экструзией светлого биотитового липарита, занимающей площадь около 6 км². «Бараний амфитеатр» лежит высоко на склоне вулкана, почти на уровне кальдеры и окаймлен с трех сторон высокими белыми обрывами мощных пемзовых отложений; от склонов вулкана отделен кольцевой долиной, проходящей частично между массивом экструзии и рыхлыми пемзовыми террасами.

Мощные лавовые потоки, спустившиеся с вершины Опалы, обрываются в эту кольцевую долину двумя крутыми уступами. Нижний уступ образует ровную террасу, на поверхности которой среди отдельных массивов кедровника выходят белые пемзовые пески. Этот уступ сложен скалистыми выступами красноватых вулканических брекчий.

Долина, огибающая с северо-запада «Бараний амфитеатр», открывается на юго-восток. Таким образом, четко видны границы большого



Рис. 6. Обсидиановая брекчия, образованная по окраине липаритовой экструзии в «Бараньем амфитеатре»

бокового кратера, в который был выдавлен экструзивный липаритовый купол.

В нижних частях западных внешних склонов купола, полого спускающихся в кольцевую долину, выходят брекчии разламывания, сложенные крупными до 0,5 м обломками и осколками обсидиана, плотно сцементированными более мелкими обломками того же обсидиана. Среди обсидиановой брекчии встречаются мелкие обломки черного и серого стекловатого липарита.

На северных склонах долины со стороны отрогов Опалы также наблюдаются брекчии разламывания (рис. 6). На высоте 100 м над долиной выходят скалы, сложенные лавами, а также брекчиями, обломки в которых состоят из обсидиана. Внутренние части массива, а также его восточная часть сложены белым пемзовидным биотитовым липаритом. Местами наблюдаются следы выжимания вязкой лавы.

Пемза, выброшенная при взрыве, была рассеяна на много километров вокруг, образовав мощные пемзовые толщи, залегающие вокруг экструзии и на поверхности соседнего лавового плато. В восточной и юго-восточной частях склонов глубокой долины преобладают слоистые толщи мощных пемзовых отложений (более 50 м мощности).

Среди пемз встречаются глыбы дацита и липарита разных размеров с гомеогенными включениями, крупные дацитовые бомбы, а также обломки обсидиана.

Обрывы пемзовых террас прослеживаются далее от массива экструзии к востоку до речки, протекающей здесь с востока и пересекающей эту часть кальдеры в южном направлении.

На южном склоне Опалы имеется еще один участок, где произошел выброс пемзы: вокруг небольшой лавовой экструзии также наблюдаются пемзовые отложения.

Таким образом, взрыв, подготовившийся в процессе изменения состава лав вулкана Опалы от основных андезитов к липаритам, был недо-

статочно силен, чтобы снести вершину вулканического конуса, как это произошло на Горелом, Мутновском Хангаре и многих других вулканах Камчатки,

У склонов вулкана Опалы лишь в двух участках произошел взрыв пемз и кислых экструзий, конус же остался неразрушенным.

По внешнему виду липариты представляют собой светлые пузыристые пемзовидные лавы, содержащие плагиоклаз (табл. 6) и пластинки биотита.

Таблица 6

Оптические свойства плагиоклаза

№ пл.	Координаты двойниковой оси			Закон двойни-кования	An, %	Примечание
	BNg	BNm	BNp			
79 ^a	70°	20°	84°	Манебах-ский	37	Вкраплен-ник
81	69	33	65	[001]	35	»

Под микроскопом тонкофлюидальное бесцветное стекло содержит мелкие редкие выделения плагиоклаза и пластинки биотита.

Плагиоклаз образует удлинённые таблитчатые вкрапленники, изредка их осколки; сильно трещиноват, прозрачен.

Биотит наблюдается в виде мелких редких удлинённых пластинок, ориентированных по флюидалности; плеохроизм резкий: Ng — темно-бурый, почти черный, Np — бурый.

Бесцветное низкопреломляющее стекло содержит незначительное количество микролитов плагиоклаза, имеющих общую направленность. Строение стекла неоднородно, отдельные участки кажутся серыми вследствие сгущения кристаллитов и микролитов плагиоклаза, в виде изгибающихся по флюидалности полосок. Такие участки имеют более высокий показатель преломления, чем участки, сложенные сеткой беспорядочно перепутанных крупных микролитов и мелких лейст плагиоклаза, биотита, мелких рудных зерен и бесцветного стекла, характеризующегося мелкоперлитовой текстурой.

Липарит «Бараньего амфитеатра» сильно пересыщен кремнеземом ($Q = +30,8$) и является более кислым (табл.7), чем средний липарит по Дэли ($SiO_2 = 74,2\%$); по содержанию кремнезема порода не выходит за пределы границ, установленных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1952b) для липаритов (70—76%).

По высокому содержанию щелочей липарит «Бараньего амфитеатра» близок к среднему липариту Дэли ($Na_2O = 4,93$; $K_2O = 3,45\%$).

В нормативном составе это отражается в виде присутствия возможного ортоклаза.

Если сравнить химические составы липарита и андезита (рис. 4), то видно, что с повышением кислотности пород незначительно растёт и их щелочность. С повышением кислотности лавы Опалы обогащаются калием, увеличивается их железистость: на плоскости SB видно, что векторы более кислых пород выполаживаются и несколько укорачиваются. Длинные векторы более основных лав Опалы — авгитовых андезитов — говорят о бедности железом. Изменение наклона векторов на близкий к вертикальному, вероятно, связано с появлением в андезите ромбического пироксена.

Сравнительная таблица химических составов

Оксиды	Липарит «Бараньего амфитеатра» (обр. 78)		Средний липарит, по Дэли	
	вес, %	молекулярное количество	вес, %	молекулярное количество
SiO ₂	74,20	1235,6	72,80	1212
TiO ₂	0,19	3	0,33	4
Al ₂ O ₃	13,05	128	13,49	132
Fe ₂ O ₃	1,22	7	1,45	9
FeO	0,92	12	0,88	12
MnO	0,10	1	0,08	1
MgO	0,39	10	0,38	9
CaO	1,55	28	1,20	21
Na ₂ O	4,93	79	3,38	55
K ₂ O	3,45	36	4,46	48
H ₂ O ⁻	0,02	25	—	—
H ₂ O ⁺	0,42	—	1,47	—
P ₂ O ₅	0,04	—	0,08	—
Сумма	100,48	—	100,00	—

Аналитик В. П. Энман.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Порода	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
Липарит «Бараний амфитеатр»	15,0	0,8	3,4	80,8	—	52	19,2	29	69	—	270	308	18,8
Средний липарит, по Дэли	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4	0,3	310	330	9,8

Нормативный состав

Порода	il	or	ab	an	ml	di			cs	hy	Q	c
						wo	en	fs				
Липарит «Бараний амфитеатр»	0,45	20,59	41,42	3,34	1,62	1,39	1,00	0,26	0,69	—	29,40	—
Средний риолит, по Дэли	0,61	26,71	28,84	5,84	1,86	—	—	—	0,16	0,90	32,40	0,82

Вулканические массивы Усередис и Левобережный состоят из авгитовых андезитов, образующих куполовидные вулканы высотой 300—400 м. Усередис занимает площадь около 30 км², Левобережный — 20 км². Центры излияний, образовавших эти массивы, находились на дне кальдеры Опалы. Хорошо заметны лавовые потоки, растекшиеся во все стороны вокруг купола Усередис, расположенного в центре лавового поля, они сложены глыбовой лавой; на поверхности потоков видны поперечные валы и трещины.

ЛИТЕРАТУРА

- Гультен Эрик. Некоторые географические заметки в карте южной Камчатки. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. VII, вып. 1, 1925.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 10, 1955.
- Келль Н. Г. По поводу карты южной Камчатки Э. Гультена. 1923. «Изв. Русск. геогр. об-ва», VII, вып. 1, 1925.
- Келль Н. Г. Карта вулканов Камчатки. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 64, вып. 1, 1932.
- Конради С. А. и Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. «Изв. Русск. геогр. об-ва», VII, вып. 1, 1925.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О пределах и подразделениях семейства андезитов. Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952а.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении липаритов и дацитов. Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952 б.
- Святловский А. Е. Два своеобразных вулкана Толмачева дола. «Бюлл. Вулканол. станции», № 24, 1956.

В. И. ТИХОНОВ, В. А. КИГАЙ

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОНУСА ШАПОЧКА НА КАМЧАТКЕ**

В связи с изучением тектоники Камчатки в 1956 г. авторами была закартирована восточная часть потухшего и сильно эродированного вулкана Шапочка, находящегося на широте г. Петропавловска, юго-западнее пос. Начики в бассейне рек Плотниковой и Банной.

Центральная часть вулкана располагается на стыке двух крупных структур — антиклинория Срединного хребта, построенного отложениями палеозоя и мезозоя, и Начикинского прогиба, выполненного образованиями третичной системы. Сопряжение этих структур происходит по крупному тектоническому шву, к которому, видимо, приурочен канал вулкана.

Сама вулканическая постройка слагается из нескольких лавовых толщ и невыдержанных по простиранию горизонтов пирокластического материала. Каждая вышележащая толща ложится на размытую поверхность подстилающей. Удалось выделить четыре толщи, породы которых достаточно четко различаются как макроскопически, так и под микроскопом.

Первые три толщи образовались в результате последовательной деятельности центрального канала и представлены, в основном, андезитами и андезито-базальтами. Четвертая толща принадлежит потоку кислых лав, излившихся из бокового кратера.

Главная масса описываемых пород представлена андезито-базальтами, сравнительно однообразными по составу и структуре. Это мелкозернистые порфиоровидные породы, сложенные плагиоклазом-лабрадором, гиперстеном, авгитом, роговой обманкой и обогащенные пиритом. Вкрапленники представлены главным образом плагиоклазом, и в подчиненном количестве — одним или несколькими из перечисленных темноцветных минералов. Отдельные зерна пирита настолько крупны, что играют роль вкрапленников. Основная масса имеет интерсертальную пилотакситовую или гиалопилитовую структуру; количество стекла в основной массе редко превышает 25%, причем стекло обычно также раскристаллизовано с образованием тончайших лейст и неправильных зерен более кислого плагиоклаза. Структура таких участков раскристаллизованного стекла — пойкилитовая или фельзитовидная. Кроме плагиоклаза, встречаются мелкие зерна гиперстена и авгита, и обильная вкрапленность пирита.

Обычна слабая флюидалная текстура основной массы, изредка встречаются витрофировые разности. Вкрапленники плагиоклаза имеют в длину от 0,4 до 2 мм, идиоморфны, чаще это вытянутые призмы, реже крестообразные или сложные сростки нескольких зерен. Состав их — чаще всего основной Лабрадор (№ 65—68), у зональных зерен краевые каемки сложены основным андезитом (№ 45—47), таков же состав некоторых крупных лейст.

Во всех разностях андезитов-базальтов горы Шапочки количество плагиоклаза значительно превышает количество остальных минералов. Пирокластические образования в изученном районе играют резко подчиненную роль и представлены туфами, туфолавами и лавобрекчиями.

Туфы подвергаются сильным вторичным изменениям (хлоритизация, карбонатизация, лимонитизация, перекристаллизация основной массы в фельзитоподобный агрегат), так что определить состав первичных цветных минералов в них не всегда возможно.

Лавы местами также сильно затронуты вторичными изменениями. Здесь роговообманковые андезитов-базальты подвергаются частично катаклазу и перекристаллизации, в основной массе возникают гнезда мелкозернистого кварца, пятна карбоната и хлорита; по вкрапленникам цветных развивается вторичный биотит и эпидот, а плагиоклазы замещаются серицитом и карбонатом. Спорадически в толще лав встречаются также участки с цеолитовыми, кварц-карбонатными или кварц-лимонитовыми миндалинами и участки развития карбоната, кварца, хлорита и лимонита, серицита и эпидота по минералам вкрапленников.

По характеру цветных минералов андезитов-базальты подразделяются на следующие группы: 1) гиперстеновые, 2) двупироксеновые, 3) роговообманковые, 4) биотитовые.

В каждой выделенной группе соответствующий цветной минерал составляет не менее 90 % от всех цветных составляющих.

В каждой группе присутствуют также почти чисто плагиоклазовые разности, в которых лишь единичные выделения или реликты того или иного цветного минерала позволяют отнести их к какой-либо группе андезитов-базальтов.

Первая толща

Первая толща вулканогенных пород залегает резко несогласно на древнем основании, перекрывая как отложения мела, так и третичной системы. В основании залегают темные почти черные с бурым оттенком, а также бурые и красновато-бурые плотные породы андезитового состава. Основная масса плотная, тонкокристаллическая с сравнительно мелкими, неправильной формы, кристаллами плагиоклаза. Туфогенные прослойки редки. Текстура массивная и толстослоистая. В верховьях рек Ипукик и Уздач встречены два маломощные прослоя туфоагломератов, выклинивающиеся к северо-востоку.

Вторая пачка представлена красновато-бурыми и серовато-бурыми эффузивными породами с многочисленными крупными, удлиненными вкрапленниками плагиоклаза. Пачка содержит много туфогенных прослоев, а также значительное количество мощных горизонтов туфоагломератов и туфобрекчий. Наибольшая мощность горизонтов пирокластических пород отмечается в верховьях рек Ипукик и Уздач. К северо-востоку они резко уменьшаются в мощности и выклиниваются. Слоистость пород грубая. Выше залегают плотные, серые с буроватым оттенком эффузивы с крупными вкрапленниками плагиоклаза и мелкими — темных цветных минералов. Туфогенных прослоев мало, но встречено большое количество горизонтов туфоагломератов и туфобрекчий, выклинивающих в северо-восточном направлении. Породы обладают хорошей слоистостью.

Общая мощность толщи в бассейне верхнего течения рек Ипукик и Уздач достигает 450—550 м и уменьшается к северо-востоку до 300—350 м.

По петрографическому составу в первой толще выделяется три группы пород. Первая группа представлена роговообманковыми андезитов-базальтами. Мощность пород этой группы наибольшая и отвечает двум нижним пачкам. Вторая группа представлена биотитовыми андезитами и

третья — двупироксеновыми андезито-базальтами. Вторая в третья группы пород имеют значительно меньшую мощность и слагают третью пачку. Соотношения между последними группами из-за небольшой мощности и недостаточной обнаженности остались не вполне выясненными. Возможно они представляют самостоятельные толщи пород и были в дальнейшем размыты, сохранившись лишь на небольших участках.

Петрографическая характеристика выделенных групп следующая. **Роговообманковые андезито-базальты.** Для этих пород характерно присутствие роговой обманки только во вкрапленниках своеобразной формы — в виде игл и сильно вытянутых ромбов, опацификация зерен. Длина вкрапленников роговой обманки колеблется от 0,3 мм до 3—4 мм. Объем вкрапленников редко превышает 10% объема породы, причем плагиоклаз преобладает. Основная масса гиалопилитовая с флюидалной текстурой, длина лейсточек плагиоклаза в ней измеряется сотыми долями миллиметра. Другие цветные минералы отсутствуют.

Группа в целом отчетливо подразделяется на две подгруппы: 1) андезито-базальты с реликтами роговой обманки; 2) андезито-базальты со свежей роговой обманкой.

Первые распространены шире, более мелкозернисты (длина вкрапленников редко достигает 1 мм), редкие вкрапленники роговой обманки в них нацело замещены лимонитом, вторичной слюдой, иногда тонкозернистой кварц-полевошпатовой массой.

Вторые содержат несколько большее количество вкрапленников, часто более крупных, роговая обманка базальтическая, плеохроирует от светло-бурого до оранжево- или черно-бурого, реже имеет зеленую окраску.

Биотитовый андезит. Порода несколько более кислая, чем описанные ранее, содержит небольшие (до 0,4 мм) изометричные или тол-стопризматические вкрапленники основного андезина (№ 45—48). Темно-бурый биотит присутствует и во вкрапленниках, и в основной массе в виде узких хорошо оформленных табличек. Длина вкрапленников биотита достигает 1,5 мм.

Гиалопилитовая основная масса обладает отчетливой флюидалностью.

Двупироксеновые андезито-базальты. Для пород этой группы характерны порфиновые структуры. Вкрапленники представлены Лабрадором, гиперстеном и моноклинным пироксеном. Размеры вкрапленников по длинной оси от 0,4 до 2—3 мм, часты гломеропорфиновые сростки. Основная масса в порфировидных разностях сложена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза, призмочками гиперстена, моноклинным пироксеном и мелкими зернами пирита. В порфировых разностях характер вкрапленников не меняется, но они погружены в тонкую гиалопилитовую массу.

Вторая толща

Резко несогласно на породах первой толщи залегают плотные светло-серые и серые вулканогенные породы, принадлежащие второй толще. Несогласное залегание ее на нижележащей толще отчетливо фиксируется на водоразделе рек Зиазова — Ипукик.

Отложения второй толщи представлены серыми и светло-серыми плотными эффузивами, с хорошо раскристаллизованной массой и ясно заметными кристаллами темноцветных минералов. В основании пород толщи имеют массивное и толстослоистое сложение, в верхней части и ближе к центральной части вулкана они обладают плитчатой отдельностью. Туфогенных прослоев мало. В верховьях рек Ипукик и Уздач отмечается несколько горизонтов туфоагломератов и туфобрекчий, которые выклиниваются к северо-востоку.

Под микроскопом породы толщи определены как гиперстеновые андезито-базальты. По своей характеристике они очень близки к двупироксеновым андезито-базальтам, отличаясь лишь резко подчиненным значением вкрапленников моноклинного пироксена и заметно пониженным содержанием пирита.

В этой группе пород широко представлены разности почти чисто плагиоклазовые. Обычно это наиболее тонкозернистые порфиоровые или афировые породы с гиалопилитовой или пилотакситовой структурами основной массы. Мощность толщи в верховьях р. Охманк — 160—180 м, в верховьях р. Уздач — 320—360 м.

Третья толща

В районе горы Шапочка на размытых отложениях второй толщи резко несогласно залегают серые и желтовато-серые плотные, плитчатые андезито-базальты. Кроме того, толща содержит несколько горизонтов туфобрекчий и туфоагломератов. Для этих пород характерно присутствие во вкрапленниках как роговой обманки, так пироксена и биотита. Видимая мощность — 250 — 300 м.

Четвертая толща

К востоку от вулкана Шапочка выделяется покров кислых лав, несогласно перекрывающий все вышеописанные толщи. В низах толщи эта светло-серые, а в верхней части — светлые желтовато-белые или розовато-бурые пористые породы. К контакту этих разностей приурочены горизонты обсидиана. Породы представлены флюидальным липаритом с мелко-сферолитовой основной массой и редкими вкрапленниками зонального плагиоклаза и темно-бурого биотита. Мощность толщ в верховьях р. Озерной достигает 400—450 м и сокращается на восток до 300—340 м.

Общее уменьшение мощности вулканогенных толщ от верховьев рек Уздач и Ипукик, на восток и северо-восток к долине р. Плотниковой, т. е. на расстоянии 12—15 км, достигает 400—500 м.

Общую структуру конуса вулкана Шапочка можно реставрировать по направлению и величине наклона лавовых покровов (рис. 1). Так, на водоразделе рек Зиазовой — Ипукик покровы наклонены на северо-северо-восток, на водоразделе рек Ипукик — Уздач — на северо-восток, а в районе г. Шапочка — на восток и юго-восток. Углы наклона покровов лав в верховьях рек Чирельчик, Ипукик, Уздач достигают 20—25°, а близ долины р. Плотниковой лавы залегают практически горизонтально. Мощность вулканогенных толщ возрастает от долины р. Плотниковой к верховьям названных речек и в них появляется большое количество пирокластического материала. Из наблюдаемых фактов следует, что канал вулкана располагается не у горы Шапочка, как полагали Б. И. Пийт и А. Н. Заварицкий, а видимо, в верховьях рек Учуден и Халзан. Периферическая часть изученного участка вулканического конуса располагается в долине р. Плотниковой, таким образом, диаметр его основания, видимо, достигает 30—40 км.

Вулканогенная серия вулкана Шапочка состоит, как минимум, из четырех толщ. Формирование всех отмеченных толщ разделялось некоторыми промежутками времени, в течение которых созданный ранее вулканический конус несколько разрушался, оставаясь в то же время положительной формой рельефа. Последующее излияние лав надстраивало конус вулкана и несогласно перекрывало эродированные нижележащие толщи. Причем, естественно, наклон лавовых покровов вышележащей толщи в центральных частях вулкана был круче, чем в подстилающей. При удалении от центральных частей вулкана к периферическим эти несогласия постепенно затухают и становятся совершенно незаметны.

Угловые несогласия в центральных частях весьма значительны, так например, в районе горы Шапочка гиперстеновые андезито-базальты второй толщи, падающие на восток-юго-восток под углом $10-12^\circ$, перекрываются плитчатыми андезито-базальтами третьей, падающими на юго-восток под углом $20-25^\circ$. Таким образом, без каких-либо складчатых деформаций, несогласия внутри толщ данного вулкана достигают $10-12^\circ$.

Рассматривая структуру вулкана Шапочка нельзя оставить без внимания и разрывные нарушения. Основная масса вулканогенных пород данного участка, видимо, находится в грабене и отделяется от смежных участков структуры разломами. Один из них прослеживается в северо-западном направлении у подножья горы Зеркальце и отделяет выход гранодиоритов и песчано-сланцевые толщи неогена от эффузивных толщ вулкана. Системы разрывов, к зонам дробления которых приурочили свои долины речки Зиазова и Чирельчик, отделяют область распространения туфокремнистой свиты мела (?) на западе от эффузивных толщ вулкана — на востоке. По останцам нижнего лавового покрова, сохранившимся на левых бортах долин рек Зиазова и Чирельчик, устанавливается вертикальная амплитуда перемещения, достигающая после отложения вулканогенных толщ данного вулкана $300-400$ м. Кроме крупных разрывных нарушений, наблюдается система мелких разрывов и трещин. Система нарушений, располагающаяся радиально по отношению к жерловой части вулкана, является ведущей. К ней приурочены долины рек Ипукик и Уздач, а также кластические дайки.

В связи с вышеизложенным не безынтересно рассмотреть расположение горячих источников по отношению к структуре вулкана. Начикинские источники располагаются в 18 км к северо-востоку от кратера вулкана Шапочка, горячие ключи р. Банной в 26 км к юго-востоку от него, а ключи р. Шикова в 24 км к юго-западу. Другими словами, все горячие источники данного района располагаются по разломам, примерно, на равных расстояниях от жерла вулкана и в периферической части основания его конуса. В зонах разломов, удаленных от основания вулканического конуса, горячих источников не наблюдалось.

ВЫВОДЫ

1. Канал вулкана Шапочка располагается в зоне разлома, на стыке антиклинория Срединного хребта и Начикинского прогиба.
2. Диаметр основания вулканического конуса $30-40$ км, а кратер располагался в верховьях рек Халзан и Учуглен.
3. Вулкан построен несколькими толщами андезито-базальтов, залегающих с разрывом одна на другой. В них наблюдается эволюция андезито-базальтов от более кислых к более основным. Пирокластический материал этих толщ тяготеет к центральной части вулкана.
4. Липариты изливались из бокового кратера, расположенного в районе горы Шапочка и образуют не куполы, а покров.
5. В центральных частях вулканического сооружения первичный наклон покровов лав достигает $20-25^\circ$, в периферических — лавы залегают почти горизонтально.
6. Угловые несогласия внутри эффузивных толщ данного вулкана без каких-либо складчатых дислокаций достигают $10-12^\circ$.
7. Устанавливается приуроченность горячих источников к зонам разломов, расположенных в периферической части вулканического конуса.

Э. Н. ЭРЛИХ

**НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ БАССЕЙНА РЕКИ ТИХОЙ
И ВУЛКАН АНАУН НА КАМЧАТКЕ**

Междуречье Быстрой (Хайрюзовки) и Тихой в Срединном Камчатском хребте представляет собой вулканический дол, занимающий площадь более 1800 км² и имеющий форму пологого щита, диаметр которого превышает 60 км. От вершины лавы растекаются по периклинали с высоты 1300 м и опускаются на западе до 108—112 м в долину р. Тополовой, а на востоке до 380 м в долину р. Тихой (рис. 1). В центральной и восточной его части послеледниковые лавы перекрывают выровненную поверхность, сформировавшуюся на третичных эффузивно-осадочных образованиях в плиоценовое время. В западной части дола из-под лав выступают развалины крупного вулкана межледникового возраста, названного нами Ленинградцем. В центральной и восточной его частях мощность послеледниковых лав колеблется от 1100—1200 м у гор Большая и Мама, до 200 м на периферии в долинах рек Хухч, Чананка и Чаба; в западной части дола мощность лав не превышает 100—200 м.

Рельеф дола осложнен наличием многочисленных вулканических конусов, общее число которых превышает две с половиной сотни. Они вытянуты цепочками вдоль своеобразных увалов, сложенных оливиновыми базальтами, растекающимися по обе стороны от гребня (рис. 2). Такого рода увалы маркируют глубинные разломы, с которыми были связаны извержения. Они радиально рассекают дол, причем преобладают два направления — меридиональное и северо-восточное (60°). Одновременно намечается несколько рядов конусов концентрически охватывающих дол. Это заставляет предполагать, что в своей глубинной части последний имеет структуру «конических слоев», описанных для корней эродированных шотландских вулканов.

Слагающие дол оливиновые базальты макроскопически представляют собой совершенно однородные, плотные, серого цвета породы, в которых иногда заметны фенокристаллы оливина размером 1—2 мм. Будучи совершенно однотипным макроскопически, при изучении в шлифах они обнаруживают полную гамму переходов от океанитов с содержанием оливина 30—50% до полевошпатовых базальтов, почти не содержащих вкрапленников цветных компонентов. Наиболее обычен тип нормального оливинового базальта с содержанием оливина во вкрапленниках до 5—1% от всего объема породы. Кроме порфировых разностей встречаются и афировые разности. Структура основной массы дает серию переходных типов от интерсертальной (микродолеритовой) до пилотакситовой. Плагиоклаз в лейстах имеет состав битовнита (угол погасания двойников по альбитовому закону в сечениях J_— (010) равен 47—49°). Количество моноклинного

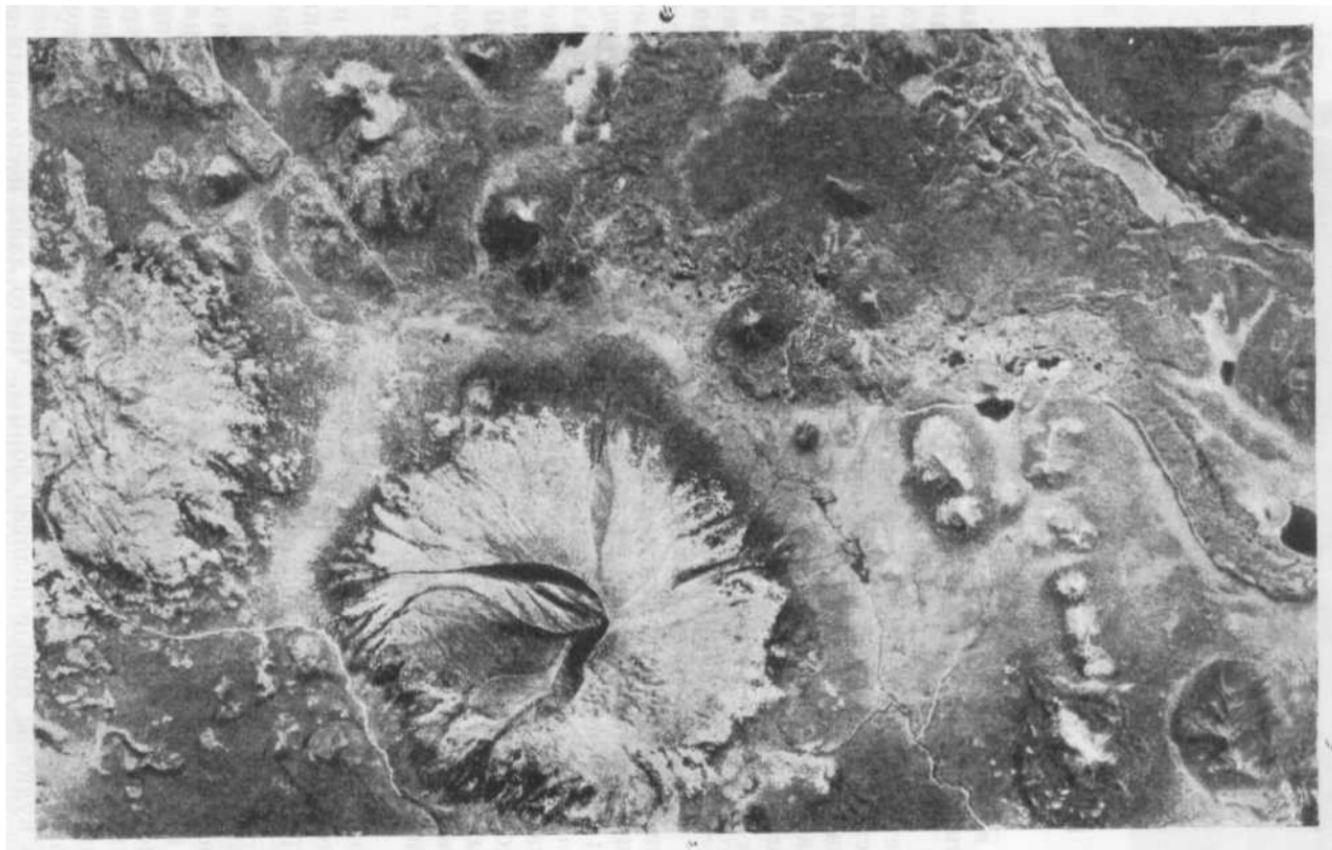


Рис. 1. Аэрофотоснимок вершины Дола геологов. Видно радиальное растекание рек, новейший характер лавовых потоков.

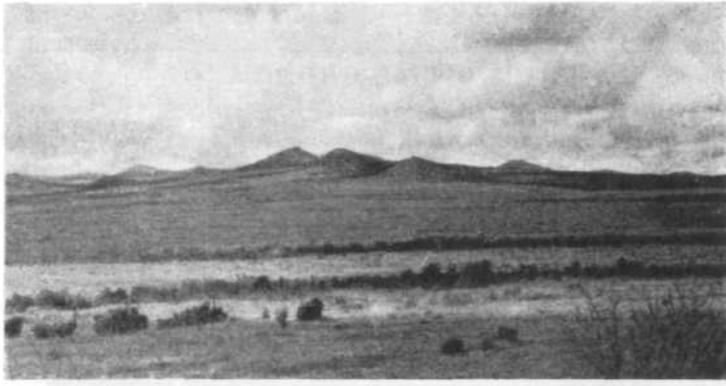


Рис. 2. Лавовый увал и гряда конусов на нем. Восточная часть дола, вид из долины р. Тихой

пироксена в основной массе колеблется от 50 до 30%. Стекло, как правило, отсутствует. Лишь в трех шлифах количество его настолько велико, что породу можно определить как гиалобазальт. Оливин в фенокристаллах образует призматические зерна, вытянутые по оси *c*. По краям иногда наблюдаются реакционные каймы моноклинного пироксена, встречаются слегка оплавленные зерна. Угол оптических осей равен $+82 - (+84^\circ)$, что указывает на принадлежность его к магнезиальным разностям. Максимальные размеры зерен — до 2 мм по длинной оси. Моноклинный пироксен как в виде отдельных кристаллов, так и в гломеропорфировых сростках. Слабо плеохроирует от светло-зеленого по Ng до бесцветного по Np; $cNg = 65^\circ$. Плаггиоклаз во вкрапленниках представлен длиннопризматическими незональными кристаллами битовнита и Лабрадора. Замер ядра крупного вкрапленника на Федоровском столике дал следующие результаты: Ng — 44° , Nm — 64° , Np — 38° , Pl № 90, двойник по альбитовому закону. Размеры фенокристаллов плаггиоклаза и количественное содержание его в базальтах колеблются в значительных пределах. В чистых полевошпатовых разностях базальтов они составляют 30—40% всей породы и достигают 3 мм по длинной оси. Химический состав породы в целом (табл. 1) характерен несколько повышенным, по сравнению со средним типом базальтов, содержанием щелочей и полевошпатовой извести.

Оливиновые базальты образуют развалы на поверхности лавовых потоков. Размеры глыб колеблются от 1—1,5 до 3,5 м. Как правило, такие потоки покрыты мхом и заросли кедровым стлаником и кустарниковой ольхой.

Вулканические аппараты центрального типа, с которыми были связаны адвентивные извержения, распределяются по поверхности дола неравномерно — количество их убывает от центра к периферии. У вершины дола плотность их максимальна и расстояние между отдельными центрами извержений здесь не превышает 1 км. Всего наблюдается три типа вулканических образований: лавовые вулканы, шлаковые конусы и экструзии кислого состава.

Лавовые вулканы имеют пологие формы. Часто лавы нескольких соседних вулканов сливаются, образуя общее поле. Сложены они толеитовыми базальтами и гиалобазальтами. Часто такие вулканы венчаются шлаковым конусом. Жерловая часть этих вулканов заполнена пеплово-шлаковым материалом. Изолированные шлаковые конусы имеют совершенно правильную конусовидную форму. Сложены они ноздреватыми

Состав лав в районе вулкана Анаун

Окислы	Оливиновый базальт основания Анауна	Толейтоновый базальт из вершины полигенного лавового вулкана, в основании Анауна	Андезит из экструзии на вершине Анауна	Оливиновый базальт из Дола геологов	Дацил экструзии к югу от Анауна
SiO ₂	48,24	51,58	55,61	47,70	64,30
TiO ₂	0,76	0,70	0,70	1,35	0,56
Al ₂ O ₃	18,01	18,66	20,23	15,78	17,27
Fe ₂ O ₃	3,70	5,20	2,12	6,08	3,63
FeO	7,77	4,90	3,48	6,05	0,39
MnO	0,15	0,06	0,06	0,06	0,10
MgO	7,15	5,06	3,89	7,82	0,70
CaO	10,13	8,86	7,29	10,64	2,04
Na ₂ O	2,80	3,00	4,16	2,15	7,56
K ₂ O	1,12	0,87	1,74	1,45	3,09
SO ₃	0,23	0,30	0,33	0,09	Следы
P ₂ O ₅	—	—	—	0,23	0,11
H ₂ O	0,07	0,12	0,30	0,48	0,60
Потери при прок.	Увелич. в весе	0,60	0,33	—	—
Сумма	99,85	99,49	99,61	99,84	100,35

Пересчет результатов анализа на параметры по А. И. Заварицкому

<i>a</i>	8,0	8,1	12,1	6,8	20,8
<i>c</i>	8,3	8,5	12,1	7,2	6,1
<i>b</i>	27,4	22,1	13,2	30,2	1,0
<i>s</i>	56,3	61,0	66,6	55,8	72,1
<i>Q</i>	—17,7	—2,1	—7,1	—9,2	—3,5
<i>f</i>	40,0	41,0	40,0	36,7	23,1
<i>m'</i>	46,0	42,0	40,0	44,1	18,7
<i>c'</i>	14,0	17,0	9,0	19,5	58,2
<i>n</i>	80,0	82,0	80,0	68,6	78,6

шлаками базальтов, яркий, буровато-коричневый цвет которых обусловлен интенсивными процессами окисления. Высота шлаковых конусов и лавовых вулканов в среднем составляет 20—40 м, однако, наиболее крупные из них достигают 100—120 м.

В верховьях реки Хухч наблюдались три экструзивных купола, сложенных светло-коричневыми, андезитовидными дацитами (рис. 3). Макроскопически видны фенокристаллы плагиоклаза размером до 0,5 см и чешуйки биотита. Вкрапленники плагиоклаза имеют таблитчатую форму. Состав плагиоклаза — андезин № 42—44. Биотит плеохроирует в резко бурых тонах от черного до светло-желтого. Структура основной массы гиалопилитовая. Стекло имеет показатель преломления меньше канадского бальзама. В него погружены многочисленные микролиты плагиоклаза; встречаются чешуйки тридимита.

На значительных участках поверхность дола покрыта пирокластическими отложениями, мощность которых превышает 1 м. Представлены они

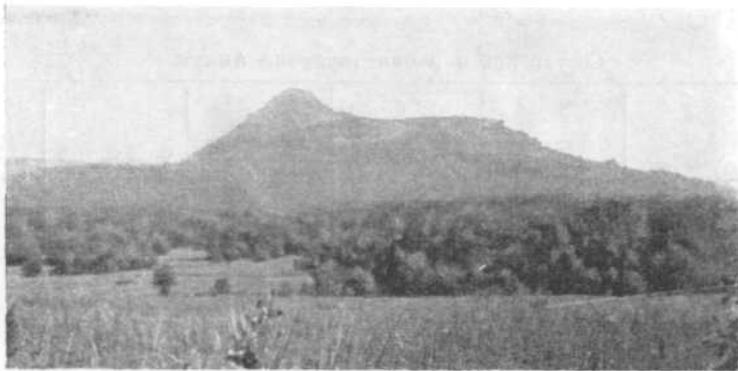


Рис. 3. Экструзивный купол дацитов, рвущий лавовый вулкан.
Южная часть дола, вид из долины р. Чабы

скоплениями бомб, лапилли и кусков шлака. Состав пирокластического материала полностью аналогичен составу слагающих дол базальтов. Бомбы имеют разнообразную форму от неправильных и караваеобразных до витых.

Район правобережья р. Тихой в междуречье Быстрой и Тигиля резко отличается по своему тектоническому положению и формам излияний. Он представляет собой крупное понижение в плиоцен-древнечетвертпчном плато. С юга на север плато полого понижается до абсолютных отметок 600 м и в районе рек Мигивзём и Балыгинган обрывается серией мелких сбросов, простирание которых близко к широтному. Эта линия и служит южной границей района распространения послеледниковых эффузивов. На севере, в бассейне реки Тигиль, и вдоль северо-восточной границы исследованного нами района послеледниковые эффузивы перекрывают плато на обычных для последнего отметках порядка 100 м. Разнородность тектонической обстановки в разных частях фундамента обусловила различие в строении аппаратов извержения. В южной части имеется несколько рядов лавовых полигенных вулканов, слившихся основаниями и образующими гряды северо-восточного простирания (60°). Сложены они оливиновыми и в меньшей степени толеитовыми базальтами того же состава, что и ранее описанные для дола. Местами на них имеются шлаковые конусы. На одной из таких гряд к югу от Анауна отмечена экструзия биотитовых андезито-дацитов. Лава по структуре и слагающим минералам близка к ранее описанным андезито-дацитам; отличие в отсутствии в основной массе тридимита (химический анализ приведен в табл. 1). Расстояние между грядами вулканов колеблется от 3 до 5 км.

К северу от водораздельной линии Срединного хребта подобные гряды сменяются отдельными крупными вулканами центрального типа с диаметром основания 7—10 км (горы Будули, Янпат, высоты с абсолютными отметками 1184 м, 1377 м и др.). Однако среди них сохраняется общая ориентировка на северо-восток (60°). Сложены они оливиновыми базальтами.

Вулкан Анаун располагается в одной из гряд северо-восточного простирания среди более мелких вулканов. Соседние параллельно расположенные гряды слившихся в основании лавовых вулканов были в свое время ошибочно описаны К. И. Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904) как сомма. Конус вулкана Анаун располагается в центре кальдеры опускания, имеющей диаметр более 12 км. Кальдера открыта в направлении на юго-запад, что обусловлено, по-видимому, наличием сквозных долин

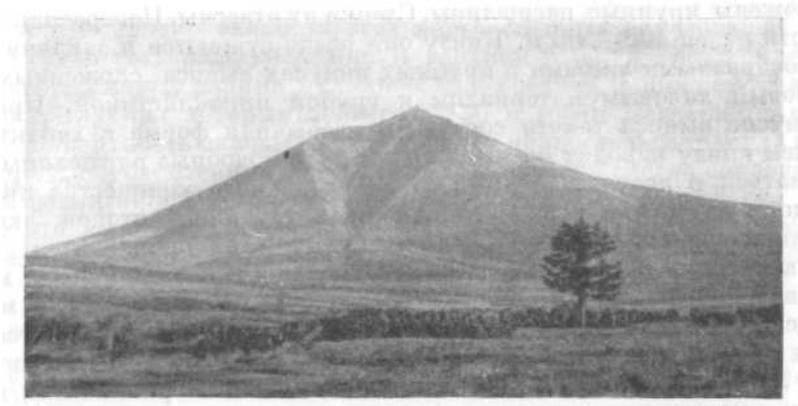


Рис. 4. Вулкан Анаун. Вид с севера. Хорошо заметны шарра и конус выноса в ее основании

рек, стекающих в этом же направлении. Дно кальдеры залито лавами Анауна и засыпано довольно мощным (до трех метров) чехлом пирокластики (рис. 4).

Сам вулкан имеет отчетливо видное трехчленное строение. В основании его находится лавовый вулкан, имеющий форму пологого купола высотой 1200 м и диаметром основания более 10 км. В нижней его части выходят оливковые базальты, которые перекрываются потоками плотного, серого цвета андезито-базальта. Последние и слагают почти весь купол (мощность их — около 1100 м). Ранее эти породы были описаны К. И. Богдановичем (1904) как «андезиты типа Анауна». Структура пород порфировая с гиалопилитовой, переходящей к интерсертальной структуре основной массы. Вкрапленники плагиоклаза составляют до 5% породы, зональные кристаллы редки, зональность в них подчеркивается мелкими включениями бурого стекла.

Судя по одному замеру плагиоклаз имеет основной состав (№ 87), sdвойникован по альбитовому закону ($N_g - 43^\circ$, $N_m - 62^\circ$, $N_p - 60^\circ$). Вкрапленники оливина и моноклинного пироксена редки. Основная масса представлена бурым стеклом, в которое погружены многочисленные кристаллы плагиоклаза, размером до 0,01—0,05 см. Химический состав породы представлен в таблице и является промежуточным между андезито-базальтом и базальтом.

На верхней, столообразной поверхности купола, лежащего в основании вулкана, аккумулятивно насажен обычный шлаковый конус, склоны которого усеяны шлаками, бомбами и лапилли андезитового и базальтового состава. Верхняя часть представляет собой экструзивный купол, сложенный мелкоплитчатыми гиперстен-авгитовыми андезитами с хорошо заметным субпараллельным расположением короткопризматических кристаллов плагиоклаза. Плагиоклаз (№ 66—67) sdвойникован по альбитовому закону. Основная масса имеет микродиоритовую структуру, образованную изометрическими зернами плагиоклаза и несколько более вытянутыми зернами моноклинного пироксена. Химический состав породы представлен в табл. 1.

Направление трещин отдельности андезитов отчетливо повторяет внешний контур купола, изменяясь от горизонтального у вершины до вертикального на некотором расстоянии от нее. Суммарная высота шлакового конуса и экструзии — 628 м. Сооружение пересекает сброс северо-восточного простирания, образовавшийся в результате проседания северо-западной части вулкана. На северном и западном склонах вулкана

расположены крупные расщелины. Стенки их отвесны. Поперечник в верхней части равен 400—500 м. Книзу они резко сужаются и заканчиваются каньонообразными врезами в крупных конусах выноса, сложенных крупноглыбовым лавовым материалом и грубой пирокластикой. Присутствие конусов выноса такого состава и необычная форма с характерным сужением книзу наводят на мысль о том, что подобные расщелины могли образоваться в результате выброса значительного количества пирокластического материала в виде раскаленных туч или потоков, которые с огромной силой воздействовали на поверхность склонов.

На южном и восточном склонах отмечено несколько более мелких расщелин, максимальный поперечник которых не превышает 50 м.

Повсюду в описываемом районе на поверхности лав встречаются поля рыхлых пирокластических отложений. Мощностъ таких отложений достигает 2—3 м. Особенно значительные скопления пирокластики мы наблюдаем в понижениях между грядами вулканов, где они нивелируют западинный рельеф на поверхности лавовых потоков. Пеплы в приповерхностной части наслоений разложены и образуют пески и супеси. Часто встречаются куски шлака, бомбы, лапилли. Из-за явлений вечной мерзлоты в рыхлых пирокластических отложениях образуются бугры вспучивания или гидролакколиты.

Скопления пирокластики, затронутые вечной мерзлотой, были в свое время ошибочно описаны Ю. В. Жегаловым как морена, а западинный рельеф на лавовых потоках был отнесен к озерно-ледниковому типу.

Картина извержений новейшего времени рисуется в следующем виде.

1. Мощные излияния оливиновых базальтов, образовавшие дол. Они имели характер площадных и трещинных излияний.

2. Мощные эксплозии, образовавшие шлаковые конусы и отложения пирокластического материала. Одновременно в отдельных участках продолжались незначительные излияния лав.

3. Экструзия андезитовых дацитов и биотитовых андезитов.

Современные гидротермы, проявления которых мы находим в виде Анавгайских горячих ключей, говорят о продолжающейся вулканической жизни района.

Следует напомнить, что Л. Н. Заварицкий (1955) считал, что расстояние между рядами вулканов является функцией глубины залегания магматического очага, непосредственно питающего вулканы. Если учесть, что среднее расстояние для описываемых районов равно 3—5 км, то так же был и порядок глубин залегания питающего очага.

Интересно отметить, что описываемый дол по масштабам и характеру излияний в какой-то степени сопоставляется с Ключевским долом (по Б. И. Пийпу, 1956). Диаметр основания последнего 80—85 км. Детали его строения во многом совпадают со строением описанного нами дола. В. И. Влодавец пришел к выводу о сочетании радиального и концентрического расположения вулканов Ключевской группы — то же характерно и для описываемого нами дола. Б. И. Пийп пришел к выводу о том, что питание Ключевской группы вулканов происходит из вторичных очагов, залегающих на глубине 5—7 км. Мощностъ мегаплагиофировых лав, слагающих Ключевской дол, близка к мощностъ лав описываемого дола.

При определении возрастного положения описываемых эффузивов необходимо учитывать следующие факты.

1. Лавы вулканов заливают трогы 2-го этапа оледенения по реке Анманна и перекрывают флювиогляциальные отложения в долине реки Тихой, что указывает на их послеледниковый возраст.

2. Степень эродированности всех перечисленных образований крайне мала. Речная сеть развита слабо. В верхнем течении реки протекают к понижениям между рядами вулканов, а в среднем и нижнем — в узких каньонах, глубина которых достигает 100 м (реки Дегданна, Анманна, Тихая). Поверхность лавовых потоков почти полностью сохранила первичную форму, обусловленную движением лавы и лишь слегка сnivelированную рыхлыми пирокластическими отложениями.

Все это указывает на новейший, современный возраст эффузивов.

В заключение, предлагается описанный дол назвать «Долом геологов».

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. «Труды Лабор. вулканол.», вып. 10, 1955.
- Пайп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 11, 1956.
- Vogdanowitsch K. *Geologische Skizze von Kamtschatka*. «Peterm. Geograph. Mitt.», 1904.

А. Н. СИРИН

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА
ПАРАТУНСКОЙ ДОЛИНЫ НА КАМЧАТКЕ**

Автором статьи совместно с геологом К. М. Тимербаевой были обследованы несколько групп горячих ключей, расположенных в долине р. Паратунка, и был собран преимущественно геоморфологический материал, позволяющий высказать ряд соображений относительно новейшего и отчасти современного тектонического развития Паратунской долины. Весьма существенным недостатком настоящей статьи является почти полное отсутствие материала, характеризующего тектонические движения описываемого района с количественной стороны. Немногие данные, приводимые ниже, ввиду малочисленности их, основанием для каких-либо обобщений и выводов, конечно, служить не могут, а между тем несомненно, что невелировка, даже проведенная силами геолога, и более или менее точная гипсометрическая привязка толщ, развитых в этом районе, дали бы богатейший материал для количественной характеристики новейших тектонических движений.

В тектонике Камчатского полуострова господствуют два основных тектонических направления, к которым приурочены все вулканические процессы — северо-восточное и северо-западное.

Не случайно, что и термальные источники Камчатки, как одно из проявлений современного и четвертичного вулканизма, обычно расположены по тем же направлениям, что и вулканы, т. е. связаны с теми же разломами в земной коре. В отдельных районах Камчатки хорошо выражены местные термальные линии, с которыми обычно совпадает и вытянутость долин. В настоящее время почти из семидесяти известных групп термальных источников более трети объединяются термальными линиями. Б. И. Пийпом (1937) упоминаются четыре таких термальных линии: Налачевская, Голыгинская, Эссо-Анаунская и Паратунская, объединяющие 12 групп горячих источников. М. Ф. Двали считает возможным наметить еще ряд термальных линий — Кроноцкую, Паланскую и Дранкинскую, — объединяющих 13 групп горячих источников.

В настоящей статье мы остановимся на одной из перечисленных термальных линий — Паратунской, объединяющей Нижне-Паратунские, Средне-Паратунские и Верхне-Паратунские горячие ключи, расположенные на протяжении 25 км по долине р. Паратунки.

Предположение о наличии термальной линии по долине р. Паратунки было впервые сделано еще К. И. Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904). Выдержанное северо-северо-восточное простирание долины, расположенные в ней три группы горячих ключей, теплые пески, незамерзающие

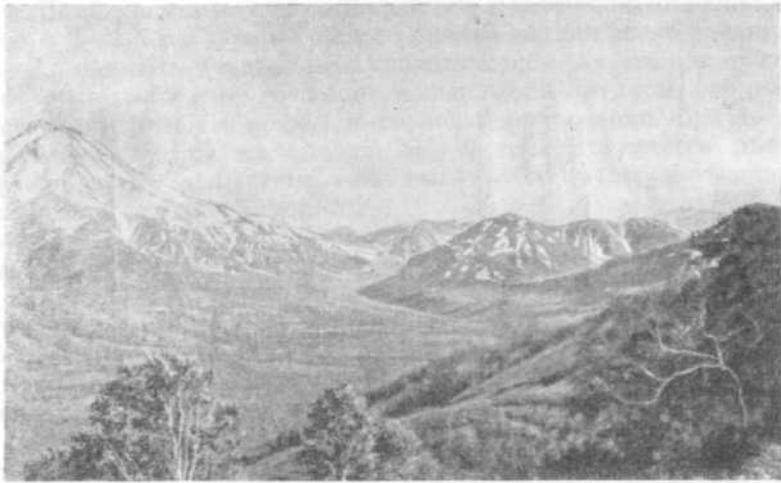


Рис. 1. Долина р. Паратунки южнее сопки Горячей

озерки и одинокий экстррузивный купол в осевой части долины — все это, действительно, дает основание предполагать наличие тектонического нарушения вдоль Паратунской долины. Однако существование такого нарушения еще не обуславливает размещение горячих ключей в определенных местах. Такое нарушение является лишь так называемой ослабленной зоной, создающей только возможность выхода горячих источников вдоль нее. Расположение терм в определенных местах обуславливается, по всей вероятности, наличием структурно-тектонических особенностей второго порядка по отношению к крупному меридиональному нарушению. Для Паратунской термальной линии на это указывал Б. И. Пийп (1937).

Выясняя условия выхода горячих ключей, автор провел ряд геоморфологических наблюдений, которые излагаются ниже.

Продольная, горная, достигающая в длину 50 км долина р. Паратунки имеет простирание близкое к меридиональному. С запада ее ограничивают отроги хребтов Тополового, Карымшины и Поперечного, с востока — отроги вулкана Вилючик, сопка Бархатная и ряд невысоких (до 600 м) возвышенностей, которые, по А. Е. Святловскому (1956), представляют расчлененное вулканическое плато, являющееся подножием вулкана Вилючик. Морфологический облик долины в ее верхней, средней и нижней частях резко отличен. В верховьях долина имеет характерный V-образный поперечный профиль. В среднем течении долина резко расширена и имеет корытообразное сечение. В низовье долина Паратунки сливается с долиной р. Авачи, образуя широкую (до 15 км) низкую и заболоченную Авачинско-Паратунскую пойму. Описание геоморфологии долины мы начнем с верховьев.

В 7—8 км южнее сопки Горячей долина реки имеет асимметричный профиль (рис. 1 и 2)¹. Правый, восточный борт долины очень пологий, угол склона не превышает 8—10°. Хорошо видна эрозионная терраса высотой 5—6 м. Левый борт долины в описываемом месте имеет совершенно иной облик. Угол склона достигает 60°. Терраса отсутствует. Русло реки «подрезает» отроги хребта Поперечного, причем разрушение левого берега несмотря на большую прочность пород (массивные зеленоватосерые порфириды) идет чрезвычайно быстро. Создается впечатление, что

¹ Употребительно и другое название — сопка Отдельная.

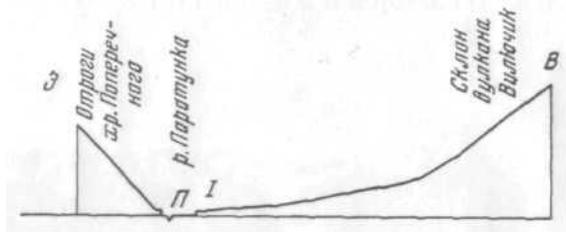


Рис. 2. Поперечный профиль долины р. Паратунки (верхнее течение). Масштаб — горизонтальный 1 : 33 000, вертикальный 1 : 10 000

П — пойма, I — терраса

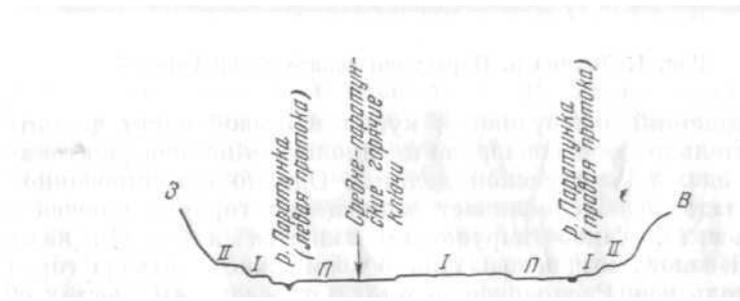


Рис. 3. Поперечный профиль долины р. Паратунки через Средне-Паратунские ключи. Масштаб — горизонтальный 1 : 100 000, вертикальный 1 : 40 000.

П — пойма, I, II — террасы

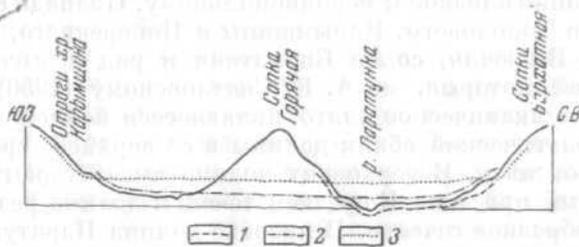


Рис. 4. Схематический поперечный профиль долины р. Паратунки (через сопку Горячую).

1 — Профиль современной долины р. Паратунки; 2 — профил древней (до образования экструзии сопки Горячей) долины р. Паратунки (предположительно); 3 — профиль древней торговой долины (предположительно)

русло р. Паратунки имеет здесь тенденцию к смещению на запад. Ниже по течению в 2—2,5 км южнее сопки Горячей долина резко расширяется от 1 до 3—3,5 км. Этот участок в морфологическом отношении представляет корытообразную долину с хорошо выраженным дном, образованным поверхностями древней поймы и первой террасы (рис. 3). На склонах, окаймляющих долину на высоте 20—40 м, располагается поверхность второй террасы, а местами на высоте 100—150 м видны фрагменты древней троговой долины, в которую позже была врезана система террас р. Паратунки. Б. И. Пийп (1937) отмечает существование в тальвеге только одной террасы. Однако это не так: в долине Паратунки существует не менее двух террас, не считая древней поймы. А. Е. Святловский (1956) также отмечает наличие двух террас высотой в 6—8 и 20 м.

Примерно на широте сопки Бархатной долина реки разделена расположенной по осевой линии сопкой Горячей, так что современное русло р. Паратунки располагается от сопки Горячей к востоку и лежит между ней и сопкой Бархатной (рис. 4). Здесь обращает внимание почти полное отсутствие у р. Паратунки как древней, так и современной пойм, хотя севернее и южнее сопки Горячей современная пойма развита довольно широко. Самая молодая, первая, терраса является здесь аккумулятивной и в видимой части сложена русловым аллювием, представленным галечником, пересыпанным крупнозернистым гравием. Высота ее не превышает 2 м.

Ниже по течению на склонах сопки Бархатной в виде узкого (100—150 м) сильно залесенного уступа прослеживается эрозионная терраса высотой 40 м. Против сопки Горячей эта терраса частично перекрыта молодым базальтовым потоком сопки Бархатной. Еще выше на высоте 90—100 м располагается узкий (60—70 м), пологонаклонный уступ, являющийся, вероятно, остатком поверхности ледникового трога. По левому борту долины на склонах сопки Горячей террасы совершенно отсутствуют. Первая терраса, расположенная у подножия сопки Горячей, прислонена к ней. К западу от сопки Горячей, вплоть до подножия хребта Карымшина, расположена широкая (более одного километра) древняя долина, дно которой образовано слаборасчлененной поверхностью второй Паратунской террасы. Последняя также прислонена к сопке Горячей и, будучи аккумулятивной, по данным Н. Д. Соболева (1940), сложена мощными отложениями конечной морены ледника, перекрытыми двух-трехметровым слоем аллювия. Присутствие в последнем глауконита.

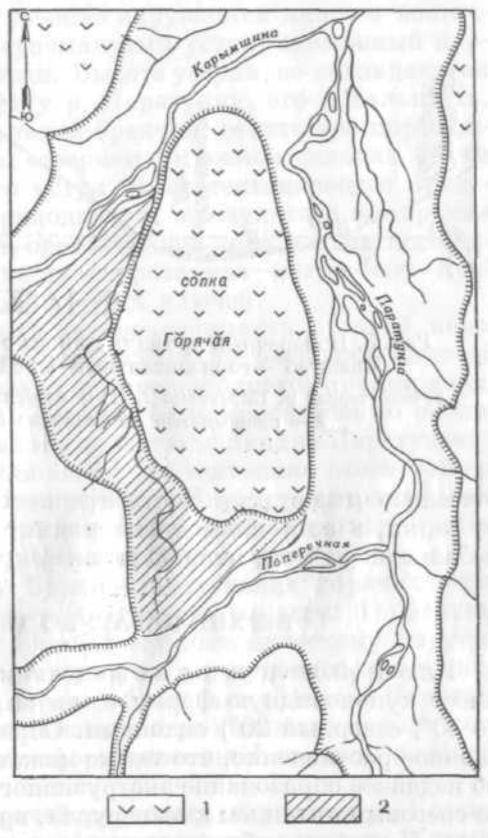


Рис. 5. Схема долины р. Паратунки у сопки Горячей.

1 — риолитовые экструзии; 2 — древняя долина р. Паратунки

свидетельствует о наличии в истоках реки морских отложений. Вышеописанное - расположение террас дает возможность считать, что риолитовый купол сопки Горячей образовался после формирования II террасы, и, вероятно, во время формирования I террасы. До возникновения купола долина Паратунки была значительно шире и располагалась от подножия сопки Бархатной вплоть до хребта Карымшина (рис. 5). Вследствие образования купола, русло р. Паратунки было

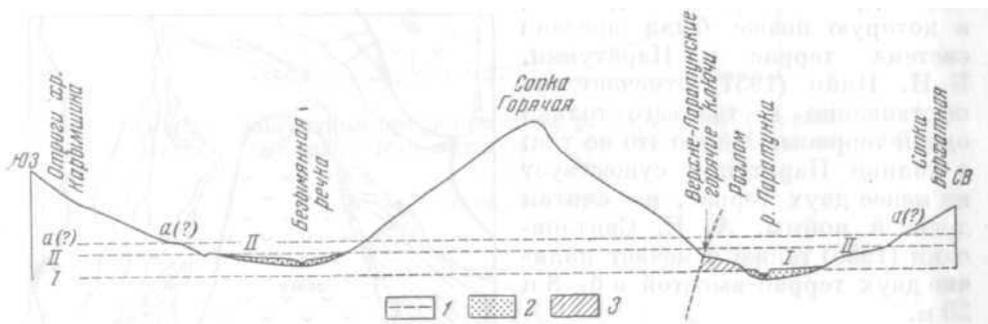


Рис. 6. Поперечный профиль долины р. Паратунки (через сопку Горячую).

Масштаб — горизонтальный 1 : 33 000, вертикальный 1 : 10 000.

1— уровни террас р. Паратунки (I, II) и поверхности трого (a); 2— аккумулятивные террасы; 3 — приподнятый по разломам блок, сложенный порфиритами

отеснено к востоку. Часть прежней долины, расположенная к западу от сопки, в настоящее время покинута рекой. По ней протекает лишь небольшой ручеек, впадающий в реку Карымшина (рис. 6) .

ВЕРХНЕ-ПАРАТУНСКИЕ ГОРЯЧИЕ КЛЮЧИ

Ключи расположены на восточном склоне сопки Горячей. Последняя имеет куполовидную форму с мягкими (южный, восточный и западный до 30°, северный 20°) склонами. Обращает на себя внимание слабое эрозийное расчленение, что также может служить указанием на сравнительно недавнее образование экструзивного купола. Немногочисленные ручьи со снеговым питанием имеют русла, врезанные лишь в делювиальный покров. Нигде не наблюдалось врезание русла в коренные породы. Как уже отмечалось, террасы на склонах сопки отсутствуют. Только на восточном склоне морфология сопки усложняется пологонаклонным уступом высотой 60—70 м. Уступ тянется по склону на протяжении примерно полукилометра, при максимальной ширине его 150 м. К поверхности этого уступа приурочены выходы Верхне-Паратунских горячих ключей. Непосредственно к нижней части этого уступа прислонена I терраса р. Паратунки.

Геологическое строение долины р. Паратунки на широте сопки Горячей достаточно сложно. Наиболее древними являются вулканические породы, преимущественно андезиты, порфириты и их туфы, приподнятые и расчлененные эрозией. Время их образования Б. И. Пийп (1937) и Н. Д. Соболев (1940) предположительно относят к мелу, а А. Е. Святловский (1956) к палеогену. Древние вулканогенные породы, на западном склоне сопки Бархатной прорваны гранодиоритовой интрузией глубоко вскрытой эрозией, что свидетельствует о ее сравнительной древности. Позднее произошло образование риолитовых куполов, слагающих вершины

¹ Паратунская Карымшина, по Н. Д. Соболеву (1940).

ряда сопки, окаймляющих долину реки Паратунки. Наиболее поздним проявлением вулканизма в описываемом районе Б. И. Пийп считает излияние потока оливинового базальта сопки Бархатной.

Верхняя половина сопки Горячей сложена риолитами, которые во многих местах имеют вертикально ориентированную струйчатость, что указывает на выпирание их в вязком состоянии из трещины или из цилиндрического канала. Средняя часть сопки сложена базальтовой брекчией, имеющей в плане вид замкнутого кольца с риолитами в центре. Такое правильное концентрическое строение нарушается лишь с восточной стороны, где располагается вышеупомянутый уступ, сложенный порфиритами древней вулканогенной толщи. Высота уступа, не совпадающая с высотой II террасы по левому берегу р. Паратунки, его локальность, наличие зеркал скопления в базальтовой брекчии, отсутствие порфиритов, на тех же высотах, на западном, северном и южном склонах сопки дают возможность предполагать, что уступ имеет тектоническое происхождение. Он является несколько приподнятой, в результате выпирания купола, частью порфиритовой толщи, ограниченной локальными тектоническими разломами. К зоне одного из таких разломов могут быть приурочены выходы Верхне-Паратунских горячих ключей.

Формирование риолитового купола можно связывать с зоной пересечения меридионального разлома, предположительно располагающегося вдоль долины Паратунки, с разломом северо-западного простирания, который по мнению Б. И. Пийпа (1937) может быть прослежен по риолитовым экструзиям, несомненно тянущимся полосой от Верхне-Паратунских ключей в истоки р. Банной. Возможно, что тектоника этого района усложняется и наличием разлома северо-восточного простирания, который прослеживается к юго-западу от сопки Горячей по долине р. Карымшина (А. Н. Сирин и К. М. Тимербаева, 1956).

Обобщая все сказанное выше о Верхне-Паратунских горячих ключах, нам кажется возможным сделать следующие выводы: 1) Верхне-Паратунские ключи приурочены к локальному тектоническому нарушению в вулканогенной толще, образовавшемуся в результате выпирания вязкой лавы, слагающей купол; 2) время образования Верхне-Паратунских ключей, так же как и время возникновения риолитового купола сопки Горячей, можно отнести к началу формирования I террасы р. Паратунки.

В 2—2,5 км севернее сопки Горячей располагается устье р. Карымшина. Если судить по сохранившимся старицам, то ранее р. Карымшина протекала примерно на один километр севернее и параллельно р. Паратунке там, где сейчас располагается левая протока р. Паратунки. Ниже устья р. Карымшина гидрографическая сеть в долине испытывает своеобразный пережим. Так, русло р. Паратунки заметно сужается, становится глубже. Исчезают островки и отмели, часто встречающиеся выше и ниже по течению. Заметно (на метр-полтора) увеличивается высота I террасы, аллювий, слагающий террасу, становится более крупнозернистым. Аналогичные явления наблюдаются и по ряду небольших речек — притоков р. Паратунки, текущих по долине несколько западнее. Для всего этого участка в целом можно также отметить почти полное отсутствие болот, широко распространенных севернее и южнее по долине. Указанные явления могут быть объяснены растущим в современную эпоху поднятием, секущим долину р. Паратунки в западно-северо-западном направлении (рис. 7). Вследствие роста поднятия, прежнее русло р. Карымшина было «разорвано» надвое. Часть реки, оставшаяся к югу от поднятия, круто повернула к востоку и слилась с р. Паратункой. Устье р. Карымшины расположено непосредственно у южного крыла поднятия и вследствие роста последнего постепенно

смещается к югу, на что указывает характерное расположение стариц. Русло р. Карымшина, расположенное от поднятия к северу, в результате перехвата обмелело, превратившись в двадцати километровый «слепой» рукав, частично заполняемый водой небольшого ручейков, стекающих с Тополового хребта. Впоследствии от переполняемого водой русла р. Паратунки отошла новая протока, впадающая в вышеупомянутый «слепой» рукав р. Карымшина, так что в настоящее время он на протяжении 12—15 км является левой протокой р. Паратунки. Образованный, таким образом, довольно крупный (до 14 км длины и 4 км ширины) остров имеет в своих пределах целый ряд стариц, расположенных весьма закономерно: все они имеют простираение с северо-востока на юго-запад, причем с северо-западной части острова располагаются наиболее древние старицы, заросшие густым кустарником. В юго-восточной части острова старицы имеют очень свежий вид и более сохранившиеся формы. Такая особенность расположения стариц говорит о том, что смещение правого рукава р. Паратунки происходило постепенно с запада на восток. В западной части упомянутого острова располагаются Средне-Паратунские горячие ключи.

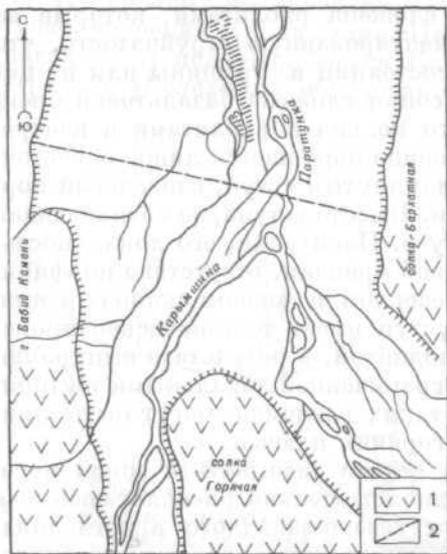


Рис. 7. Схема долины р. Паратунки южнее сопки Горячей.

1 — риолитовые экструзии; 2 — ось растущего поднятия

СРЕДНЕ-ПАРАТУНСКИЕ ГОРЯЧИЕ КЛЮЧИ

Из всех групп горячих ключей, входящих в Паратунскую термальную линию, условия выхода Средне-Паратунских горячих ключей наиболее неясны. Геологическая обстановка выхода Средне-Паратунских горячих ключей, по мнению Б. И. Пийпа (1937), та же, что и Нижне-Паратунских ключей. Как в первом, так и во втором случае предполагается, что под аллювием располагается толща горизонтально лежащих перемытых третичных туфов, которые залегают на размытой поверхности более древних порфиров и их туфов. Геоморфологические данные дают основание предполагать, что в месте расположения ключей долина р. Паратунки пересечена растущим поднятием северо-восточного простираения. Основанием для такого предположения служит ряд рассмотренных ниже фактов. В месте предполагаемого поднятия заметно повышается уровень I и II террас (рис. 8). Для I террасы амплитуда такого повышения составляет 3—4 м, для II—5—6 м. Характерно, что по восточному борту долины амплитуда повышения для II террасы несколько меньше, чем по западному борту долины. Ввиду сильной залесенности тальвега долины, изменение высоты для древней поймы установить не удалось. Вероятно, повышение все же существует, хотя и значительно меньшей амплитуды. На это указывает значительный врез русла р. Паратунки близ выхода источников и его постепенное уменьшение вниз и вверх по течению реки. Оба русла р. Паратунки в зоне поднятия осложнены большим количеством небольших, но чрезвычайно сложных меандр, хотя

выше и ниже по течению таких меандр нет. Наряду с меандрами в этой же зоне наблюдается большое количество стариц, также в плане имеющих сложные формы. Описанное выше преимущественное расположение меандр и стариц может быть объяснено «борьбой» реки с растущим поднятием, в ходе которой оба русла постепенно отодвигались, оставляя зачастую целые серии параллельно расположенных стариц. Из-за того, что поднятие сечет долину реки под очень острым углом, правое и левое русла р. Паратунки постепенно расходились в противоположные стороны.

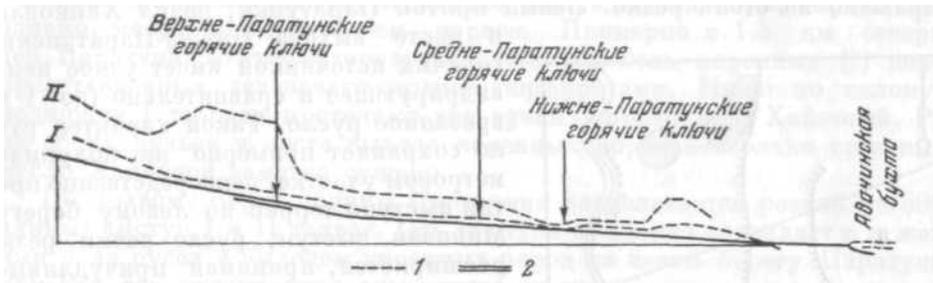


Рис. 8. Продольный профиль реки Паратунки. Масштаб — горизонтальный 1 : 500 000, вертикальный 1 : 5000.

1— профили террас; 2— местоположение сопки Горячей

Соответственно этому, все петли меандр и старицы на обоих руслах расположены в пределах внутренней островной части долины. Ростом поднятия также может быть объяснен резкий (под прямым углом) поворот правого русла р. Паратунки при подходе к зоне поднятия. Аналогичный поворот совершает и р. Левая Тополовая, текущая параллельно р. Паратунке на один километр восточнее. В заключение описания Средне-Паратунских горячих ключей можно сказать следующее.

1. Средне-Паратунские горячие ключи располагаются либо на оси, либо (что более вероятно) на южном крыле растущего в современную эпоху поднятия, секущего долину р. Паратунки в северо-западном направлении.

2. Начало роста поднятия, по-видимому, совпадает с концом формирования II террасы р. Паратунки.

НИЖНЕ-ПАРАТУНСКИЕ ГОРЯЧИЕ КЛЮЧИ

Ключи расположены у дер. Паратунки, в юго-западной части впадинообразного расширения долины реки. Обращает внимание неожиданное резкое изменение направления течения р. Паратунки метрах в 700—800 к западу от одноименной деревни. Угол поворота реки совершенно одинаков как для правого, так и для левого русла и составляет 60—65°. Такой поворот не имеет никаких выраженных морфологических предпосылок и происходит по выходе реки в резко расширенную часть долины. На отдельных участках длиной до полукилометра течение реки противоположно общему наклону долины. Такой поворот создает впечатление, что река обходит невидимое препятствие.

Речные террасы по левому борту долины непосредственно у дер. Паратунка образуют в плане выступ, метров на 300 вдающийся в долину реки. В пределах этого выступа наблюдается изменение разреза I террасы. Терраса у северного окончания дер. Паратунка сложена крупнозернистыми песками, мелким гравием с большим количеством глинистого материала. Эта же терраса в пределах выступа сложена крупной галькой, слабо сцементированной суглинистым материалом. Разрез, сделанный нами в колодце, и проведенные расчистки показали, что

аналогичное изменение материала в сторону увеличения крупности наблюдается и для II террасы.

В пределах выступа наблюдается повышение I и II террас. Первая терраса севернее деревни имеет высоту около 4 м, которая увеличивается в пределах выступа до 7—8 м. Одновременно вблизи выступа терраса испытывает расщепление, появляется дополнительная поверхность. К югу от выступа высота террасы снова уменьшается. Аналогичное увеличение высоты наблюдается и для второй террасы, но в этом случае оно выражено не столь резко. Левый приток Паратунки, речка Хайковая, в месте выхода Нижне-Паратунских горячих источников имеет узкое немандрирующее и сравнительно (до 1 м) врезанное русло. Такой характер русла сохраняет примерно на полукилометровом участке, непосредственно против выступа террас по левому берегу. Миновав выступ, русло речки резко расширяется, принимая причудливые, прихотливые очертания. Ширина русла возрастает с трех до 150 метров. Таким образом, русло Хайковой у выступа террас испытывает своеобразный пережим.



Рис. 9. Схема Нижне-Паратунских горячих ключей.

I, II — террасы. 1 — участки с выходами горячих вод на поверхность; 2 — изотермы для глубины 2 м; 3 — склоны террас; 4 — ось растущего поднятия

Принимая во внимание резкое отклонение правого и левого русла Паратунки, сужение русла Хайковой, повышение, расщепление и изменение разреза террас можно предполагать наличие растущего в настоящее время поднятия, секущего долину Паратункию. Ось поднятия проходит через выступ террас у Нижне-Паратунских ключей и имеет приблизительно северо-западное простираение. Именно рост такого поднятия мог обусловить резкий поворот р. Паратунки к востоку. Русло послед-

ней в месте предполагаемого пересечения с поднятием значительно врезано; отмели, которые встречаются выше по течению, здесь совершенно отсутствуют. Имеются и другие факты, свидетельствующие о существовании и росте поднятия. Так, примерно в километре к юго-западу от дер. Паратунка ручей, текущий на поверхности II террасы, выработал врез и стекает в сторону, противоположную первоначальному направлению стока и видимому наклону террасы. Такое резкое (почти на 180°) изменение направления течения может быть объяснено в данном случае только ростом поднятия.

Летом 1954 г. в районе выхода Нижне-Паратунских горячих ключей В. В. Аверьевым на площади в 10 гектаров была вручную пробурена 21 скважина глубиной от 2 до 6,3 м и на дне каждой из них был сделан замер температуры. Составленная по этим данным изотермическая схема Нижне-Паратунских ключей в пределах разбуренной площади и грубое оконтуривание подземного потока показало, что последний имеет в плане грушеобразную форму (рис. 9). Создается впечатление, что подземный поток, встречая на своем пути поднятие, растекается, поднимается и выходит на поверхность в виде ключей. Последние, за исключением двух самых северных групп, расположены в пределах упомянутого расширения подземного потока.

Таким образом, появление Нижне-Паратунских горячих ключей можно, вероятно, связать с существованием растущего поднятия северо-западного простирания. Основные выходы Нижне-Паратунских горячих ключей приурочены к южному склону поднятия. Только самые северные выходы горячей воды, возможно, располагаются на северном крыле поднятия. Время возникновения последнего совпадает с формированием II террасы. Поднятие у Нижне-Паратунских горячих ключей, по-видимому, не является единичным на описываемом участке Паратунской долины. Здесь можно наметить еще несколько растущих поднятий, выраженных, однако, менее отчетливо, чем первое. Примерно в 1,5 км севернее дер. Паратунка во второй террасе появляется цоколь коренных (?) пород, представленных зеленовато-серыми порфиритами. Ниже по склону у подножия I террасы протекают два ручья—притоки р. Хайковой. Русла обоих ручьев у места выхода коренных пород несколько врезаны, а русло Хайковой заметно сужено.

По правому борту долины Паратунки располагается резкий (до 500 м длины) выступ I и II террас. Ось выступа примерно совпадает с сужениями ряда русел и выходом коренных пород на левом берегу Паратунки, намечая ось простирания еще одного поднятия также северо-западной ориентации.

В 2,5 км южнее дер. Паратунки р. Хайковая, принимая с запада ряд притоков, разливается широким (до 700 м шириной) озером, с севера как бы подпруженным препятствием. Русло поворачивает под прямым углом к западу, где сужается с 300—250 до 15—10 метров. Непосредственно к суженному участку русла подходит II терраса, имеющая здесь в плане вид выступа. Первая терраса, хорошо выраженная выше и ниже по течению, в пределах выступа отсутствует. По правому берегу на поднятие указывает выступ в контурах I террасы. Длина выступа не превышает 200—250 м. Соединяя выступы и пережимы на правом и левом борту, мы получим приблизительное простирание оси третьего растущего поднятия, секущего, как и два первые, долину Паратунки в северо-западном направлении. Наконец, метрах в пятистах к югу от места впадения р. Хайковой в Паратунку можно наметить ось еще одного растущего поднятия, маркируемого следующими явлениями.

Небольшой ручей, берущий начало из болот в пойме р. Паратунки, течет соответственно общему наклону долины с юга на север. Метрах в пятистах от впадения в Паратунку, ручей поворачивает под прямым углом на юго-запад, т. е. в направлении почти обратном наклону долины и впадает не в Паратунку, а в приток ее, р. Хайковую, причем в этом случае путь воды удлинится более чем на два километра. Упомянутый ручей впадает в Хайковую под острым углом против течения Хайковой. Ниже места впадения I терраса подходит почти непосредственно к руслу Хайковой, так же как и в предыдущих случаях, образуя в плане выступ.

Продолжая предполагаемые оси растущих поднятий до их пересечения с руслом р. Паратунки можно заметить, что небольшие участки современной поймы Паратунки располагаются лишь в промежутках между поднятиями и полностью отсутствуют в местах пересечения с последними.

Ниже по течению (в 5—5,5 км от дер. Паратунки) долина этой же речки испытывает резкое (в 5—6 раз) сужение, которое как бы замыкает с севера Паратунскую впадину.

Суженный участок долины имеет длину около двух километров, I и II террасы в плане образуют кулисообразно расположенные выступы. Поперечный профиль долины асимметричен. Ширина террас на правом берегу меньше ширины соответственных террас на левом берегу. Наблю-

дается также увеличение высот террас, I с 3—4 до 8—9 м и II с 20 до 30—40 м. Наряду с этим появляется местная терраса высотой 13—17 м, за пределами сужения отсутствующая. В разрезе I террасы наблюдается постепенное увеличение грубости аллювия — снизу вверх. Сказанное выше позволяет и здесь предполагать наличие поднятия, также примерно северо-западного простирания. Поднятие как бы замыкает долину р. Паратунки, отделяя ее от Авачинско-Паратунской поймы.

К югу от упомянутого выше сужения, русло р. Паратунки делится па ряд протоков, веерообразно расходящихся по Авачинско-Паратунской пойме. В пределах последней располагается еще одно поднятие, отличающееся от всех предыдущих почти меридиональным простиранием. Рост поднятия устанавливается по следующим, в основном гидрографическим, особенностям речной сети, развитой на территории Авачинско-Паратунской поймы. По выходе в пределы последней р. Паратунка сохраняет прежнее направление и течет на северо-восток на протяжении 6—7 км. В двух километрах к востоку от дер. Николаевка русло р. Паратунки сворачивает на юг, образуя в плане острый (60°) угол. Вблизи места поворота Паратунского русла к северу отходят несколько «слепых» рукавов, являющихся остатками старых протоков. Эти протоки, а также ряд характерно расположенных стариц на Авачинско-Паратунской пойме, свидетельствуют о том, что ранее р. Паратунка текла не к югу, а на запад и впадала не в Авачинскую бухту, как сейчас, а в р. Авачу. Постепенный рост поднятия обусловил постепенное смещение русла Паратунки, а также резко изменил направление р. Тихой, ранее, вероятно, впадавшей в р. Авачу, а теперь текущей в противоположном направлении и впадающей в р. Паратунку. Последняя продолжает смещаться в настоящее время. Об этом свидетельствует ряд молодых протоков, спрямляющих 15—18-километровую излучину р. Паратунки, расположенную к западу от дер. Николаевка. В частности, одна из таких паратунских протоков использовала русло р. Кихчик.

Сходная картина наблюдается и по р. Тихой, от русла которой на юг и юго-запад отходит ряд узких слепых рукавов, являющихся зачатками новых протоков. Одна из них в настоящее время подошла с севера к дер. Николаевка.

Рассмотрев некоторые особенности геоморфологического устройства Паратунской долины, мы можем сделать определенные выводы.

1. Долина р. Паратунки в районе Нижне-Паратунских горячих ключей пересекается рядом растущих в современную эпоху поднятий, развитие которых отражено в целом ряде геоморфологических, гидрографических, геологических и других особенностей долины р. Паратунки. Основным первичным признаком, указавшим нам на вероятность присутствия поднятий, были гидрографические особенности долины.

2. Оси всех описанных поднятий имеют приблизительное простирание с северо-запада на юго-восток, что совпадает с одним из основных тектонических направлений Камчатки.

3. Поднятия, секущие долину Паратунки, разновозрастны. Наиболее древними являются, по-видимому, поднятия, располагающиеся в 2 км севернее сопки Горячей, у Нижне-Паратунских ключей, и поднятие в 6 км южнее дер. Паратунка, время возникновения которых совпадает с началом формирования II террасы р. Паратунки. Прочие описанные поднятия являются более молодыми, так как ни конфигурация, ни строение II террасы развития этих поднятий уже не отражают.

4. Интенсивность роста поднятий, по-видимому, уменьшается от левого борта долины к правому, т. е. с северо-запада на юго-восток, так как наиболее выраженные признаки роста поднятий приурочены к левому, западному берегу.

5. К двум из таких поднятий приурочены выходы Средне-Паратунских и Нижне-Паратунских горячих ключей, располагающиеся, по-видимому, на южных крыльях поднятий.



Современный рост новейших поднятий быстро и отчетливо отражается на развитии речных долин в зоне этих поднятий. Данные по геоморфологии долины Паратунки свидетельствуют о том, что и в рассматриваемом районе мы имеем дело с растущими в современную эпоху поднятиями. Поднятия, которые удалось проследить в долине Паратунки, имеют выдержанное северо-западное простирание, т. е. соответствуют основным тектоническим направлениям Камчатки. Таким образом, можно считать, что рост поднятий, секущих долину Паратунки, обусловлен подвижками по разломам в кристаллических породах, скрытых под осадочными толщами. Вероятно, долину Паратунки пересекает целый ряд разломов северо-западного простирания, проявляющихся на поверхности по-разному, в зависимости от геологического строения долины. В тех местах, где осадочный чехол имеет достаточную мощность, подвижки по разломам вызвали образование и рост складок, выраженных в виде поднятий. Наоборот, в верхней части долины, где осадочный чехол по всей вероятности имеет меньшую мощность, разлом выражен более отчетливо и маркируется рядом экстрезий, в том числе и экстрезией сопки Горячей. Все секущие долину разломы не являются, по-видимому, локальными и продолжаются за пределы долины, где, вероятно, при тщательном исследовании могут быть обнаружены по тем или иным признакам. Северо-западным продолжением поднятия (секущего долину р. Паратунки в районе Средне-Паратунских ключей) является разлом в Тополовом хребте. Разлом отмечается по некоторым морфологическим признакам, в частности, по резкому изменению высот троговой и водораздельной поверхности Тополового хребта, а также по наличию зеркал скольжения в интенсивно брекчированных порфиритах у восточного подножия хребта. В долине р.левой Быстрой указанному разлому соответствует характерный пережим речной долины. Юго-восточным продолжением поднятия является вытянутая в северо-западном направлении долина р.левой Тополовой. По ряду признаков можно предполагать, что долина этой реки расположена по зоне разлома. Косвенным признаком наличия такого разлома может являться цепь шлаковых конусов, которые окаймляют западный склон долины р.левой Тополовой. Можно также еще отметить, что поднятие у Средне-Паратунских горячих ключей приблизительно параллельно оси верхнетретичной синклинали, отмечаемой А. Е. Святловским (1956) к западу от Паратунской долины.

С юго-восточным продолжением осей простирания поднятий, расположенных севернее дер. Паратунки, совпадают долины речек, вытекающих из озер Ближнего и Дальнего, так же как и простирание самих озер. Озера расположены в котловинах, морфологический облик которых дает повод думать, что они тектонического происхождения. Скорее всего, озерные котловины в структурном отношении являются небольшими, широтно ориентированными грабенами. Косвенно на это указывает крытообразная форма впадин с крутыми (до 30°) взаимопараллельными склонами. Отсутствие признаков синклинальной структуры на месте расположения впадин заставляет считать последние либо тектоническими грабенами, либо ледниковыми долинами. Второе предположение весьма маловероятно, по причинам, которые будут изложены ниже.

Разлом, располагающийся вдоль северного берега озера Ближнего, прослеживается и далее на восток по северному берегу Тарьинской бухты, где на его существование указывает чрезвычайно резкий переход от

абразионного к аккумулятивному берегам у дер. Старая Тарья. Не исключена возможность, что сопка Колдун, являющаяся лавовым куполом, располагается на разломе вдоль южного берега озера Дальнего. Возможно также, что косвенным признаком продолжения разломов в северо-западном направлении может служить наличие в истоках р. Коряцкой синклинали северо-западного простирания в третичных породах. Ось этой синклинали располагается параллельно и несколько севернее осей поднятия, секущего долину Паратунки в 3 км южнее одноименной деревни. Можно, наконец, упомянуть, что вдоль южного продолжения оси поднятия, секущего Авачи-Паратунскую пойму на небольшом полуострове Казак севернее дер. Старая Тарья, может быть прослежен разлом, по которому, очевидно, происходили подвижки значительной амплитуды, так как к западу от разлома развиты породы палеогенового, а к востоку неогенового возрастов. По шву разлома располагается долина маленького ручейка. Еще далее к югу с продолжением оси поднятия совпадает западный берег бухты Тарья. Последнее обстоятельство может служить косвенным указанием на существование разлома и здесь, особенно если учесть известное замечание А. Н. Заварицкого (1955) о том, что характерные мысы и полуострова на восточном побережье Камчатки можно объяснить комбинацией продольных и поперечных разломов. Такое продолжение разломов за пределы долины не случайно, поскольку строение берегов Авачинской бухты подчиняется общему структурно-орографическому плану строения северо-восточной части Южно-Быстринского хребта. А так как единственно возможная связь между ними есть связь тектоническая, то долина р. Паратунки, разделяющая названные выше хребет и бухту, не могла не отразить в своем строении серии подвижек по разломам, развивающихся по единому плану и режиму.

Рост поднятий в долине р. Паратунки не следует расценивать как фактор, свидетельствующий об абсолютном поднятии данного участка долины. Наоборот, есть основания предполагать, что поднятия развиваются на фоне общего опускания. Так, есть признаки современного опускания в районе Авачинской бухты (Заварицкий, 1955), т. е. в районе, непосредственно примыкающем к описываемому участку с севера. Широкое развитие поймы, накопление, по-видимому, значительной по мощности аккумулятивной толщи в долине р. Паратунки, сток воды из Ближнего и Дальнего озер в сторону Паратунской долины, а не в сторону более близкой Тарышской бухты—все это говорит о том, что процесс недавнего, а может быть, и современного опускания захватывает и среднее течение Паратунки. Несомненно, что здесь процесс опускания происходит значительно медленнее, по сравнению с районом дельты реки Авачи. Еще слабее процесс опускания выражен по долине к северу от дер. Паратунка. Развитие процесса опускания в Паратунской долине шло с севера на юг. Наиболее опущенной является устьевая часть долины и дельта реки Авачи, откуда процесс опускания распространяется вверх по долине. У дер. Паратунка II терраса является аккумулятивной, а выше по течению переходит в эрозионную. Следовательно, во время формирования II террасы участок долины севернее дер. Паратунка уже находился в зоне относительного опускания, в то время как южнее последнее еще не сказывалось.

При описании геоморфологии долины выше дер. Паратунка нами были приведены факты, указывающие на постепенное смещение русла этой реки к западу. Асимметричный поперечный профиль долины, характер и расположение стариц, облик русла, неравномерное развитие террас у дер. Паратунка дают основания для такого предположения. Такое направленное смещение может быть вызвано только наклоном долины на запад. Выше уже было отмечено, что, по мнению некоторых исследова-

телей¹, Паратунская долина располагается по крупному северо-северо-восточному разлому. Последний (по нашим представлениям) разделяет два крупных меридионально вытянутых структурных блока: на востоке вулкан Вилочик с расположенными от него к северу возвышенностями и на западе Южно-Быстринский хребет. Такие блоки, участвуя в колебательных движениях того или иного знака, могут иметь различные скорости движения. В таком случае долина Паратунки, будучи расположенной между такими блоками, будет испытывать перекося, наклоняясь в сторону блока с меньшей скоростью относительного поднятия. В рассматриваемом случае таким блоком является Южно-Быстринский хребет. Участок, расположенный к востоку от долины, должен иметь большую скорость относительного поднятия.

Южнее дер. Паратунка на участке длиной 4—5 км расположение русла Паратунки на первый взгляд противоречит нашему предположению о наклоне долины на запад, так как здесь русло явно приурочено к восточному борту долины. Однако и здесь наклон на запад есть. Доказательством этому служат русла Хайковой и ряда ручьев, почти прижатые к подножию I террасы у западного борта долины, а также то, что ручей, берущий начало на пойме, течет вначале на восток и впадает в р. Хайковую, а не течет прямо к Паратунке. Русло же Паратунки здесь отжато к восточному борту долины переклмнальными окончаниями растущих поднятий. Огибая периклинальные окончания растущих поднятий, русло Паратунки делает характерные дополнительные излучины к востоку. Миновав последнее поднятие, расположенное в 5 км к северу от дер. Паратунки, русло реки довольно круто сворачивает снова на запад. Таким образом, у дер. Паратунки русло одноименной речки при наклоне долины на запад отклоняется к востоку, огибая растущие поднятия. В данном примере расположение русла реки является результатом развития тектонических движений по двум направлениям. Сходный пример мы имеем выше по долине, где русло Паратунки было отгеснено к востоку при формировании экстррузивного купола сопки Горячей.

О времени, с которого начался наклон долины, мы можем лишь предполагать. О том, что он начался сравнительно недавно, свидетельствует асимметричность Паратунской долины, устанавливаемая в основном по характеру I и лишь отчасти II террас.

Наблюдения и факты говорят о сложности современных тектонических движений в описываемом районе и о том, что единое проявление их — лишь сумма трех одновременно идущих процессов:

- 1) общего относительного опускания долины р. Паратунки;
- 2) постепенного наклона долины на запад;
- 3) роста ряда поднятий, секущих долину в северо-западном направлении.

Сходную картину мы имеем и в районе Авачи-Паратунской поймы, где, кроме общего абсолютного опускания и растущего на фоне последнего поднятия меридиональной ориентации, наблюдается развивающийся наклон на юг. Доказательством этому могут служить следующие факты. Русло р. Авачи ниже села Елизово на протяжении 10—12 км тесно прижато к правому, западному борту долины. Долина имеет ясно выраженное асимметричное строение. Ниже по течению в пределах Авачи-Паратунской поймы р. Авачи сохраняет тенденцию к смещению на юг. Так, в 12—15 км устья по левому берегу Авачи располагаются целые серии параллельных стариц, отмечающих этапы постепенного смещения русла реки на юг. На правом (южном) берегу реки старицы совершенно отсут-

¹ К. Богданович (1904), Б. И. Пийп (1937), А. Н. Заварицкий (1955), А. Е. Святловский (1956) и др.

ствуют. Крупная, трех-, четырехкилометровая излучина р. Авачи в настоящее время близка к перехвату. К серии стариц прибавится еще одна, а русло сместится на полтора километра к югу. Приведенные выше данные, на наш взгляд, являются признаками наклона Авачинско-Паратунской поймы на юг. Однако наиболее убедительным подтверждением такого наклона является смещение к югу дельт рек Авачи и Паратунки. Так к северу от современной дельты Авачи располагается древняя Авачинская дельта, представляющая хорошо развитую систему обмелевших рукавов и протоков, в настоящее время потерявших всякую связь с рекой Авачей и используемых для сбора воды лишь незначительными ручьями. Наиболее крупный из «слепых» рукавов вероятно являлся ранее главной протокой р. Авачи. Последняя сейчас располагается двумя километрами южнее. От современной главной протоки к югу отходит ряд боковых протоков, образовавшихся видимо весьма недавно, о чем свидетельствует название одной из протоков — Прорва. К северу от современного русла отходит лишь одна незначительная, сильно обмелевшая протока, близкая к полному отмиранию. Аналогичную картину мы имеем и для р. Паратунки, у которой также отчетливо различается современная и, расположенная к северу, древняя пойма. Последняя, как и у р. Авачи, состоит из «слепых» и зарастающих протоков. Смещение Паратунской дельты, судя по расположению древней и современной главных протоков, составляет около трех километров. Постепенно смещаясь к югу, современная дельта р. Авачи «наползает» на древнюю дельту р. Паратунки, результатом чего является «оживление» некоторых древних паратунских протоков. Так, одна из Авачинских протоков — Холмовитка использует старое русло одной из старых Паратунских протоков. Амплитуда смещения Паратунской дельты больше, чем дельты Авачинской, что, скорее всего, может быть объяснено более интенсивным изменением наклона земной поверхности в результате роста упомянутого выше поднятия. Рост последнего, ускоряя смещение расположенной на южном крыле поднятия р. Паратунки, одновременно препятствует слишком быстрому смещению р. Авачи, расположенной на северном крыле поднятия. Возможно, что в результате роста последнего дальнейшее смещение р. Авачи на юг прекратится.

В тектоническом отношении Авачинско-Паратунская пойма является, по-видимому, вполне обособленным блоком, ограниченным разломами. Действительно, вдоль северо-западного края поймы располагается выраженный морфологически разлом северо-западного простирания. На востоке, видимо, существует разлом, выраженный на поверхности упомянутым выше поднятием. По южному краю поймы расположено тектоническое нарушение западно-северо-западного направления. О наличии такого нарушения могут свидетельствовать отмеченные Пийпом (1937) морские породы неогенового возраста, залегающие горизонтально значительно выше уровня моря. Разлом, ограничивающий Авачинско-Паратунскую пойму с юга, протягивается к западу в пределы Южно-Быстринского хребта, где, судя по данным А. Е. Святловского (1956), может быть прослежен по долине реки Правой Быстрой². А. Е. Святловский (1956) считает, что залегание слоев нарушено сбросовыми перемещениями. У устья р. Паратунки в зоне разлома на совершенно ровной поверхности поймы расположен небольшой (до 500 м в длину) холм, сложенный кристаллическими сланцами Южно-Быстринского комплекса. Холм, по-видимому, является глыбой, приподнятой при подвижках по упомянутому разлому. Остается неясным лишь восточное тектоническое обрамление Авачинско-Паратунской поймы. Последняя, будучи расположена в пределах отдельного блока, в случае различных скоростей движения соседних блоков может испыты-

² Восточная Быстрая, по Святловскому (1956).

вать наклон в ту или иную сторону. В данном случае, судя по направлению наклона Авачинско-Паратунской поймы, блок с большей скоростью относительного поднятия располагается севернее.

Из сказанного выше следует, что и для Авачинско-Паратунской поймы современное тектоническое развитие есть совокупность трех одновременно происходящих движений, почти полностью аналогичных тем, что были выделены для Паратунской долины. Это общее абсолютное опускание и наклон на юг, усложняемые ростом меридионально ориентированного поднятия. Сложность современной тектонической жизни Авачинско-Паратунской поймы может быть объяснена тем, что последняя расположена на тектоническом стыке крупных разновозрастных формаций района, отличающихся стратиграфическим несогласием и крупными вертикальными перемещениями. Сказанное в полной мере может быть также отнесено и к Паратунской долине, расположенной между Южно-Быстринским хребтом, имеющим сложную глыбово-складчатую структуру, и зоной восточного побережья Камчатки с крупным вулканом Вилючик, еще сохранившим следы фумарольной деятельности, и с многочисленными более мелкими вулканическими образованиями.

Разделяя столь различные в геологическом отношении зоны, долина реки Паратунки является не только морфологической, но и тектонической границей раздела между ними, что было отмечено названными выше исследователями в виде предположения о существовании вдоль долины разлома, причем в качестве одного из доводов в пользу существования такого разлома приводилось наличие трех групп горячих ключей, вытянутых в термальную линию.

Безусловно, признавая существование такого разлома, следует, однако, отметить, что тектоническое строение долины является более сложным, чем это предполагалось ранее.

Поскольку современная морфология долины есть в основном результат совокупного действия тектоники и эрозии, то кажется возможным определить самые общие черты тектонического строения долины на основе более детального рассмотрения морфологического облика долины. Корытообразный поперечный профиль последней несомненно указывает на то, что в образовании долины, вероятно, принимали участие и ледники.

Наличие ледниковых (моренных) отложений в Паратунской долине было отмечено А. Е. Святловским (1956) и Н. Д. Соболевым (1940). По мнению последнего, ледники долинного типа спускались с Южно-Быстринского хребта по долинам современных рек. Паратунская долина в течение длительного времени была заполнена одним из таких ледников, следы пребывания которого сохранились в виде уже упомянутых остатков древнего трога на склонах долины ледниковых и флювиогляциальных отложений. К западу и северо-западу от дер. Паратунка сохранился ледниковый рельеф с бессточными, округлой формы озерами (Корниловское, Глухое и др.), окруженными беспорядочно разбросанными, невысокими (до 10 м) холмами, частью сложенными моренным материалом. Эта ледниковая поверхность, видимо, являющаяся дном трога, располагается несколько выше II террасы на высоте 40—50 и относительно уровня реки.

Паратунская долина в недавнем прошлом испытала оледенение, безусловно в той или иной степени оказавшее влияние на морфологию долины. Однако остается неясным, была ли Паратунская долина целиком и полностью разработана в результате действия ледника из обычной горно-эрозионной долины или последняя испытала лишь ледниковую обработку, будучи сформированной в основных чертах в результате каких-то других факторов.

Паратунская долина имеет весьма внушительные размеры. Длина участка долины, имеющего корытообразный поперечный профиль, более 30 км при средней ширине (по дну) в 4 км и средней глубине в 400 м. Могла ли такая долина быть образована только действием ледниковой эрозии? Если допустить, что Паратунская долина образована только ледниковой эрозией, то где находятся 50 км³ материала, ранее заполнявшего долину? Во всяком случае мы имели бы мощную толщу ледниковых и флювиогляциальных отложений в пределах Авачинско-Паратунской поймы, на что не указывает ни один из исследователей.

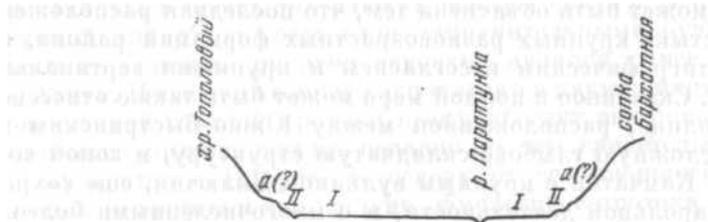


Рис. 10. Поперечный профиль долины р. Паратунки.
Масштаб — горизонтальный 1 : 100 000,
вертикальный 1 : 20 000.

I, II — террасы; *a* — трог (предположительно)

В пределах самой Паратунской долины автором статьи наблюдались лишь весьма маломощные (до 10 м максимально) моренные и озерно-ледниковые отложения. Если допустить, что в результате ледниковой эрозии была образована долина с корытообразным поперечным профилем, в дно которой впоследствии была врезана обычная U-образная эрозионная долина с системой террас, тогда, в конечном результате, мы имели бы сложную двурусную долину. Верхний ярус — корытообразный трог, нижний — U-образная эрозионная долина. В действительности корытообразная форма Паратунской долины сохраняется и там, где действие ледниковой эрозии не могло иметь места, т. е. ниже поверхности дна ледникового трога (рис. 10). Исключается также то, что речные террасы являются вложенными в ранее сформированную и опущенную ниже базиса эрозии ледниковую долину, поскольку упомянутый корытообразный профиль наблюдается там, где все террасы эрозионные. Таким образом, следует признать, что Паратунская долина в основных своих чертах сформировалась до оледенения в результате иных причин. Поэтому приходим к последнему возможному варианту, что долина р. Паратунки является тектонической — грабеновой.

В пользу такого предположения говорят следующие факты. Склоны долины представляют два параллельных друг другу крутых уступа высотой до нескольких сотен метров. Расстояние между уступами довольно постоянно и колеблется от 4,5 до 5 км. Весьма вероятно, что последние образованы разломами, но которым произошло (и, как было показано выше, происходит, вероятно, и сейчас), опускание дна долины. На существование разлома по западному борту долины указывает А. Е. Святловский (1956).

Разлом, ограничивающий Паратунскую долину с запада, может быть на протяжении нескольких километров прослежен по долине р. Поперечной, в верховьях долины р. Паратунки. Восточный Паратунский разлом, кроме морфологических и некоторых вышеприведенных геологических данных (последние в равной степени относятся и к западному разлому), маркируется также расположенной у подножия сопки Бархатной непосредственно в зоне разлома гранодиоритовой интрузией.

Разлом может быть прослежен и в верховьях долины, где последняя разработана по его шву.

На тектоническое происхождение Паратунской долины указывают очертания долины в плане. Широкая корытообразная долина не сужается постепенно вверх по течению, как было бы, если бы она была сформирована ледниковой или речной эрозией, а оканчивается тупиком, образованным крутыми отрогами хребта Поперечного. Здесь корытообразная долина р. Паратунки резко переходит в обычную U-образную, о чем уже говорилось ранее. Несомненно, что изменение это, вряд ли объяснимое эрозионными процессами, вызвано подвижками по древнему разлому западно-северо-восточного простирания, который может быть прослежен по долине речки Овражьей, где он принимает отчетливое северо-восточное простирание.

Можно, по-видимому, утверждать, что Паратунская долина в структурном отношении представляет грабен, ограниченный двумя почти меридиональными разломами и разломом приблизительно широтного простирания. Формирование грабена является важнейшим этапом в геологической истории долины в целом.

Первым этапом формирования Паратунской долины (точнее грабена, впоследствии занятого долиной) нужно считать относительное поднятие Южно-Быстринского хребта, в результате чего было образовано западное обрамление долины. Поднятие происходило по вновь возникшему (а возможно, и «оживленному» древнему) разлому, причем амплитуда поднятия достигала, вероятно, нескольких сотен метров. Судя по тому, что поднятой оказалась уже упомянутая порфиритовая толща, время поднятия можно ориентировочно отнести к палеогену. Это подтверждается еще тем, что неогеновых отложений в этой части Южно-Быстринского хребта нет. А. Е. Святловский (1956) считает, что поднятие Южно-Быстринского хребта произошло к концу третичного времени.

В неогене долина (Пийп, 1937) представляла собой морской залив, на дне которого отлагался пирокластический материал происходящих вулканических извержений, и в результате накопления этого материала образовались горизонтально лежащие перемытые туфы.

Дальнейшему распространению морского бассейна препятствовал образовавшийся в результате ранее произошедшего поднятия уступ Южно-Быстринского хребта.

В конце неогена — начале четвертичного периода возник восточный меридиональный разлом и ряд разломов северо-восточного простирания.

Неравномерное поднятие отдельных блоков по этим разломам привело к образованию восточного борта Паратунского грабена, а также, по-видимому, к образованию небольших грабенов, занимаемых в настоящее время озерами Ближнее и Дальнее.

Примерно к этому времени Н. Д. Соболев (1940) относит образование интрузий монцонитов и гранодиоритов. Вероятно тогда же была образована гранодпоритовая интрузия у сопки Бархатной.

В раннечетвертичное время, по Н. Д. Соболеву, к западу от долины в пределах Южно-Быстринского хребта происходило излияние андезитобазальтовой, риолитовой и базальтовой магм. Образованные лавовые плиты были впоследствии дифференцированно подняты и частично размывты эрозией. В наступившую вслед за этим эпоху оледенения образовавшийся Паратунский грабен, а также грабены озер Ближнего и Дальнего были заполнены льдом. В послеледниковое время долина была пересечена рядом вновь образовавшихся разломов северо-западного направления, по которым вплоть до настоящего времени происходят подвижки. Последние развивались более или менее закономерно, в связи с общим поднятием, расширявшимся постепенно с юга на север. Свидетельством такого под-

нения являются в среднем течении р. Паратунки эрозионные террасы, в низовьях постепенно переходящие в аккумулятивные. По-видимому, одновременно с подвижками по разломам на фоне поднятия в послеледниковое время возобновляется вулканическая деятельность, в результате которой был сформирован по разломам ряд риолитовых куполов, к числу которых должны быть отнесены экструзии сопки Бархатной, Горячей, Бабьего Камня. По А. Е. Святловскому (1956), к послеледниковым образованиям относится и стратовулкан Вилючик, на склонах которого сохранились древние лавовые потоки. Самыми молодыми изверженными продуктами являются базальтовые шлаковые конусы, сидящие на риолитовых конусах массива горы Бархатной (В. И. Пийп, 1937). Несомненно, следами столь же недавней вулканической деятельности являются кратко описанные Е. М. Крохиным (1954) многочисленные шлаковые куполы в бассейне р.левой Тополовой.

В дальнейшем поднятие Паратунской долины сменилось опусканием, развивавшимся в порядке, обратном ранее происходившему поднятию, т. е. с севера на юг, о чем свидетельствует аккумулятивная толща, постепенно уменьшающаяся по мощности вверх по долине, а также то, что сток из озер Ближнего и Дальнего, представляющих фрагменты морских заливов, направлен не в сторону последнего, а в сторону Паратунской долины. Процесс опускания отличается неравномерностью, поскольку различные блоки имели различные скорости опускания, в результате чего происходит рост описанных выше поднятий, ведущий к расчленению Паратунской долины на ряд частных впадин.

Некоторые из поднятий в долине Паратунки имеют ширину 300—400 м, а в одном случае даже 200 м. Считать такие узкие поднятия складками облекания весьма затруднительно. В этом случае необходимо предполагать существование блоков с шириной около 150 м, что вряд ли возможно, поскольку нет никаких признаков существования в Паратунской долине параллельных разломов, отстоящих друг от друга на таком расстоянии. Следует учитывать, что крупные разломы большей частью имеют значительную ширину зоны раздробления, что еще более уменьшает вероятную ширину блока и, следовательно, вероятность его существования. Иными словами, возможность существования блока длиной в три километра (минимальная длина поднятия) при ширине в 150 м более чем сомнительна.

С другой стороны, поскольку связь между разломами и поднятиями, имеющими незначительную ширину, несомненна, кажется более вероятным, что такие поднятия образовались в результате выжимания раздробленного материала из зоны разлома. Действительно, силы, смещающие блоки, почти никогда не направлены строго вертикально.

Коротко о последовательности образования разломов различных направлений. В работах Л. А. Гречишкина (1935), Б. И. Пийпа (1941) и Д. С. Харкевича (1940), касающихся разломов восточной Камчатки, содержатся противоречивые выводы, что дало повод А. Е. Святловскому (1956) заметить, что нельзя говорить о возрасте разломов какого-либо направления и что возраст разломов в каждом районе следует решать отдельно. Как нам кажется, безусловно можно выделять серии разновозрастных разломов. Каждая такая серия представляет большую или меньшую группу разломов одного и того же простирания, приуроченных к одному структурному району. Поскольку разломы одной серии имеют общий генезис, т. е. образовались в результате одного и того же тектонического процесса, то и ориентированы они чаще всего в одном направлении.

В пределах описанного района могут быть выделены две серии разломов. К более древней серии разломов северо-восточного простирания могут быть отнесены разломы вдоль верхнего течения р. Паратунки, по р. Попе-

речной и р. Карымшина. Более поздними являются разломы северо-западного простирания. К этой серии должны быть отнесены разломы, секущие Паратунскую долину в северо-западном направлении. Разломы меридиональные, ограничивающие Паратунский грабен, как уже говорилось выше, несмотря на их параллельность, являются разновозрастными.

Относительно же скорости роста поднятия можно только сказать, что она является значительной. Для Паратунской долины мы видим, что поднятия высотой 3—4 (амплитуда локального повышения террас) возникли столь недавно, что старицы, образовавшиеся при смещении реки, прекрасно сохранили свои формы, не успев зарости и затянуться илом. Весьма вероятно, что столь же быстрый рост поднятия у Нижне-Паратунских ключей может вызвать в будущем в режиме последних серьезные изменения.

ЛИТЕРАТУРА

- Г р е ч и ш к и н Л. А. Геологический очерк Восточного побережья Камчатки. ОНТИ, 1935.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Вулканы Камчатки. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 10, 1955.
- К р о х и н Е. Н. О некоторых вулканических образованиях в бассейне рек Малой Быстрой,левой Тополовой и Большой Саранной. «Бюлл. Вулканол. станции на Камчатке», № 22, 1954.
- П и й п Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд-во АН СССР, 1937.
- П и й п Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Налачева и Рассошина на Камчатке. «Тр. Камчатск. компл. экспедиции», вып. 2, 1941.
- С и р и н А. Н. и Т и м е р б а е в а К. М. Карымшинские горячие ключи. «Бюлл. Вулканол. станции», № 24, 1956.
- С в я т л о в с к и й А. Е. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 12, 1956.
- С о б о л е в Н. Д. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. «Тр. Камчатск. компл. экспедиции 1936—1937 гг.», вып. 1, 1940.
- Х а р к е в и ч Д. С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских востряках. «Тр. Камчатск. компл. экспедиции 1936—1937 гг.», вып. 1, 1940.
- V o g d a n o w i t s c h K. Geologische Skizze von Kamtschatka. «Peterm. Geograph. Mitt.», 1904.

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ

ДАТУНСКАЯ ГРУППА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ КНР

В северо-восточном Китае, в провинции Шаньси располагается группа совершенно юных вулканических построек центрального типа, среди китайских геологов известная под названием Датунской группы вулканов и имеющая большой научный интерес. Хотя Датунская группа вулканов известна с глубокой древности (Ли Дао-юань, 1955), тем не менее она не подвергалась специальному изучению и только в последние 30 лет о геологии вулканов писали Ян Чжун-цзянь (1931), Инь Цзан-сюнь (1932, 1937), Ян Цзе (1936), Борбур и Пен (1930). Однако специальных геологических и петрографических исследований вулканов Датун и продуктов их деятельности до последнего времени не было.

Осенью 1956 г. автор настоящей статьи имел возможность в поле изучить геологию вулканов Датунской группы, а затем обработать собранный материал. В обработке этого материала принимал участие геолог Ю Чжен-дун. Итогом наших работ явилась монография «Датунская группа вулканов», принятая в печать Академией наук Китайской Народной Республики. В данной статье приводится сжатая геологическая и петрографическая характеристика вулканов Датунской группы, знание которой полезно для понимания молодого вулканизма Дальнего Востока и некоторых общих вопросов вулканологии.

Датунская группа вулканов расположена в 30 км к юго-востоку от уездного города Датун провинции Шаньси. Вблизи вулканической группы находится станция Тьюлопу Пекин-Баотоуской железной дороги. С геоморфологической точки зрения окрестности Датун представляют собой лёссовое плато. К плато с запада и юга примыкает горная область, сложенная складками мезозойских и палеозойских осадочных толщ, причем западная часть горной области является крупным угольным бассейном— это известный Датунский угольный бассейн.

На востоке и севере расположен хребет Цайляншапъ, сложенный древними кристаллическими породами. Обзорная карта района Датун дана на рис. 1.

В геологическом строении фундамента вулканов принимают участие санганьские гнейсы и их мигматиты архейского возраста, песчано-глинистые санмыньские отложения нижнего плейстоцена и четвертичный лёсс малайского века. В основании лавовых и пирокластических образований вулканов повсеместно лежат лёссы.

Датунская группа вулканов насчитывает в своем составе 12 вулканических конусов, хорошо выраженных в рельефе в виде изолированных возвышенностей. Вулканическую природу имеют горы Хэйшань, Ланвошань, Тиншань, Голаошань, Сяонютоушань, Сяошань, Шуаншань, Пайлоушань, Хаотяньсышань, Дунпиншань, Неизвестная и Муаршань.

Площадь, занимаемая вулканами, составляет около 50 км². Кроме того, в состав вулканической группы входит большое число эмбриональных и паразитических вулканчиков. Общий вид ряда вулканов Датунской группы показан на рис. 2.

Вулканы Датунской группы характеризуются сравнительно небольшими размерами. Самые крупные из них в поперечнике едва достигают 1000 м, а их относительная высота не превышает 100—150 м. Вулканическая природа гор очень хорошо сохранилась в рельефе, это конические горы с усеченной вершиной, ясно выраженным кратером и сетью барранкосов на внешних склонах. Отношение высоты вулканов к поперечнику изменяется от 1 : 4 до 1:6. По типу строения—это пирокластические конусы,

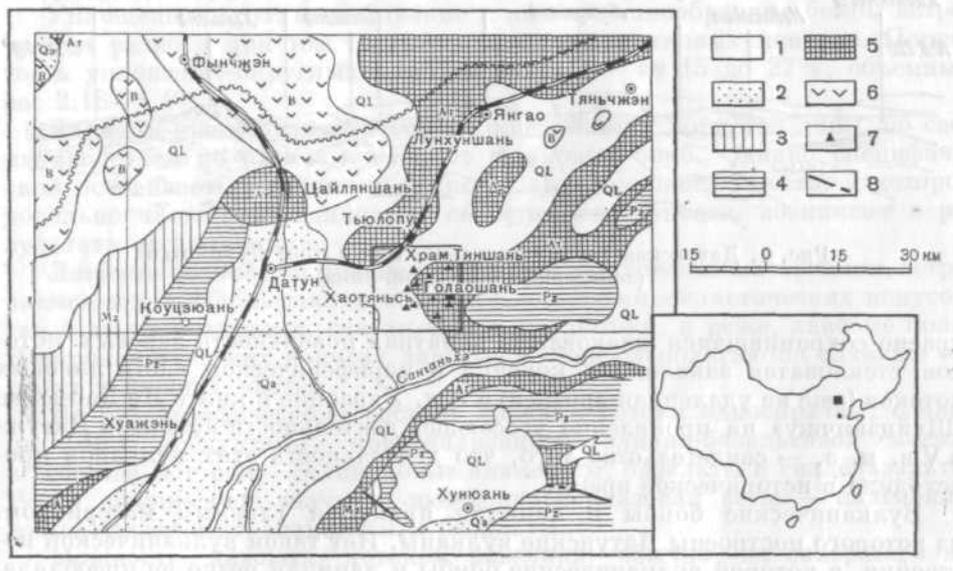


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Датунской группы вулканов.

1 — лёсс; 2 — аллювий; 3 — мезозойские отложения; 4 — палеозойские отложения (частично включен триас); 5 — архейский кристаллический фундамент (Санганьская свита); 6 — третичные базальтовые потоки; 7 — четвертичные Датунские вулканы; 8 — сброс

состоящие из вулканических бомб и лапиллей, содержащие подчиненные лавовые потоки. От некоторых вулканов отходят вытянутые лавовые потоки длиной до 3—4 км, которые, сливаясь между собой, образуют лавовые поля.

В возникновении и локализации вулканических аппаратов Датунской группы определяющая роль принадлежит неотектоническим процессам. Вулканы приурочены к депрессии на склоне долины р. Санганьхэ, лежащей в пределах Тайюальносского грабена, которая образовалась вследствие опускания по кольцевой зоне разлома. О наличии этой зоны свидетельствует кольцевое расположение крупных вулканических построек и их несимметричная форма. Следует отметить, что на севере провинции Шаньси неотектонические движения проявляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют складчатые деформации в современных аллювиальных отложениях, надвиги в галечниках, сбросы в толще пирокластических образований и т. д.

Возраст деятельности вулканов Датунской группы очень молодой. Доказательством молодости вулканов в первую очередь служит то, что пирокластические образования и лавовые потоки, распространенные за пределами вулканических конусов, заключены между слоями лёсса.

Следует отметить, что лёссы, подстилающие лавы, по мощности достигают 20—25 м (а может быть, и больше), тогда как мощность перекрывающих лаву лёссов обычно составляет 0,5—1,0 м, а в ряде случаев они вообще отсутствуют. Эти данные указывают на пробуждение вулканической деятельности только к концу лёссообразования, т. е. в совсем недавнее геологическое время.

Совершенно недавняя вулканическая деятельность подтверждается исключительной свежестью вулканических форм рельефа. Об этом свидетельствуют правильная коническая форма вулканов, наличие кратеров, рыхлое сложение накоплений лапиллей и вулканических бомб, пре-

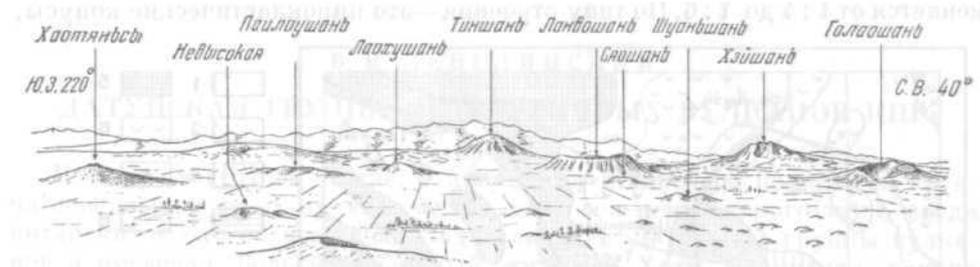


Рис. 2. Датунская группа вулканов. Вид с горы Дунпинтань (зарисовка Сунь Шань-пина)

красно сохранившаяся шлаковая и канатная поверхность лавовых потоков, стекловатая закаленная корочка в периферической части лавовых потоков (еще не удаленная эрозией) и т. д. Указание в книге Ли Дао-юань «Шуйцзиньчжу» на проявление угасающей деятельности вулканов Датуня в V в. н. э. — свидетельство того, что деятельность этих вулканов происходила в историческое время.

Вулканические бомбы и лапилли являются главным материалом, из которого построены Датунские вулканы. Нет такой вулканической постройки, в которой вулканические бомбы и лапилли резко не преобладали бы над лавовым материалом. В ряде же случаев (эмбриональные вулканчики) этот материал целиком слагает вулканические постройки. В соотношении пирокластического и лавового материалов, слагающего вулканические аппараты, имеется определенная закономерность. Она состоит в том, что с уменьшением размера вулканической постройки уменьшается значение потоков лавы, вплоть до полного исчезновения лав.

Вулканические бомбы и лапилли по составу однообразны и отвечают основным лавам. Центральная часть бомб и лапиллей сложена оливинными базальтами, периферическая — гиалобазальтами или вулканическим стеклом. Среди вулканических бомб имеются представители четырех типов: шлаковые, закрученные, уплощенно-округлые и типа хлебной корки, причем наиболее распространенными являются шлаковые бомбы; относительно часто, но в меньшем количестве, встречаются закрученные бомбы.

Шлаковые бомбы имеют пузыристую текстуру. Они представляют собой типичные спумулиты с низким объемным весом (0,85—1,02) и очень высокой пористостью (60—72%). Шлаковые бомбы сравнительно невелики (10—30 см в поперечнике) и имеют характерную форму: чаще всего они изометричны, реже слегка вытянуты. Однако поверхность шлаковых бомб далеко не всегда округла, в ряде случаев она как бы огранена, состоит из ряда плоских поверхностей, пересекающихся между собой.

Для шлаковых бомб характерно несимметричное изменение пористости, что указывает, вероятно, на то, что эти бомбы образовались путем дробления застывшей пористой лавы.

Закрученные бомбы характеризуются сложной скульптурой поверхности и наличием следов вращения кусков лавы в воздухе.

Обычная их форма — веретенообразная, линзообразная, грушевидная, жгутообразная и др. Следы кручения отмечены наличием винтообразно закрученных на поверхности бомб ребер. Поверхность бомб довольно плотная снаружи, вглубь сменяется мелкопористой массой. Среди закрученных бомб отсутствуют особенно крупные образования, обычная их длина 10—30 см при ширине не более 5—8 см.

Закрученные бомбы в связи с длительным соприкосновением с кислородом воздуха во время полета часто несут следы сильного окисления. Пористость закрученных бомб 20—43%, объемный вес 2,39—1,61.

Уплощенно-округлые и близкие к ним лепешкообразные бомбы встречаются редко и при том только в пределах шлаковых конусов. Пористость уплощенно-округлых бомб небольшая — от 15 до 27%, объемный вес 2,18—1,49.

Лапилли представляют собой мелкие обломки пористой лавы, по своим свойствам не отличающиеся от шлаковых бомб. Однако специфической особенностью лапиллей является сильная окисленность, к которой довольно часто присоединяется свойство связанности, возникшее в результате агглютинации.

Лавовые потоки, по сравнению с пирокластическим материалом, встречаются редко. Наблюдаются они как в составе пирокластических конусов, так и за их пределами, слагая отдельные потоки, и реже, лавовые поля. В пирокластических конусах лавовые потоки располагаются главным образом в нижних частях.

По петрографическому составу лавовые потоки однообразны, сложены они продуктами кристаллизации оливин-базальтовой магмы, в составе которой — оливиновые анамезиты, базальты и гиалобазальты. Резко подчиненное значение имеет плагиоклазовая ветвь — плагиоклазовые оливиновые анамезиты и базальты.

Мощность лавовых потоков невелика, обычно она измеряется несколькими метрами. В потоках очень хорошо сохранилась первоначальная скульптура поверхности — шлаковая, шлаково-глыбовая или канатная. Трещиноватость для лавовых потоков не характерна, причем столбчатая отдельность совершенно не выражена. Интересно отметить, что по текстурным признакам лавовые потоки не представляют собой единого целого, а разделяются по крайней мере на три зоны, отличающиеся друг от друга по степени пористости, форме и размеру пор, степени кристалличности и трещиноватости (рис. 3).

Пористость в лавовых потоках изменяется в довольно больших пределах, поэтому по степени пористости различаются сильно пористые, умеренно пористые и компактные породы. Сильно пористые лавы распространены мало, они обычно слагают краевые части потоков и по составу отвечают вулканическому стеклу или оливиновому гиалобазальту. Сильно пористая лава вулкана Сяошань характеризуется следующими свойствами: пористость 24,1%; объемный вес 2,23; удельный вес 2,94.

Умеренно-пористые лавы сравнительно широко распространены. Они встречаются вблизи поверхностных участков лавовых потоков. Поры мелкого и среднего размера, форма близка к сферической. Однако иногда встречаются совершенно иной формы щелевидные поры, образовавшиеся в ходе сокращения породы при охлаждении.

Наиболее распространенными являются компактные лавы, в которых если и есть поры, то лишь различные под микроскопом. Компактные лавы слагают центральные части потоков.

Для лавовых потоков характерна сохранность первоначальных особенностей пор. Они не заполнены постмагматическими минералами.

Поверхность пор ровная и гладкая и лишь иногда осложнена небольшими бугорками. Вокруг пор в лавах не наблюдается покраснения; это говорит о том, что в газопористые пузырьки не проникал атмосферный воздух.

По структурным признакам все лавовые продукты разделяются на микропорфировые и афировые, причем резко преобладает микропорфировая структура. Среди структур основной массы установлены стекловатая, гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, интергранулярная и долеритовая.

Установлено, что в вулканических бомбах флюидальная ориентировка микролитов и уплощенных пор обусловлена поднятием газовых пузырьков к местам пониженного давления (к дневной поверхности).

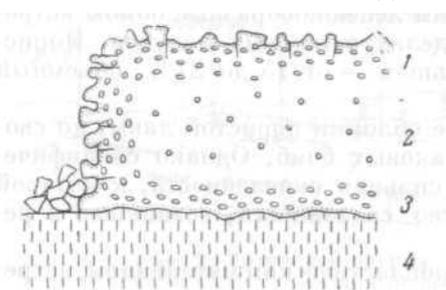


Рис. 3. Схема зонального строения лавового потока.

1 — верхняя краевая зона сложена сильно пористым гиалобазальтом. Поры крупные, уплощенные. Внешняя оторочка стекловатая, шлаковая и не пористая; 2 — центральная зона сложена компактным базальтом или анамезитом, пор нет или мало (поры мелкие, форма близка к сферической); 3 — нижняя краевая зона сложена сильно пористым гиалобазальтом. Поры крупные, слабо уплощенные. Внешняя оторочка стекловатая, не пористая; 4 — подстилающий лёсс без признаков обжига лавой

Изучение лавовых продуктов, подвергавшихся природной закалке в разной степени, показывает, что кристаллизация лав всегда начиналась с выделения оливина, к которому вскоре присоединялся авгит. Затем со значительным разрывом во времени происходило выделение плагиоклаза.

Минералогический состав пород лавовых потоков и пикластических отложений характеризуется сравнительной простотой, так как в качестве породообразующих минералов выступает очень небольшое число минералов. Породообразующие минералы датунских вулканических пород в порядке частоты встречаемости располагаются следующим образом: оливин, авгит, плагиоклаз, магнетит и, наконец, вулканическое стекло, не являющееся минералом, но имеющееся во многих породах.

По распространенности среди минералов на первом месте стоит оливин, встречающийся главным образом в микровкрапленниках и меньше в основной массе. Он образует идиоморфные кристаллы, однако их правильная форма часто нарушена магматическим оплавлением. Вообще оливин свежий, но подвергнувшийся оплавлению, теряет прозрачность и за счет выделения пленок гематита приобретает окраску и плеохроизм в красно-бурых тонах. Характерной особенностью местного оливина является спайность по (001) и (010). Оливин по составу относится к хризолиту, содержание фэйлитового компонента чаще всего около 20%. По мере увеличения степени кристалличности лав железистость оливина постепенно возрастает. Другой характерной особенностью оливина является непрерывное зональное строение, по направлению от ядра к оболочке железистость возрастает на 4—8%.

Моноклинный пироксен встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе. Количество моноклинного пироксена изменчиво, постепенно увеличивается со степенью кристалличности лав. По оптическим свойствам — положительному углу $2V$ от $+47$ до $+62^\circ$, углу cNg от 39 до 46° , зональному строению, бледно-бурой или светло-сиреневой окраске и показателю преломления $Ng = 1,713$, моноклинный пироксен лав определяется как слабо титанистый авгит.

Авгит содержит значительное количество кальциевого компонента — от 50% в ядерной части пироксена (с наибольшим углом $2V$) до 28% во

внешней оболочке. По своим оптическим свойствам, авгит из вкрапленников базальтовых лав датунских вулканов относится к типичным авгитам вкрапленников эффузивных пород.

Плаггиоклаз встречается во вкрапленниках, и особенно, в основной массе базальтовых лав. По своим оптическим свойствам это типичный высокотемпературный плаггиоклаз состава кислого Лабрадора, без резко выраженной зональности. Характерными морфологическими особенностями вкрапленников плаггиоклаза является широкое распространение двойниковых триад и наличие густой сети незакономерно ориентированных трещин, возникших в ходе быстрого охлаждения. Микролиты плаггиоклаза также имеют состав кислого Лабрадора, по сравнению с вкрапленниками состав их одинаковый или кислее на 2—4 номера.

Для плаггиоклазов датунских лав, как и для высокотемпературных плаггиоклазов кайнотипных эффузивов Советских Карпат, характерно то, что координаты двойниковых осей, полученных на федоровском столике, систематически отклоняются от кривой В. В. Никитина для плаггиоклазов глубинных пород (Лебединский, 1955).

Рудный минерал широко распространен в базальтовых лавах, главным образом в основной массе. По составу он скорее всего относится к титано-магнетиту. Рудный минерал обладает ферромагнитными свойствами, что проявляется в отклонении магнитной стрелки компаса под влиянием образцов базальтов. Магнитная восприимчивость базальтов в среднем составляет около $10-20 \cdot 10^{-3}$ единиц, т. е. C_gS несколько повышена (Берг, Шерер и Спайсер, 1949).

Вулканическое стекло присутствует во многих лавовых продуктах. Обычно вулканическое стекло пропитано тонкорассеянным рудным минералом, что сообщает ему полную непрозрачность. В редких случаях вулканическое стекло прозрачно, окрашено в бурый или коричневый цвета; светопреломление стекла колеблется от 1,532 до 1,587. По времени выделения вулканическое стекло является наиболее поздним образованием, заполняя интерстиции в микролитовой основной массе, или играет роль цемента в породах богатых стеклом.

Химический состав датунских лав характеризуется низким содержанием SiO_2 — от 45,0 до 49,9%, т. е. лавы являются переходными от основных к ультраосновным породам. Своеобразной особенностью химизма этих лав является высокое содержание TiO_2 — от 2,3 до 3,2%. Спектральные анализы показывают, что из малых элементов сплошным распространением пользуются Cr, V и Ni — малые элементы, типичные для основных магм. Сравнительно широко распространены Ba и Sr, содержащиеся, по-видимому, в плаггиоклазах. Распространение Sb, Si, Ga и W ничтожное и, по-видимому, не является характерным.

Изучение химического состава датунских лав показывает, что базальты могут использоваться как сырье для каменного литья, которое обладает хорошими литьевыми качествами и способностью к равномерной кристаллизации.

Вулканические постройки в районе Датуна прекрасно сохранились в рельефе и достаточно хорошо обнажены, что дает возможность выяснить тип деятельности вулканов. Вулканы датунской группы представляют собой шлаковые конусы, деятельность которых соответствует стромболианскому типу. О стромболианском типе извержений свидетельствует резкое преобладание пирокластического материала над лавовыми потоками, низкая вязкость лавы и ее способность взрываться при выходе на поверхность (обилие пирокластов, пузыристость шлаковых бомб и лапиллей, сильная пористость верхних частей лавовых потоков и т. д.).

Молодая вулканическая деятельность района Датуна может быть сопоставлена с вулканизмом других районов КНР и рядом мест МНР и СССР.

В КНР проявления молодого вулканизма имеются в ряде мест Северо-Восточного Китая, уезде Мингуань провинции Аньхой (Ли Цзе и Чжан Вэн-Ю, 1937), острове Хайнань, западной части провинции Юньнань и провинции Синцзянь (Гапеева, 1955; Синицын, 1954). Указанные проявления молодого вулканизма по ряду признаков отличаются от вулканизма Датуна и не могут прямо с ним сопоставляться. Ближе всего к Датунским вулканам стоит вулкан Нюйшань в уезде Мингуань провинции Аньхой и группа вулканов северной части острова Хайнань, лавы которых относятся к щелочно-земельному типу и представлены оливковыми базальтами.

Вулканы Датуна по своему строению близки, по-видимому, к вулканам Даригангской области Монгольской Народной Республики, изученным В. И. Влодавцем (1950, 1955). Однако вулканизм Даригангской области отличается большей напряженностью и типом деятельности. Здесь первоначально происходили трещинные извержения с образованием обширных покровов и плащей лавы. В дальнейшем произошла закупорка трещин и выход лавы на поверхность происходил в отдельных точках с образованием небольших вулканических аппаратов, в совокупности образовавших кратерное поле.

Вулканы Датуна также сильно отличаются от вулканов Камчатки и Курильских островов по ряду особенностей и, прежде всего, по небольшому масштабу вулканизма и иной тектонической обстановке, как это видно из работ А. Н. Заварицкого (1946, 1954), Г. С. Горшкова (1954 а, б), Б. И. Пийпа (1956), А. А. Меняйлова (1955). Состав датунских лав однообразный (оливковые базальты), тогда как на Камчатке широко распространены андезиты и в меньшей степени базальты, причем последние кислее датунских.

По морфологическим данным и геологической обстановке к Датунским вулканам близок Анюйский вулкан на северо-востоке СССР (Устиев, 1955), извергавший трахибазальтовые лавы в историческое время. По ряду признаков к датунским вулканам близки вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточной Сибири (Обручев и Лурье, 1954) и Тункинские вулканы Западного Прибайкалья (Флоренсов и Лоскутов, 1953),

Вулканы Кропоткина и Перетолчина, по данным С. В. Обручева и М. Л. Лурье, представляют собой небольшого размера шлаковые конусы, состоящие из обломков шлака, вулканических бомб и лапиллей состава оливкового базальта. От шлаковых конусов отходят лавовые потоки.

Тункинские вулканы, по данным Н. А. Флоренсова и Н. В. Лоскутова, слагают шлаковые холмы и гряды; в большинстве случаев это части крупного шлакового конуса, передвинутого по течению лавового потока и разрушенного более молодыми излияниями. Однако горы Харабулдых и Священная гора относятся к типичным шлаковым конусам и весьма сходны с Датунскими вулканами.

Вулканы Советских Карпат, изученные в последнее время В. С. Солевым и его сотрудниками (1955), располагаются в пределах Средиземноморской альпийской складчатой зоны и по масштабу вулканизма, тектонической обстановке и петрографическим особенностям сильно отличаются от Датунских вулканов.

Четвертичные вулканы Армении, изученные А. Н. Заварицким (1945, 1953), имеют ряд общих черт с Датунскими вулканами. Это находит свое выражение в принадлежности вулканических аппаратов к шлаковым конусам, небольшом их размере, приуроченности вулканических конусов к разломам земной коры. Однако петрографический состав лав Армении разнообразный, тогда как Датунские вулканы по составу крайне однообразны.

Интересным является вопрос о типе вулканических извержений в районе Датуна. Учитывая небольшие размеры вулканических аппаратов, в большинстве случаев имеющих правильную коническую форму, кратковременность их формирования (обычно в одну фазу), преобладающую роль в строении вулканов пирокластического материала над лавовыми потоками и, наконец, концентрацию вулканов на небольшой площади, можно было бы деятельность Датунских вулканов рассматривать как проявление ареального вулканизма. Однако все же нельзя сказать, что деятельность Датунских вулканов полностью соответствует ареальному типу вулканизма. Основными отличиями являются кратковременность вулканической деятельности, отсутствие приуроченности вулканов к рядам тектонических линий и крайне незначительная площадь, занятая вулканами.

Следует специально подчеркнуть небольшой размер вулканов района Датуна — все вулканические аппараты, хорошо выраженные в рельефе, имеют относительную высоту в пределах 50—150 м. Кроме того, имеется несколько десятков эмбриональных шлаковых конусов, высота которых колеблется от 3—5 до 10—15 м.

По типу вулканической деятельности Датунские вулканы относятся к стромболианскому типу. Лава, поступавшая с глубины, обладала значительной жидкостью, выделение газов сопровождалось взрывами с образованием большого количества вулканических бомб и лапиллей.

Характерной чертой вулканизма Датунского района является то, что территориально он приурочен не к прибрежной зоне Тихого океана, как и другие многочисленные вулканы Тихоокеанского кольца, а проявляются в Азиатском материке на значительном удалении от береговой линии. Приуроченность Датунских вулканов к горному району, удаленному от островных дуг Тихого океана, объясняется тем, что в историческое время Китайская платформа испытывала и испытывает неотектонические движения (Хуан Бо-цинъ, 1952), в связи с которыми возникли глубинные разломы, по которым на дневную поверхность излилась недифференцированная оливин-базальтовая магма.

Таким образом, вулканизм Датуна является одним из немногих примеров внутриматериковой вулканической деятельности, в отличие от островных и прибрежных вулканов тихоокеанского «огненного» пояса. В этом отношении вулканы Датуна сходны с внутриматериковыми вулканами провинции Синьцзянь (КНР), Восточной Сибири и Центральной Африки.

Как уже говорилось, лавовые продукты Датунских вулканов по вещественному составу весьма однообразны и в основном представлены оливинными базальтами, разности которых отличаются друг от друга только по степени кристалличности основной массы. В процессе превращения огненножидкой лавы в породы, явления ассимиляции не имели места, о чем свидетельствует неизменность ксеногенных зерен кварца из санганьских гнейсов в лавовых потоках. Однообразием вещественного состава лавы Датунских вулканов отличаются от лав районов ареального вулканизма (Армении, Овернь) и областей внутриматериковой вулканической деятельности (Восточно-Африканский грабен), которые характеризуются разнообразием состава лав (Заварицкий, 1950).

Сопоставление показывает, что Датунские вулканы по сравнению с крупными вулканическими районами регионального характера, как Камчатка и Курильские острова, Армения, Карпаты, Центральное плато Франции (Овернь) и т. д., представляют собой местное явление, которое по своему масштабу, конечно, не может быть сравнимо с районами региональной вулканической деятельности.

Несомненно, что причиной извержения вулканов Датунской группы являются новейшие тектонические движения разломного характера в жестком участке земной коры. Наличие таких движений в настоящее время не дает права рассматривать вулканическую деятельность района Датун как эпизодическую, а вулканы — как потухшие. Правильнее полагать, что Датунские вулканы «не потухшие», а «уснувшие», и вполне возможно, что в будущем может произойти возобновление их деятельности.

Можно поставить вопрос о характере вулканической деятельности района Датун в перспективе геологического времени. Учитывая активизацию тектонических движений на Китайской платформе, можно высказать предположение, что при дальнейшем развитии тектонических движений местный вулканизм с ходом времени станет более мощным, с образованием разнообразных по составу продуктов извержений, как, например, в вулканическом районе Великого Восточно-Африканского грабена.

При таком понимании будущего вулканизма Датун естественно предположить и то, что четвертичная деятельность вулканов Датун является первой фазой вулканизма в районах с оживляющейся тектонической жизнью. Вслед за этой стадией при усилении тектонической активности последует более мощная и многообразная по составу продуктов извержения региональная вулканическая деятельность типа вулканов Восточно-Африканского грабена. Такая концепция, связывающая проявления местного и регионального вулканизма в единый последовательный ряд, хотя и кажется нам вероятной, но, конечно, требует дальнейших подтверждений.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. «Изв. АН СССР», серия геология. № 8, 1956.
- Берг Ф., Шерер Д. и Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Влодавец В. И. Даригангская вулканическая область. «Докл. АН СССР», т. 72, № 5, 1950.
- Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луня и северо-западного Тибета. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. АН СССР, 1955.
- Горшков Г. С. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г. «Бюлл. Вулканол. станции АН СССР», № 22, 1954а.
- Горшков Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713—1952 гг.). «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», вып. 8, 1954б.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», т. 8, 1953.
- Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов. «Вестник АН СССР», № 1, 1946.
- Заварицкий А. Н. Изучение вулканов Камчатки. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», вып. 8, 1954.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., № 1, 1945.
- Лебединский В. И. О высокотемпературных плагиоклазах излившихся пород Закарпатья. «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», т. 84, № 1, 1955.
- Малеев Е. Ф. Некоторые третичные вулканы Закарпатья. «Природа», № 8, 1949.
- Меняйлов А. А. Вулкан Швелуч — его геологическое строение, состав и извержения. «Тр. Лабор. вулканол.», вып. 9, 1955.
- Мурзаев Э. М. Молодой вулканизм в Центральной Азии. «Природа», № 3, 1957.
- Обручев С. В. и Лурье М. Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», вып. 8, 1954.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», т. 11, 1956.

- С и н и ц ы н В. М. Новые сведения о действующем вулкане в Центральной Азии. «Природа», № 9, 1954.
- С о б о л е в В. С., В а р т а н о в а Н. С. и Г о р б а ч е в с к а я О. Н. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.
- У с т и е в Е. К. Современный вулканизм в глубине азиатского материка. «Природа», № И, 1955.
- Ф л о р е н с о в Н. А. и Л о с к у т о в Н. В. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). «Изв. АН СССР», серия геолог., № 5, 1953.
- Х у а н Б о-ц и н ь. Основные черты тектонического строения Китая. Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Б о р б у р и П е н. Плейстоценовые вулканы р. Санганьхэ (на китайском языке). «Бюлл. Геолог. об-ва Китая», т. IX, 1930.
- И н ь Ц з а н - с ю н ь. Датунские четвертичные вулканы в провинции Шаньси (на китайском языке). «Бюлл. Геолог. об-ва Китая», т. 12, № 3, 1932.
- И н ь Ц з а н ь - с ю н ь. Молодой вулканизм Китая (на китайском языке). Журн. «Геологич. рецензия», т. II, № 4, 1937.
- Л и Д а о - ю а н ь. Шуйцинчжу (на китайском языке). Изд. древних классических работ. Пекин, 1955.
- Л и Ц з е и Ч ж а н В э н - ю. Гора — вулкан Нюйшань уезда Юйи провинции Аньхой (на китайском языке). Журн. «Геологич. рецензия», т. II, № 2, 1937.
- Я н Я ж у н - ц з я н ь. Предварительное изучение стратиграфии и западной части провинции Шаньси и северной части провинции Шэньси (на китайском языке). «Зап. геолог. службы Китая», № 8, 1931.
- Я н Ц з е. О некоторых вулканах Северо-Восточного Китая (на китайском языке). Журн. «Геологич. рецензия», т. I, № 6, 1936.

С. И. НАБОКО и В. Г. СИЛЬНИЧЕНКО
ВУЛКАН ГАУС В АНТАРКТИКЕ

Вулкан Гаус в Антарктике был открыт в 1902 г. немецкой экспедицией Э. Дригальского. Ее участниками описаны геологические особенности района (Philippi, 1906) и дано петрографическое описание (Reinisch, 1906). В работе приводятся несколько анализов лав вулкана Гаус.

Вулкан Гаус представляет собой довольно правильную коническую возвышенность. Он располагается в пределах древней Восточной антарктической платформы. Его фундаментом являются гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды.

Вулкан сложен лавами состава лейцитового базальта (табл. 1). Вблизи вершины горы лавы обнажены хорошо и кажутся свежими. Туфы являются редкостью. Склоны вулкана покрыты каменной осыпью, многие обломки напоминают вулканические бомбочки и лапилли.

Образование вулкана относится к концу третичного или началу четвертичного периода.

В 1956 г. О. С. Вялов во время своего пребывания в Антарктике посетил вулкан Гаус и собрал образцы лав, петрографическое изучение которых провел В. С. Соболев. В статье О. С. Вялова и В. С. Соболева (1954) дается подробное петрографическое описание лейцитовых базальтов вулкана, однако не приводится новых химических анализов. Произведенный нами химический анализ образца лейцитового базальта, любезно переданного О. С. Вяловым в Лабораторию вулканологии, отличается от тех, которые приведены в материалах экспедиции Дригальского. Поэтому мы, не повторяя подробного петрографического описания лейцитового базальта, уделяем особое внимание химизму лавы вулкана Гаус.

В сравнении со средним составом лейцитовых базальтов (по Дели) лейцитовый базальт горы Гаус обогащен кремнием, магнием и калием, но сильно обеднен алюминием. По незначительности содержания алюминия лавы Гаус не находят себе равных среди подобных пород.

Согласно литературным данным, на Антарктическом материке имеют распространение два типа пород — тихоокеанский с преимущественным развитием андезитов и атлантический, богатый щелочными металлами, особенно калием (фонолиты и трахиты).

Лавы вулкана Гаус, так же как и лавы на субантарктических вулканических островах, принадлежат к типу щелочных пород, богатых калием.

Лейцит преобладает. Он идиоморфен, имеет двойниковую структуру. Оптические свойства обычные. Среди цветных компонентов преобладает оливин; он свежий, прозрачный, идиоморфный; встречаются скелетные формы. Судя по положительному углу оптических осей, колеблющемуся в пределах 86—88°, оливин магнезиальный и содержит около 10%

Минералогический состав лавы вулкана Гаус (%)

Компоненты	Валовый состав лавы			Пересчет без стекла		
	обр. 1	обр. 2	Средний	обр. 1	обр. 2	Средний
Лейцит	23,2	27,6	25,4	58	69	63
Оливин	7,9	6,5	7,2	20	16	18
Пироксен	7,4	5,2	6,3	18	13	16
Рудный	1,5	0,6	1,1	4	2	3
Стекло	60,0	60,1	60,0	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100

железистой молекулы. Клинопироксен, судя по оптическим свойствам ($2V = +60, +64^\circ$, $cNg42^\circ$) — диопсид-авгит мало железистый (до 15% железистой молекулы). Ортопироксен прозрачный, бесцветный, с прямым углом погасания. Судя по малому углу оптических осей, равному 50° , ортопироксен магнезиальный.

Лава имеет весьма своеобразный химический состав (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав лавы вулкана Гаус

Окислы	Вес. %	Анализы, приведенные у Дригальского, %	Окислы	Вес. %	Анализы, приведенные у Дригальского, %
SiO ₂	50,87	От 48,7 до 51,20	Na ₂ O	3,62	От 1,70 до 2,10
TiO ₂	3,20	» 0,80 » 1,34	K ₂ O	10,47	» 8,32 » 9,96
Al ₂ O ₃	7,06	» 13,26 » 14,88	P ₂ O ₅	2,29	» 0,36 » 0,70
Fe ₂ O ₃	3,67	» 6,30 » 7,35	S	0,10	—
FeO	5,02	» 2,88 » 6,02	Cl	0,13	—
CaO	4,60	» 4,81 » 5,01	CO ₂	Нет	—
MgO	8,06	» 5,89 » 6,67	H ₂ O ⁺	0,88	От 0,74 до 1,02
MnO	0,08	—	H ₂ O ⁻	0,14	» 0,74 » 1,02
Сумма	82,56			17,63	

Пересчеты по Заварицкому: $a = 9,3$; $c = 7,7$; $b = 24,1$; $s = 58,9$; $n' = 28,6$; $m' = 54,8$; $c' = 22,6$; $n = 22,6$; $\varphi = 11,6$; $a/c = 1,2$; $Q = 8,5$

Обращает на себя внимание очень малое количество в лаве глинозема, большое количество щелочных металлов, особенно калия, большое количество магнезия, титана и фосфора.

В нашем анализе в сравнении с анализами лавы Гаус, приведенных в монографии Дригальского (Drigalski, 1906), мы имеем резко пониженное количество глинозема (7,06% против 13,28—14,88%), но зато резко повышенное содержание TiO₂ (3,20% против 0,80—1,34%) и P₂O₅ (2,29 против 0,74—1,02). Общая же сумма полуторных окислов в нашем анализе и анализах у Дригальского близка. Определение глинозема при таком значительном количестве TiO₂ и P₂O₅ всегда представляет большие

трудности¹ и потому одним из авторов статьи проводилось повторно и кажется нам достоверным.

Количества остальных компонентов (SiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO , MgO , Na_2O и K_2O) близки как в нашем, так и в анализах Дригальского.

При пересчете нашего анализа по методу Заварицкого мы весь глинозем соединили с K_2O на алюмосиликат (лейцит); остается избыток щелочных атомов, равный 99. Мы имеем исключительно редкий тип породы, когда избыточное число атомов натрия и калия, не входящих в алюмосиликаты, больше числа атомов железа ($198 - 116 = 82$). Таким образом, все железо входит в «с», а 82 атома $\text{Na} + \text{K}$ в «b». Не менее своеобразный нормативный состав породы.

Нормативный состав лавы вулкана Гаус, %

Лейцит	30,55	Гиперстен	20,37
Акмит	10,62	Ильменит	6,07
Na_2SiO_3 (ns)	4,27	Апатит	5,38
K_2SiO_3 (ks)	7,22	Кварц	7,63
Диопсид	7,52		

Состав диопсида: Wo = 53%; en = 40%; fs = 7%

Состав гиперстена: en = 83%; fs = 17%.

Как мы видим, при таком пересчете на нормативный состав получается избыток кремнезема, а щелочные металлы идут на акмит и молекулы Na_2SiO_3 и K_2SiO_3 . В интрателлурическую стадию кристаллизации образовалось 40% минерального вещества (от всей массы расплава), состоящего на 63% из лейцита, 18% оливина, 16% пироксенов и 3% рудного минерала, причем несмотря на чрезвычайную богатство раствора щелочными металлами, кристаллизовались не щелочные пироксены, а обычные диопсид-авгит и энстатит. Остаточный расплав, закристаллизовавшийся в стекло (60% от всей массы породы), исходя из пересчетов минералогического состава вкрапленников на химический состав, лишено алюминия и обогащено щелочными металлами, магнием и железом.

ЛИТЕРАТУРА

- В я л о в О. С., С о б о л е в В. С. Гора Гаус в Антарктике. «Изв. высш. учебн. заведений», № 2, 1958.
 D r u g a l s k i E. Der Gaussberg seine kartierung und seine formen. Berlin, 1906.
 Deutsche sudpolar Expedition 1901—1903.
 P h i l i p p i E. Geologische beschreibung des Gaussberg. Berlin, 1906.
 D r. R e i n i s c h R. Petrographische beschreibung des Gaussberg gesteine. Berlin, 1906.

¹ Алюминий определялся по разности из суммы полуторных окислов, осажденных аммиаком ($\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{RK}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_3 - \text{P}_2\text{O}_5$). Фосфор определен весовым методом в виде пирофосфата магния. Титан определен двумя методами — колориметрическим и весовым при осаждении купфером из солянокислого раствора.

Е. Ф. МАЛЕЕВ

КУЧАВСКО-БЫСТРИЦКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ В ЗАКАРПАТЬЕ

В пределах Закарпатской области УССР широко распространены вулканогенные отложения, слагающие так называемую Выгорлят-Гутинскую гряду. Последняя в пределах Советского Союза простирается от городов Ужгорода и Перечина на западе до г. Хуста на востоке.

До производства детальных геолого-съёмочных работ геологическому строению Выгорлят-Гутинской гряды уделялось мало внимания. Главное внимание сосредоточивалось на петрографическом составе вулканогенных горных пород (Соболев и др. 1947, 1955; Трусова, 1954). Из наиболее ранних работ, касающихся расшифровки геологического строения вулканогенных образований, следует отметить работу С. Рудницкого (1928). Он приводит описание вулканов Выгорлят-Гутинской гряды и Береговского холмогорья. В основу своих исследований Рудницкий клал геоморфологические признаки, но учитывал и петрографический состав. В результате такого подхода он отнес к вулканам все горы, имевшие более или менее конусообразные формы, сложенные эффузивными или вулканокластическими породами. Поэтому у Рудницкого к вулканам были отнесены останцы покровов, купола и др. геологические образования, в действительности не являющиеся вулканами. В 1947 г., впервые для Закарпатья, В.С. Соболев и др. (1947) установили останцы крупного вулкана, расположенного на северной окраине г. Мукачево, на основании переклиналиного залегания переслаивающихся лав и агломератовых туфов. В 1949 г. автор обнаружил останец крупного вулкана нижнесарматского возраста на основании детального изучения крупности материала вулканокластических образований. Тогда же впервые было доказано, что липариты образуют куполы, строение которых более детально изучал М. Ю. Фишкин (1954). И. Ф. Трусова (1954) также уделила внимание определению центров извержения, но масштаб работ и плохая обнаженность не позволили ей расшифровать строение вулканов Закарпатья. В дальнейшем В. В. Золотухин (1959) занимался изучением куполов в районе Черной горы.

Наибольшее внимание расшифровке вулканов и других эруптивных тел, связанных с выходами лав, удалось уделить в процессе детальных геолого-съёмочных работ, проводимых автором. Изучение контактов прорыва лав и тектонических зон было необходимо для установления связи вулканических образований с теми или иными разрывными нарушениями. В настоящее время установлено, что в пределах Выгорлят-Гутинской гряды известно около 20 крупных вулканов и около 200 различных прорывов лав в виде куполов, штоков, даек и небольших вулканов, образующих шлаковые конусы (Е. Ф. Малеев, 1959а). Дальнейшее изучение вулканических образований позволило установить, что в период тортон-нижнесарматской фазы вулканизма и последующих двух фаз основных лавы приурочивались к региональным глубинным разломам (структурным

швам) общекарпатского северо-западного направления, а кислые экструзии — к поперечным, оперяющим разломам гораздо меньших масштабов (Е. Ф. Малеев, 19596).

Описываемые вулканы Кучавско-Быстрицкой группы относятся к самой последней фазе вулканизма, начавшейся в конце плиоцена и закончившейся в четвертичном периоде. Они расположены в пределах Выгорлят-Гутинской гряды в центральной части Закарпатской области.

Строение упомянутой вулканической области исключительно сложное, а состав вулканогенных пород весьма разнообразен. Среди лав встречены базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и липариты. Перечисленные эффузивные породы сопровождаются туфами и туффитами различного состава.

Вулканические образования Выгорлят-Гутинской гряды формировались в процессе трех фаз вулканизма. Наиболее древняя фаза вулканизма началась в панноне (верхний миоцен), следующая фаза началась в нижнем левантине и последняя — в конце плиоцена и закончилась в четвертичном периоде.

Более ранние две фазы вулканизма связаны с продольными разломами общекарпатского северо-западного направления и небольшими оперяющими разломами субмеридионального направления, в период образования Закарпатского внутреннего прогиба. Вулканические образования, связанные с двумя первыми фазами вулканизма, слагают вулканы, первичной высоты до 2 км и диаметром 5—8 км, потоки, покровы, куполы, дайки и штоки. Крупные вулканы в значительной мере эродированы и затем покрыты лавами, вследствие чего распознаются с большим трудом.

В настоящее время местоположение крупных вулканов устанавливается по остаткам некков и изменению крупности туфового материала. Некки сложены андезито-базальтом и кластолавой андезито-базальта.

Последняя фаза вулканизма резко отличается от предыдущих фаз. Предыдущие фазы вулканизма были связаны с заключительными циклами геосинклинального режима, выразившимися в образовании Закарпатского внутреннего прогиба, сопровождающегося глубинными разломами общекарпатского направления и накоплением разнообразных вулканических продуктов, в которых преобладает эксплозивный материал. Последняя фаза вулканизма развивалась в новых условиях платформенного режима и носит все черты, характерные для платформенного вулканизма. По данным Г. М. Гапеевой (1959), изучавшей платформенный вулканизм Центральной Азии, для него характерны излияния основных лав, экструзии, образование куполов и небольших шлаковых вулканов. В Восточных Карпатах и прилегающем к ним Венгерском срединном массиве к концу плиоцена устанавливается платформенный режим, сопровождающийся мощными разломами, по которым поднимается лава основного состава.

В пределах Выгорлят-Гутинской гряды эти разломы имеют преимущественно субмеридиональное и северо-восточное направление. Лавы поднимаются на поверхность только в пределах Выгорлят-Гутинской гряды, т. е. на границе мощных толщ палеогенового флиша и мощных толщ молассовых отложений неогена. Потоки лав и особенно экструзивные образования, дающие штоки базальтов микроделеритовой структуры, известны во многих районах Выгорлят-Гутинской гряды. Небольшие вулканы, дающие шлаковые конусы, также известны в различных районах этой гряды. Но наиболее характерные небольшие вулканы последней фазы вулканизма развиты к востоку от г. Мукачево. Они проявляются в виде полуразрушенных шлаковых конусов, сложенных агломератовым туфом и в виде отдельных некков состоящих из кластолавы или лавы андезито-базальтового состава. Описываемые останцы вулканов хорошо

выражаются в рельефе в областях развития песчано-глинистых отложений. Здесь на слабохолмистой местности они образуют цепочки сопков конусообразной формы высотой 100—150 м, с углами наклона до 30°.

Небольшое количество описываемых вулканов расположено вблизи сел Быстрица и Кучава, в 5—8 км на северо-восток от г. Мукачево. В данной статье им и будет дана краткая характеристика.

В описываемом районе установлено десять небольших останцов вулканов. Пять из них расположено на разломе северо-восточного направления. Этот разлом пересекает всю Выгорлят-Гутинскую вулканическую гряду и уходит за пределы ее, на север — в область палеогенового флиша, а на юг — в осадочные породы неогена. В районе описываемых вулканов разлом прослежен горными выработками и хорошо виден на аэрофотоснимках. К северу он отмечался в ряде обнажений и с ним связаны углекислые минеральные источники. На юге разлом прослежен многочисленными скважинами. Расстояния между вулканами 500—600 м. Цепочка вулканов достигает длины 3 км. От главного разлома отходит оперяющий разлом, ориентированный почти меридионально с небольшим отклонением на северо-запад. На этом оперяющем разломе расположено еще два останца вулканических конусов. Кроме того, три останца вулканических конусов расположено к западу от описываемых вулканов. Судя по линейному расположению этих трех вулканов, можно предполагать, что разлом имеет северо-западное простираение.

В некоторых останцах вулканических конусов, расположенных между селами Кучава и Быстрица, связанных с субмеридиональным разломом, можно наблюдать первичную трещиноватость и флюидалность, полностью совпадающую с направлением разлома.

Первичная высота вулканических конусов была невелика, порядка 100—200 м и диаметр основания их до 0,5 км.

Строение останцов вулканов относительно простое. Некки имеют диаметр 50—100 м. Они сложены обычно андезитом-базальтом, переходящим постепенно в кластолаву — породу, состоящую из обломков андезито-базальта, сцементированных лавой андезито-базальтового состава. Ниже приводится описание останца вулкана, вскрытого карьером в с. Кучава.

В нижней части карьера обнажен нескк плотного андезито-базальта. Первичный диаметр некка был, видимо, меньше. По контакту некка, очевидно, произошло более позднее внедрение лавы, так как туфы, слагающие конус вулкана, оказались обожженными. Андезито-базальт плотный, но разбит трещинами. У контакта с туфом трещины располагаются примерно через 10—20 см и ориентированы в различных направлениях. При удалении от контакта на 2 м трещины располагаются уже через 1—1,5 м. У контакта с туфом андезито-базальт приобретает пористость и, инъецируя обломочный материал, образует кластолаву. Мощность образований кластолавы достигает 10 и более метров.

Кластолава состоит из обломков и глыб андезито-базальта размером до 0,3 м, угловатой и округлой формы. Цементом является тот же андезито-базальт, но более пористый. Выше залегает обожженный туф; мощность зоны обжига около 2 м. В приконтактной части туф приобретает фиолетово-красную окраску, но по мере удаления от контакта интенсивность окраски уменьшается и туф становится обычного желтовато-серого цвета. От внедрившегося андезито-базальта отходят дайки мощностью до 1 м.

Нам удалось наблюдать весьма интересные случаи постепенного перехода лавы в кластолаву и затем в туф. Лава некка по вертикали вначале приобретает пористость, а затем в ней обособляются отдельные глыбы неправильной формы, при этом сохраняется вид лавы (трещиноватой). Еще выше обломки как бы отделяются один от другого и между ними остае-

ся лава пористой текстуры. Порода приобретает обломочный характер. Выше кластолава переходит в агломератовый туф, в котором промежутки между глыбами заполнены мелким обломочным материалом.

На туфе и туфолоаве залегает поток андезито-базальта мощностью около 2 м. У нижней границы он обжигает туф. Зона обжига равна 0,5 м. Наличие потока андезито-базальта говорит о том, что образование описываемых небольших вулканических сооружений происходило не в один прием.

У северной оконечности с. Быстрица расположен самый северный вулкан описываемой группы, приуроченный к главной зоне разлома. В настоящее время там сохранился небольшой останец шлакового конуса и некка. Диаметр некка около 30 м. Он сложен кластолавой, состоящей из глыб андезито-базальта, сцементированных также андезито-базальтом. Здесь так же, как и на ранее описанном вулкане, можно наблюдать постепенные переходы от кластолавы к лаве. Андезито-базальтовая лава залегает в центральной части некка, в виде даек. Наиболее крупная дайка андезито-базальта имеет мощность всего 1,5 м. Падение ее вертикальное, а азимут простирания равен 20° , т. е. ориентировка дайки точно совпадает с направлением главной зоны разлома. Вокруг некка залегает агломератовый туф шлаковой текстуры, состоящий из глыб андезито-базальта с преобладающими размерами 20 см.

Останцы остальных шлаковых конусов также состоят из остатков некков и окружающих их агломератовых туфов андезито-базальта.

Агломератовые туфы являются преобладающими породами шлаковых конусов. Они состоят из обломков, глыб и бомб андезито-базальта размером от нескольких сантиметров до 0,5 м. Преобладающий размер обломков и бомб 8—15 см. Форма их округлая или угловатая. Бомбы не имеют четко выраженных, характерных для них форм и корок застывания. При общей округлой форме бомб наблюдается некоторая угловатость их. Поверхность бомб шероховатая. Они сложены слабопористым андезито-базальтом. К периферии бомб пористость уменьшается. Поры имеют неправильную форму, иногда они вытянуты, а по периферии бомб наблюдается уплотнение их. Иногда присутствуют обломки шлака, сложенного более пористым андезито-базальтом губчатой текстуры с преобладанием пор шаровой или эллипсоидальной формы. Наряду с этим присутствуют бомбы, сложенные плотным андезито-базальтом. Отсутствие типичных бомб, закрученных во время вращения при выбросах, объясняется, вероятно, тем, что в момент извержения лава была вязкая.

Несколько реже, и обычно в пределах некков, имеют место агломератовые туфы, сложенные угловатыми обломками андезито-базальта. Такого типа агломератовые туфы, вероятно, произошли в результате дробления полужастывшей лавы газами, во время извержения. В туфе присутствует около 20% мелкого обломочного материала, размерами менее 5 мм. Он представлен слабопористым и плотным андезито-базальтом обычно стекловатой структуры. В незначительном количестве присутствуют обломки плагиоклаза и пироксена. Более тонкий материал, разлагаясь, образует цемент породы. Цементация агломератовых туфов не равномерная. В одних останцах порода сцементирована прочно, а в других цемент почти отсутствует.

Как правило, слоистость в туфах отсутствует, но иногда можно наблюдать едва заметную грубую слоистость, обусловленную чередованием прослоев, несколько отличающихся по крупности материала. Одни прослои характеризуются одинаковым размером обломочного материала, а другие, наоборот, —разнообломочностью. Некоторые прослои сложены более мелким материалом. Изучение слоистости показало периклинальное залегание туфов под углом порядка 30° . Это позволило восстановить первичные размеры шлаковых конусов, высота которых была порядка 100—200 м. Андезито-базальт, слагающий некки, имеет темно-серый, почти черный цвет.

Состав лав некков, потоков и глыб из агломератового туфа близок к андезито-базальту. Структура пород порфиристая. Порфиристые выделения составляют от 25 до 45% породы. Они представлены преимущественно плагиоклазом (№ 60—67) и в меньшей мере пироксенами. Плагиоклаз присутствует в виде широкопластинчатых и призматических зерен, иногда крестообразного прорастания друг в друга. От общего числа порфиристых выделений плагиоклаз составляет около 80%. Пироксены представлены гиперстеном и моноклинным пироксеном, последний встречается очень редко. Кристаллы пироксена иногда оплавлены. В гиперстене изредка можно наблюдать реакционную кайму моноклинного пироксена.

Основная масса андезито-базальта различна в зависимости от условий застывания лавы. В некке она обладает микродолеритовой структурой. В ее составе преобладают небольшие лейсты плагиоклаза (около 50%), в промежутках между которыми расположены зерна моноклинного пироксена (около 40%) и рудный минерал (10%).

Андезито-базальт потоков или краевых частей некков обладает интересной структурой. Стекла в основной массе около 20%. Цвет его, обычно, бурый. В обломках и бомбах основная масса еще менее раскристаллирована. Она имеет гиалопилитовую структуру. Основная масса состоит из войлока игольчатых плагиоклазов, моноклинного пироксена и рудного минерала, погруженных в стекло коричневого цвета. Иногда встречаются шлифы с витрофировой основной массой.

В некоторых останцах шлаковых конусов вулканов, как, например, в северной части с. Кучава, имели место поствулканические процессы, вероятно, в результате сольфатарной и фумарольной деятельности. Здесь отдельные участки агломератовых туфов интенсивно окислены, на что указывает их покраснение. Кроме того, наблюдаются прожилки и отдельные гнезда опала зеленого и коричневого цветов диаметром до 15—20 см. Иногда встречаются также скопления водного алюмосиликата, которые выполняют промежутки между бомбами в туфе.

Изучение описываемых вулканов имеет большое практическое значение. В Закарпатье известны небольшие месторождения ртутных руд, которые контролируются северо-восточными и субмеридиональными разломами и приурочены к неккам и штокам андезито-базальта. В пределах описываемых останцев вулканических конусов встречены единичные зерна киновари.

ЛИТЕРАТУРА

- Танеева Г. М. Характерные особенности проявления вулканизма Центральной Азии. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- Золотухин В. В. О кислых экструзиях района г. Виноградове — с. Рокосово Закарпатской области. «Советская геология», № 7, 1959.
- Малеев Е. Ф. Некоторые третичные вулканы Закарпатья. «Природа», № 8, 1949.
- Малеев Е. Ф. О новейших тектонических движениях в Выгорлят-Гутинской зоне. «Геологический сб.». Львов. Геол. об-во, № 5—6, 1959а.
- Малеев Е. Ф. О связи вулканических образований с продольными и поперечными разломами в Советских Карпатах. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959 б.
- Рудницкий С. Вигаслі вулкани України Закарпаття. «Вісник природознавства», № 1, 2, Харків, 1928.
- Соболев В., Вартанова Н. С., Горбачевская О. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. «Тр. Львовск. геол. об-ва». Петрограф. сер., вып. 1, 1947.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобревич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.
- Трусова И. Ф. Основные черты строения миоценовых вулканических образований Закарпатья. «Тр. Московск. геол.-развед. ин-та», т. XXXVI, 1954.
- Фишкин М. Ю. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. «Бюлл. Камчатск. вулканол. станции АН СССР», № 23, 1954.

Т. Ю. ПИОТРОВСКАЯ

**К ВОПРОСУ О ЧЕТВЕРТИЧНОМ ВУЛКАНИЗМЕ
В ВЫГОРЛЯТ-ГУТИНСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ГРЯДЕ
(ЗАКАРПАТЬЕ)**

Выгорлят-Гутинская вулканогенная гряда расположена в пределах Закарпатского миоценового прогиба и частично перекрывает флишевые породы мелового и палеогенового возраста. Она протягивается с запада на восток, слегка отклоняясь к югу от г. Ужгорода до г. Свалявы, затем поворачивает на юг до г. Хуста и вновь на юго-восток, уходя в Румынию. Протяженность ее более 120 км. Центральная часть гряды (горы В. Шоллес, Кобола, Фрасин) разделяет две тектонические впадины: Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую. Ширина гряды здесь 10—12 км.

Выгорлят-Гутинская гряда представляет собой сложную форму вулканической аккумуляции. Высота ее поверхности 800—1000 м. Гряда имеет резко выраженное асимметричное строение: склоны западной и юго-западной экспозиции длинные (10—14 км) и пологие, склоны северной и северо-восточной экспозиции короткие (2—3 км) и крутые.

Всеми исследователями Закарпатье вулканические породы Выгорлят-Гутинской гряды делятся на две свиты: нижнюю, гутинскую, и верхнюю, бужорскую. Эффузивы гутинской свиты в пределах Чоп-Мукачевской впадины перемежаются с угленосными осадочными отложениями левантинского яруса (верхний плиоцен). Хотя верхняя возрастная граница бужорской свиты и не установлена, но принято считать, что вулканические излияния в Закарпатье закончились в верхнем плиоцене и в четвертичное время уже не происходили.

На основании геоморфологического изучения района и выявления возрастного соотношения террас и эффузивов автором высказывается предположение о наличии более молодых четвертичных лавовых излияний.

Солотвинская и Чоп-Мукачевская впадины и вулканическая гряда пересекаются с востока на запад р. Тиссой, которая создает серию террас. На склонах гряды, окаймляющих Солотвинскую впадину с запада и юга, подошва эффузивов расположена на абсолютной высоте 400—600 м (за исключением юго-западного участка близ «Хустских ворот»). Эрозионные и эрозионно-аккумулятивные террасы здесь вырезаны, в основном, в осадочной толще, подстилающей вулканические породы. В западной части Солотвинской впадины, где подошва эффузивов спускается ниже 400 м над уровнем моря, террасы вырезаны в эффузивах.

На участке, где р. Тисса пропиливает центральную часть Выгорлят-Гутинской гряды («Хустские ворота»), эрозионные террасы вырезаны в вулканических породах, подошва которых уходит под урез Тиссы. На западном и юго-западном склонах гряды, в Чоп-Мукачевской впадине террасы вырезаны как в осадочных, так и в вулканических породах

гутинской свиты, подошва последних не поднимается здесь выше 200 м над уровнем моря.

Изучение террас р. Тиссы показывает, что они врезаются только в вулканические породы гутинской свиты, эрозионных уровней, вырезанных в бужорской свите, не было встречено. В связи с этим можно считать, что все террасы р. Тиссы моложе, по всей вероятности, эффузивов гутинской свиты.

В пределах Солотвинской впадины эффузивы гутинской свиты лежат на выровненную поверхность предлевантинского возраста, срезающую слабо дислоцированные осадочные породы верхнемиоценового и нижнеплиоценового возраста, которая имеет в настоящее время абсолютную высоту 500—600 м. Все террасы р. Тиссы моложе этой поверхности, так как врезаются в нее. На основании совпадения средних относительных высот террас Солотвинской впадины с высотами террасовых уровней, выделяемых для Восточных Карпат Г. П. Алферовым (1948), принимаем следующую схему возрастного деления террас.

Террасы	Относит. высота, м	Абс. высота, м	Возраст
I	5—10	175—200	QIII
II	15—20	195—210	QIII
III	35—40	210—220	QII
IV	60	230—260	QII
V	100	270—300	QII—I
VI	180	310—350	QI
VII	250	400—450	QI—N ₂



Вышеприведенное соотношение террас и вулканических образований показывает, что в Солотвинской впадине излияние лав гутинской свиты было закончено к концу верхнего плиоцена, до формирования VII террасы, имеющей нижнечетвертичный — верхнеплиоценовый возраст.

Иное, чем вышеописанное, взаимоотношение эффузивов и четвертичных террас наблюдается по левому борту ключа Модерош (левый приток р. Тиссы) близ с. Велятин (рис. 1).

Здесь находится сложное эффузивное образование, имеющее вид «языка», или червеобразного извилистого отростка, отходящего на север от края гряды и далеко вдающегося в долину р. Тиссы по ее склону.

Длина «языка» около 5 км, ширина — 0,8—1,2 км. Поверхность его плоская, широкая, слабо наклоненная на север (по направлению к р. Тиссе). Наивысшая абсолютная отметка поверхности в юго-западной части, примыкающей к гряде, равняется 500 м и понижается на север до 300 м над уровнем моря. На северо-восточном конце расположен конусовидный остроконечный массив с абсолютной высотой 325 м. Абсолютная отметка поверхности гряды на прилегающем отрезке составляет 700—800 м. Относительная высота поверхности «языка» над современным урезом ключа Модерош 100—120 м, относительно уреза р. Тиссы высота ее меняется от 225 до 125 м.

По данным бурения, эффузивы «языка» ложатся на разновозрастные осадочные отложения верхнемиоценового возраста, в том числе и на самые молодые для Солотвинской впадины — паннонские отложения.

Сам «язык» имеет сложное геологическое строение¹. Он начинается от высокого экструзивного купола — массива горы «Широкий верх», — расположенного в пределах контура гряды. Этот купол и отходящий от него поток представлены роговообманковыми липарито-дацитами. На северо-восточном конце «языка» располагается другой купол (конусовидный массив высотой 325 м), сложенный двупироксеновыми андезито-дацитами с хорошо выраженной тонкой флюидалльной полосчатостью,

ориентированной близко к вертикальной. От купола на юго-запад отходит поток двупироксеновых андезитов-дацитов. Потoki липарито-дацитов в андезитов-дацитов, сливаясь, образуют тело «языка». Точное взаимоотно-

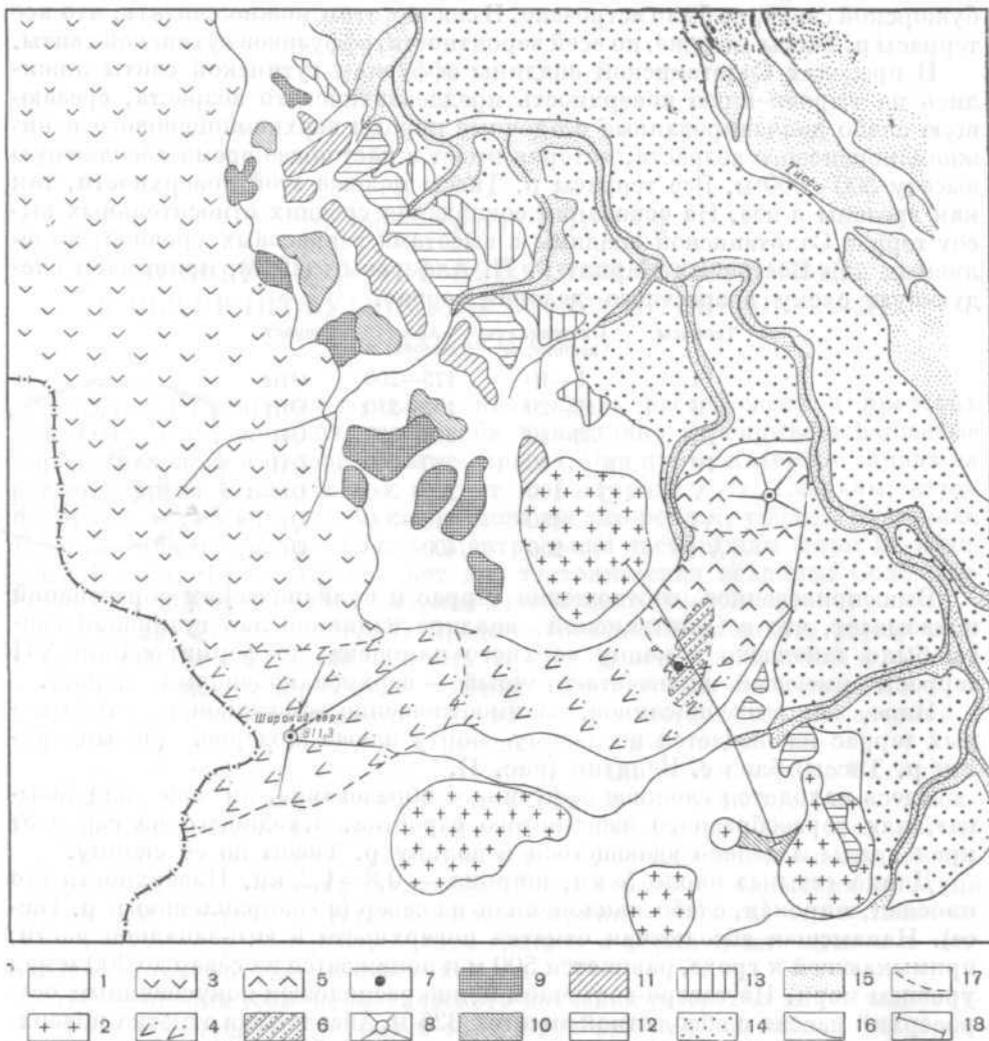


Рис. 1. Схема геолого-морфологического строения левобережья р. Тиссы

1 — осадочные отложения верхнего миоцена; 2 — интрузии верхнего миоцена; 3 — нерасчлененные эффузивы гутинской и бужорской свит в плиоцене; 4 — роговообманковые липарито-дациты; 5 — двупироксеновые андезитов-дациты; 6 — участок гидротермально-измененных пород и зона брекчирования; 7 — ртутное рудопроявление; 8 — экструзивный купол; 9 — VI надпойменная терраса; 10 — V надпойменная терраса; 11 — IV надпойменная терраса; 12 — III надпойменная терраса; 13 — II — надпойменная терраса; 14 — I надпойменная терраса; 15 — поймы; 16 — установленные границы; 17 — предполагаемые границы; 18 — линия профиля I—I

шение липарито-дацитов и андезитов-дацитов не установлено. По данным наземных наблюдений по восточному краю «языка» встречаются выходы липарито-дацитов, уже в поле развития андезитов-дацитов. Поскольку эти выходы расположены в нижней части склона, можно предполагать, что андезитов-дациты перекрывают липарито-дациты. Кроме того, на г. «Широкий верх» аналогичные андезитов-дациты залегают на липарито-дацитах.

Рассмотрим взаимоотношение «языка» как морфологического элемента долины р. Тиссы с окружающими террасами. Все пространство к западу и к востоку от «языка» — от края гряды до русла Тиссы занято террасами, как эрозионными, так и аккумулятивными. Близрасположенные площадки террас VI, V, IV и III уровней имеют такие же абсолютные отметки, как поверхность языка, а основной морфологической особенностью его поверхности является отсутствие террас, что нельзя объяснить плохой их сохранностью, так как террасы, вырезанные в вулканических породах, на остальной территории очень хорошо выражены в рельефе.

«Язык» расположен в понижении рельефа среди высоких массивов (отпрепарированных в рельефе верхнемиоценовых интрузий) и отдельных площадок террас V, IV и III уровня. Как видно из поперечного профиля,

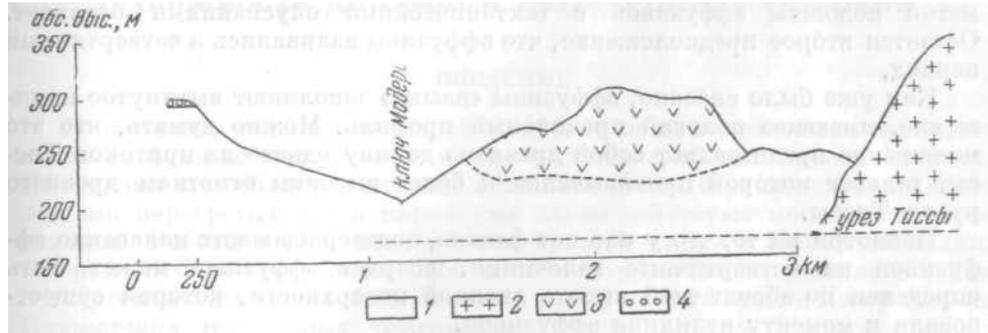


Рис. 2. Профиль по линии /—/.

1 — осадочная толща верхнего миоцена; 2 — интрузия; 3 — эффузивы языка; 4 — галечники IV надпойменной террасы

построенного по данным геоморфологического картирования и буровых скважин (рис. 2), восточный край «языка» ограничен выступом, образованным в подстилающей осадочной толще, имеющим вид борта долины. Высота выступа над подошвой эффузивов «языка» 20—30 м. Мощност эффузивов колеблется от 30 до 90 м, увеличиваясь к северу, в сторону Тиссы. Абсолютная отметка подошвы эффузивов в южной части (близ края гряды) 420 м, на север, в сторону р. Тиссы она понижается до 225 м.

Строение «языка» показывает, что основная часть его представляет собой покров, состоящий из двух петрографических разновидностей эффузивов, подошва которых имеет очень низкие гипсометрические отметки, не характерные для данного участка гряды. По данным Л. Г. Булыгиной, в 2 км западнее «языка» (по ключам Игнатьевскому и Сельскому) аналогичные роговообманковые липарито-дациты и двупироксеновые андезито-дациты перекрывают оливиновые базальты бужорской свиты, из чего следует, что липарито-дациты и андезито-дациты являются самыми молодыми эффузивами в районе.

Низкое гипсометрическое положение подошвы эффузивов «языка» могло бы быть объяснено тектоническими опусканиями, но в сочетании с отсутствием на склонах «языка» террас низкое гипсометрическое положение подошвы, по-видимому, может быть объяснено только его молодым четвертичным возрастом.

Если считать, что эффузивы Модерошского «языка» имеют ранее принятый верхнеплиоценовый возраст, и что они заполнили тектоническую депрессию, существовавшую к моменту их излияния, то тогда бы при последующем, четвертичном врезании р. Тиссы, в эффузивах были бы вырезаны все террасы, развитые на данном участке долины. Отсутствие террас опровергает это предположение. Кроме того, для этого предположения нет никаких геологических данных.

В связи с тем, что в центральной части «языка» расположена зона развития тектонических брекчий, пересекающая липарито-дациты и андезиты, возможно и другое предположение. Можно было бы предполагать, что лавовое излияние происходило на более высоком уровне четвертичного рельефа, а потом южная, наиболее низко расположенная часть эффузивов была опущена по этой зоне на 100—150 м. Но тогда бы депрессия, образованная этим опусканием, должна была заполниться аллювием р. Тиссы. Эффузивы были бы перекрыты мощной толщей галечника, а последующий размыв создал бы серию террас, чего нет в данном месте. Следовательно, крупных вертикальных перемещений по указанной тектонической зоне не происходило.

Таким образом, предположение о связи низких гипсометрических отметок подошвы эффузивов с тектоническими опусканиями отпадает. Остается второе предположение, что эффузивы изливались в четвертичный период.

Как уже было сказано, эффузивы «языка» заполняют вытянутое понижение, имеющее пологий продольный профиль. Можно думать, что это понижение представляет собой древнюю долину одного из притоков Тиссы, тальвег которой привязывался к более высоким отметкам древнего русла Тиссы.

Несмотря на то, что у нас нет фактов, подтверждающих налегание эффузивов на четвертичные галечники, возраст эффузивов может быть определен по абсолютной высоте дневной поверхности, которая существовала к моменту излияния эффузивов.

В настоящее время установлено, что подошва липарито-дацитового покрова спускается до 250 м абсолютной высоты. Даже если считать, что липарито-дациты не спускаются ниже этой отметки (что точно не установлено), то и эта абсолютная отметка ложа эффузивов для данного отрезка долины р. Тиссы соответствует уровню IV надпойменной террасы. По линии профиля высота подошвы эффузивов в центральной части «языка» в 2,5 км от его купола ниже поверхности IV надпойменной террасы, расположенной в 700 м восточнее, на 70 м. Она имеет здесь отметку 225 м абсолютной высоты, т. е. лежит на уровне III надпойменной террасы (современная абсолютная высота уреза р. Тиссы в данном месте 175 м).

В с. Велятин, в 1,8 км к западу от языка, на этой абсолютной высоте развита III надпойменная терраса с горизонтом галечника мощностью не менее 5 м. Таким образом, все вышесказанное дает основание думать, что образование эффузивов данного «языка» относится к тому времени, когда III надпойменная терраса уже сформировалась, а IV еще не начинала формироваться, т. е. падает на среднечетвертичное время.

Поскольку эти эффузивы залегают на оливиновых базальтах бужорской свиты, их можно относить к бужорским, верхнюю возрастную границу бужорской свиты соответственно следует поднять до среднечетвертичного времени.

Выяснение возраста описываемого эффузивного образования имеет большое значение не только для вопроса стратиграфии вулканических образований, но и для определения возраста ртутного оруденения, так как с тектонической зоной, расположенной в центральной части этого образования, связан участок гидротермального изменения пород и рудопроявления ртути. Наличие в «языке» рудопроявления ртути дает основание считать, что верхняя граница ртутного оруденения в Закарпатье, как и вулканических излияний, относится к среднечетвертичному времени.

ЛИТЕРАТУРА

Алферов Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. «Тр. Львовск. об-ва» при ЛГУ им. Ив. Франко, сер. геол., вып. 1, 1948.

В. В. А В Е Р Ь Е В

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПАРОВОДЯНЫХ СКВАЖИН**ВВЕДЕНИЕ**

В последние годы в ряде стран получило широкое развитие использование подземных горячих вод и паров для выработки электроэнергии. Пионером в этой области выступила Италия, где на базе выведенных скважинами перегретых вод и паров уже давно действуют мощные электростанции. Работы в этом направлении ведутся также в Новой Зеландии, Японии. В Советском Союзе работы по использованию подземного тепла в энергетических целях были начаты в 1957 г. на Южной Камчатке, на Паужетских термальных источниках.

На многих месторождениях, в том числе и на Паужетском месторождении в СССР, продукция геотермических скважин представлена пароводяной смесью, однако опыт буровых работ и расчеты убедительно свидетельствуют о том, что на глубине скважины вскрывают не пар, а горячую воду, находящуюся под значительным давлением. Поэтому к изучению таких скважин и всего месторождения в целом необходимо подходить с общих гидрогеологических позиций, используя хорошо разработанную теорию динамики подземных вод.

Зарубежные исследователи, насколько можно судить по опубликованным работам, в частности по сводке Грэнджа (Grange L. I., 1955), остерегаются применять к геотермическим скважинам принятые в гидрогеологии характеристики и методы анализа. Причина этого кроется, по-видимому, в крайне своеобразной динамике пароводяных скважин, которая влечет за собой выбор методики опробования, обычно не применяемой при прочих гидрогеологических изысканиях.

По нашему мнению, весьма существенные специфические особенности пароводяных скважин лишь затрудняют гидрогеологический подход к ним, но не исключают его. Учет этих особенностей открывает доступ к правильной интерпретации данных, получаемых при опробовании. В настоящей статье высказывается ряд соображений, касающихся динамики пароводяных скважин, которые сложились в результате изучения зарубежных материалов и на основании опыта, полученного при опробовании первой глубокой скважины на Паужетских термальных источниках.

ГЛУБИНА ПАРООБРАЗОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ

Особенности динамики пароводяных скважин обуславливаются тем, что они вскрывают на глубине напорную воду с температурой значительно выше 100° . В результате продукция скважин на выходе представлена двухфазной средой (вода + насыщенный пар), причем по мере подъема пароводяной смеси по стволу скважины количество пара прогрессивно нарастает. Соответственно с этим, при приближении к устью

скважины возрастает скорость пароводяной смеси, часто достигая на выходе нескольких сотен метров в секунду, хотя расход скважины в весовом выражении может быть сравнительно небольшим. Глубина образования паровой фазы определяется двумя главными факторами: температурой воды, вскрытой скважиной, и давлением, под которым находится вода во время фонтанирования скважины.

В том случае, когда на устье скважины монтируются всякого рода измерительные устройства или делаются эксплуатационные отводы, — создаются дополнительные сопротивления, что вызывает смещение глубины образования паровой фазы и, следовательно, изменение дебита скважины. Поэтому крайне необходимо представлять процессы, происходящие в скважине, в количественном выражении.

К сожалению, в имеющихся теплотехнических руководствах и справочниках отсутствуют данные о параметрах пароводяной смеси, в связи с чем пришлось проделать предварительную вычислительную работу¹.

На графике (рис. 1) представлены кривые удельных объемов пароводяной смеси $V = f(P)$ и паросодержания в весовых процентах $x = f(P)$, отражающие изменение указанных величин в возможном диапазоне давлений при заданных теплосодержаниях. На этом же графике представлена группа кривых $p = f(H)$, характеризующих рост гидростатического давления столба пароводяной смеси.

В основу расчета кривых нами были положены следующие соображения. Если скважина непрерывно извергает пароводяную смесь с теплосодержанием I ккал/кг, то при давлении 1 атм и 100° , т. е. на выходе из скважины, содержание пара можно определить из следующего уравнения:

$$I = X \cdot 639 + (1 - X) \cdot 100, \quad (1)$$

где X — количество пара в 1 кг пароводяной смеси;

$1 - X$ — количество воды в 1 кг пароводяной смеси;

639 — теплосодержание 1 кг пара при $p = 1$ атм и 100° ;

100 — теплосодержание 1 кг воды при тех же условиях.

Найденное количество пара занимает объем, равный $\frac{X}{\gamma''}$, где γ'' — удельный вес пара при $p = 1$ ата. Вода, при тех же условиях, занимает объем $\frac{1 - X}{\gamma'}$, где γ' — удельный вес воды. Отсюда находим удельный объем пароводяной смеси (V), равный $\frac{X}{\gamma''} + \frac{1 - X}{\gamma'}$, и ее удельный вес (γ), равный $\frac{1}{V}$. (Нами для упрощения расчетов не учитывается газонасыщенность воды, влияние которой на величину удельных весов и объемов особенно велико в начале парообразования).

Зная удельный вес пароводяной смеси, рассчитываем высоту ее столба (H), оказывающего давление 0,1 ата. (Величина 0,1 ата выбрана для удобства пользования теплотехническими таблицами). После этого вновь возвращаемся к уравнению (1), подставляя в него теплосодержание воды и пара уже при давлении 1,1 ата и соответствующей температуре насыщенного пара. При этом получаем, по сравнению с первым расчетом, несколько меньший процент пара, несколько больший удельный вес смеси и, как следствие, меньшую высоту столба, повышающего давление еще на 0,1 ата. Продолжая таким порядком расчет, в конце концов приходим к гидростатическому давлению, равному упругости насыщенного пара при данной температуре, т. е. к таким условиям, когда парообразование заканчивается.

¹ Вычислительные работы производились А. А. Гавронским, В. Г. Ренне и В. В. Дьячковым.

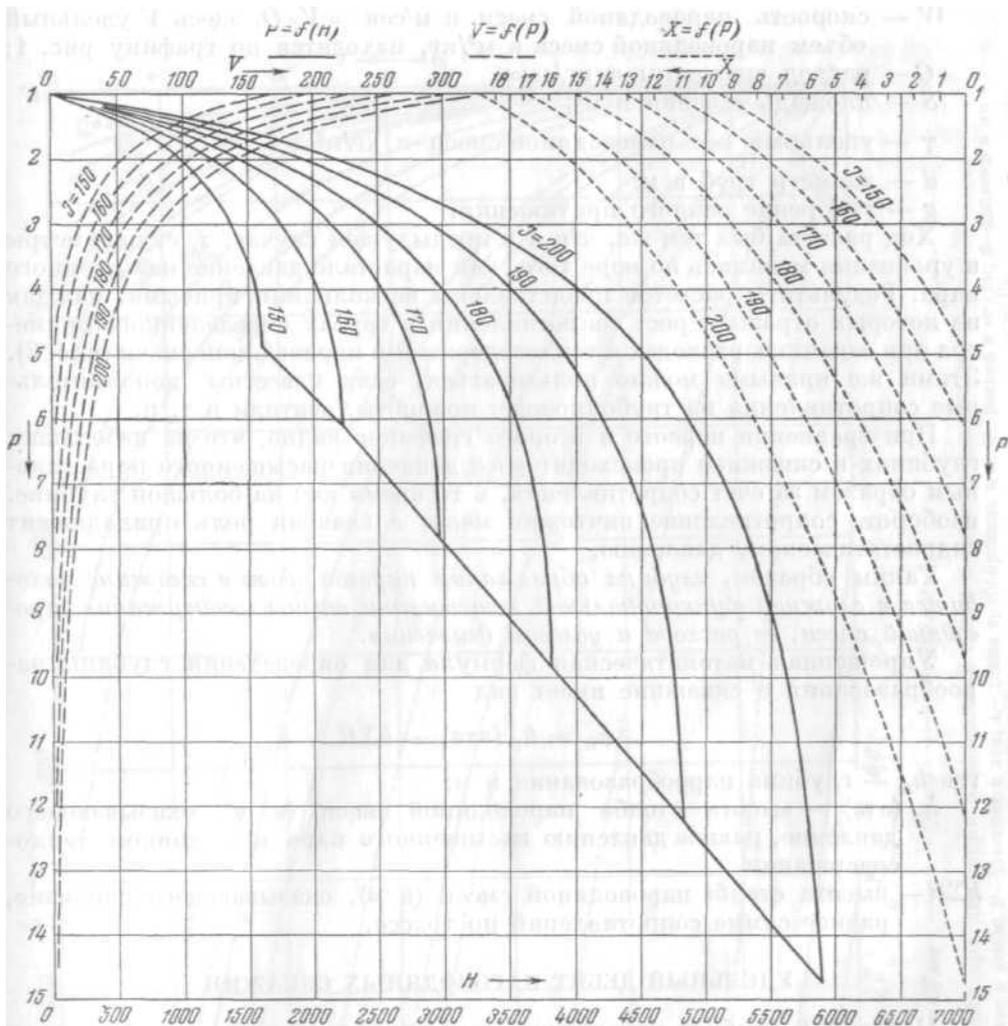


Рис. 1. График для определения параметров пароводяной смеси.

P — давление в ата, V — удельный объем в л/кг, X — паросодержание в весовых %, H — высота столба пароводяной смеси в м, оказывающего гидростатическое давление, равное давлению насыщенного пара, I — теплосодержание в ккал/кг

В действительности глубина парообразования контролируется не только весом вышележащего столба пароводяной смеси, но также и динамическими сопротивлениями, возникающими при ее движении по стволу скважины. Для оценки возникающих сопротивлений мы воспользовались существующей формулой (для горизонтального трубопровода), считая для упрощения, что по трубе идет очень влажный пар с большим удельным весом:

$$R = \frac{\lambda \cdot W^2 \cdot \gamma}{2g \cdot d},$$

где R — удельное сопротивление в $1 \text{ ата} \cdot 10^4$ на 1 м длины;

λ — коэффициент гидравлического трения = 0,03 (рекомендация теплотехнических справочников для расчетов сопротивлений в паропроводе);

W — скорость пароводяной смеси в м/сек = $V \cdot Q$, здесь V удельный объем пароводяной смеси в м³/кг, находится по графику рис. 1;
 Q — расход скважины в кг/сек;
 S — площадь сечения в м²;
 γ — удельный вес пароводяной смеси в кг/м³ = $\frac{1}{V}$;
 d — диаметр труб в м;
 g — ускорение земного притяжения.

Ход расчета был тем же, что и в предыдущем случае, т. е. параметры в уравнении менялись по мере того, как нарастало давление насыщенного пара. Результаты расчетов представлены несколькими кривыми, каждая из которых отражает рост сопротивления в трубах определенного диаметра при заданных расходах и теплосодержании пароводяной смеси (рис. 2). Этими же кривыми можно пользоваться, если известны дополнительные сопротивления на трубопроводе: повороты, вентили и т. п.

При сравнении первого и второго графиков видно, что на небольших глубинах в скважине происходит рост давления насыщенного пара главным образом за счет сопротивления, в то время как на большой глубине, наоборот, сопротивление ничтожно мало, а главная роль принадлежит гидростатическому давлению.

Таким образом, *глубина образования паровой фазы в скважине находится в сложной функциональной зависимости от теплосодержания пароводяной смеси, ее расхода и условий движения.*

Упрощенная математическая формула для определения глубины парообразования в скважине имеет вид

$$h_{\text{п}} = h_{\text{р}}(\text{ата}) - h\Sigma R,$$

где $h_{\text{п}}$ — глубина парообразования в м;

$h_{\text{р}}(\text{ата})$ — высота столба пароводяной смеси (в м), оказывающего давление, равное давлению насыщенного пара при данном теплосодержании,

$h\Sigma R$ — высота столба пароводяной смеси (в м), оказывающего давление, равное сумме сопротивлений по трассе.

УДЕЛЬНЫЙ ДЕБИТ ПАРОВОДЯНЫХ СКВАЖИН

Найденной глубине парообразования в скважине всегда соответствует строго определенное давление, а именно — давление насыщенного пара при имеющейся температуре. Благодаря этому обстоятельству, можно произвести оценку гидродинамического состояния скважины. В самом деле, если на некоторой глубине существует давление, которое превосходит по своей величине давление столба воды от данного уровня до устья скважины, то происходит как бы частичное «закупоривание» скважины паром, и она дает меньшую продукцию, чем можно ожидать по гидрогеологическим данным. Такое явление характерно для скважин небольшого диаметра, вскрывающих мощные притоки высокотемпературных вод. В других скважинах, наоборот, глубина парообразования столь велика, что давление насыщенного пара оказывается значительно меньше давления столба воды от этого уровня до устья скважины. В таком случае имеет место эффект парлифта, и продукцию скважины можно рассматривать как результат откачки ее паром.

В пароводяных скважинах нет четко выраженного динамического уровня, как это наблюдается в обычных артезианских скважинах, откачиваемых насосами. Однако откачку паром можно сравнить с явлением естественного газлифта и с откачкой воды из скважин компрессором. Реальность существования динамического уровня при откачках

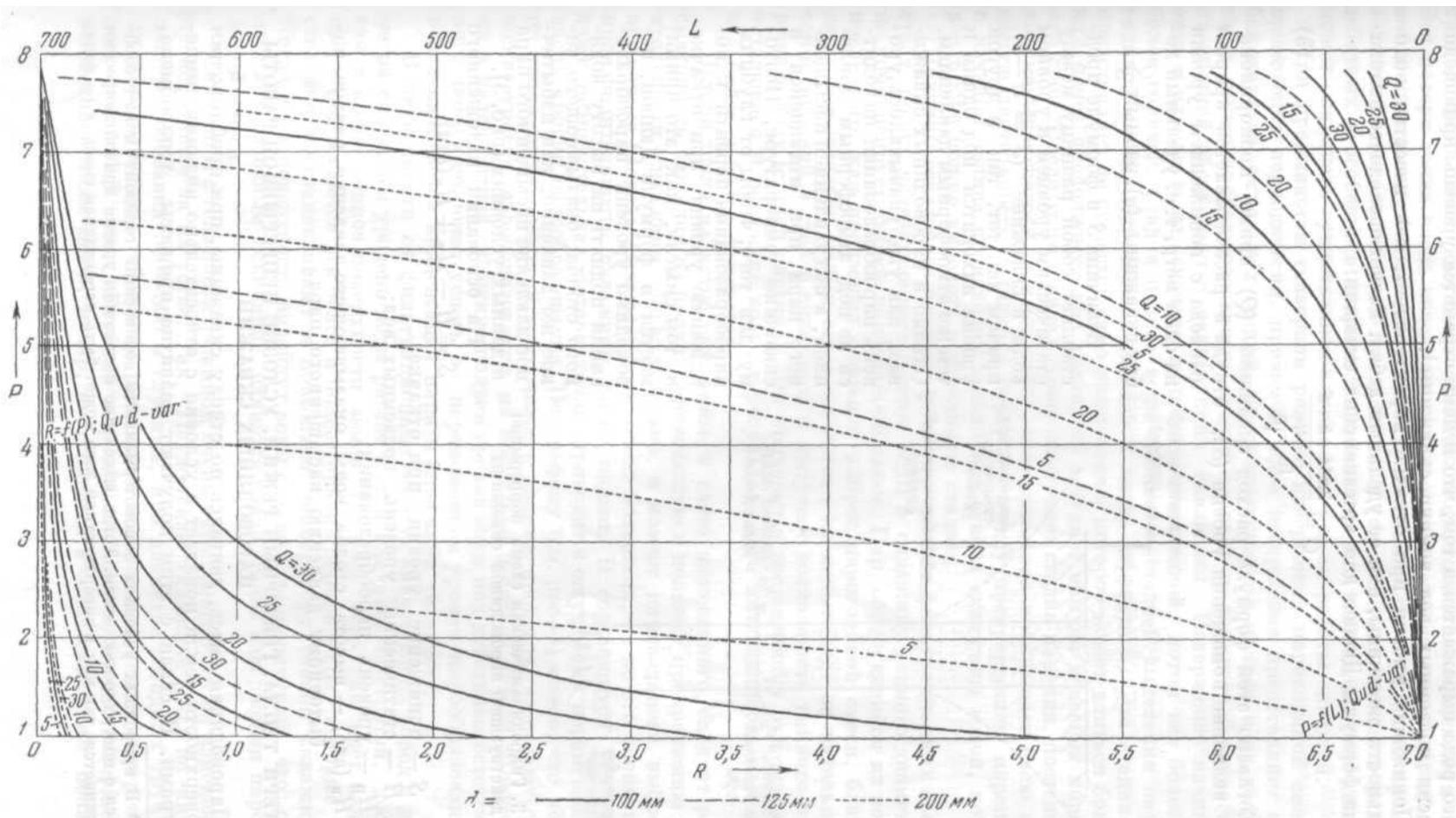


Рис. 2. График для определения сопротивлений при движении пароводяной смеси в горизонтальном трубопроводе.

I —теплосодержание смеси 170ккал/кг; R —удельное сопротивление в атм/м; P —давление в атм; L —длина трубопровода в м; Q —расход в кг/сек; d —диаметр в мм

такого рода выражается в том, что к нему стремится уровень кривой депрессии подземных вод вокруг скважины¹.

Понижение уровня при откачке характеризует, как известно, водообильность скважины, или ее удельный дебит. Расчет последнего вытекает из формулы Дюпюи для артезианских скважин:

$$Q = \frac{2\pi M \cdot k \cdot S}{\ln \frac{R}{r}} \quad (3)$$

Согласно этой формуле расход скважины (Q) прямо пропорционален величине понижения уровня (S), откуда и рассчитывается прирост

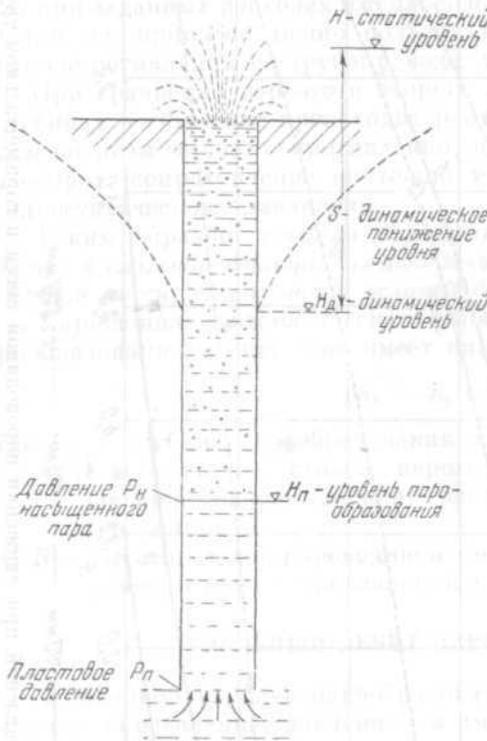


Рис. 3. Гидродинамическая схема непрерывно действующей пароводяной скважины

расхода с понижением уровня на один метр, т. е. удельный дебит скважины (q), равный Q/S .

Величина S в формуле представляет собой разницу между статическим уровнем и уровнем воды в скважине ($S = H - h$), причем как тот, так и другой уровни находятся под одним и тем же атмосферным давлением. Однако в пароводяных скважинах, как уже указывалось, уровень парообразования находится не под атмосферным давлением, а под давлением насыщенного пара при имеющейся в скважине температуре. Поэтому для того, чтобы от глубины парообразования перейти к понижению уровня при откачке в том смысле, как это принимается в формуле Дюпюи, необходимо уровень парообразования поднять на высоту водяного столба, оказывающего такое же давление, как избыточное давление насыщенного пара в данных условиях (рис. 3).

На основании изложенного

$$S = H - H_n + H_b \text{ (ата)},$$

где S — понижение уровня при откачке;

H — статический уровень подземных вод;

H_n — уровень парообразования;

H_b (ата) — высота столба воды, оказывающего давление, равное избыточному давлению насыщенного пара.

ПОТЕРИ ТЕПЛА. ГЕЙЗЕРНЫЙ РЕЖИМ. УСЛОВИЕ НЕПРЕРЫВНОЙ РАБОТЫ ПАРОВОДЯНЫХ СКВАЖИН

Пароводяная смесь, двигаясь по стволу скважины, при приближении к поверхности земли попадает в условия с относительно низкими температурами. В связи с этим получают развитие процессы теплообмена,

В природных условиях высокотермальный водоносный горизонт может сообщаться с поверхностью земли. Тогда выяснение положения уровня кривой депрессии усложняется, так как в поверхностной зоне может быть пароводяная смесь, а не вода.

приводящие к некоторому снижению теплосодержания пароводяной смеси. Эти потери тепла очень невелики — как показывают расчеты, они обычно не превышают 1 ккал/сек, и поэтому на скважинах с большой производительностью охлаждение практически не сказывается. Однако в малодебитных и особенно в прерывисто действующих скважинах отток тепла может оказывать существенное влияние на режим работы скважин.

При прерывистом гейзерном режиме извержения пароводяной смеси происходят периодически, причем каждое извержение представляет собой цикл из нескольких стадий. Продолжительность циклов и их частота, а также продолжительность стадий зависят от конкретной гидрогеологической обстановки и конструкции скважины. Извержение начинается с излива воды, сначала немного охлажденной, потом все более и более горячей. Стадия излива воды сменяется стадией выделения пароводяной смеси, бурно нарастающей и очень эффективной. Эта стадия и представляет по существу само извержение, которое может длиться более или менее продолжительное время, но затухает обычно в весьма короткий срок. После этого в ряде случаев наступает стадия парения, постепенно уменьшающегося, и в конечном счете скважина прекращает свою видимую деятельность. Однако в перерыве между прекращением парения и началом излива происходит заполнение ствола скважины водой, которое также можно выделить в отдельную стадию.

Причины гейзерного режима кроются в низких фильтрационных свойствах пород, вследствие чего приток воды в скважину данного диаметра не компенсирует выброс пароводяной смеси. Пар, образующийся из воды после того, как произошел основной выброс пароводяной смеси, благодаря относительно малым его количествам не испытывает значительных сопротивлений в стволе скважины и получает возможность намного опережать воду (стадия парения). Это приводит к постепенному охлаждению оставшейся в скважине воды, в результате чего интенсивность парения все более и более снижается.

Потери тепла на устье скважины, в свете изложенного, следует рассматривать как одну из причин, приводящую к полному прекращению деятельности скважины. Действительно, в момент пароводяного выброса временные расходы бывают обычно очень большими, но по его окончании производительность скважины резко падает. В создавшихся условиях даже незначительная потеря тепла приводит к ощутимому перемещению вверх уровня парообразования. По графику (см. рис. 1) видно, что потери тепла, выражающиеся всего навсего долями процента, вызывают смещение уровня парообразования на несколько десятков метров. Поскольку в малодебитной скважине подъем уровня воды под действием естественного напора не может успеть за перемещением уровня парообразования, в ней начинается конденсация пара и скважина «глохнет».

В зависимости от фильтрационных свойств окружающих пород и диаметра скважины уровень воды растет с той или иной быстротой, достигая в конце концов поверхности земли. По мере того как идет излив, вверх поднимаются все более и более горячие порции воды, которые постепенно восстанавливают и повышают температуру стенок скважины. Когда же к поверхности подойдут воды с такой температурой, что окажется возможным вскипание, начнется новая стадия извержения пароводяной смеси.

Скважины с гейзерным режимом очень чутко реагируют на изменения, происходящие на их устье. Так, Паужетская скважина (Р-1) на интервале опробования 300—500 м глубины, при диаметре обсадных труб 8", характеризовалась гейзерным режимом с перерывами между извержениями около 1,5 суток. Глубина парообразования во время извержения накопилась ниже забоя, и пар, поступавший в ствол скважины обладал

такими большими скоростями, что его энергии хватало на то, чтобы выносить из скважины обломки пород весом в несколько десятков граммов. Однако стоило извержение скважины направить через боковой отвод, т. е. ввести на устье относительно небольшое дополнительное сопротивление, как извержение становилось менее эффективным, а промежуток между ними сокращался до одних суток, что было связано с повышением уровня парообразования.

Многodeбитные пароводяные скважины, как уже указывалось, не реагируют на незначительные потери тепла. Расчеты показывают, что при средних диаметрах, принятых в бурении (4—8"), постоянно действующие скважины должны обладать очень большой производительностью. Цифры, которые приводятся в сводке Грэнджа (Grange, 1955), подтверждают это положение: новозеландские скважины с постоянным режимом характеризуются расходами пароводяной смеси, измеряемыми десятками килограммов в секунду.

Если при выработанном постоянном режиме на устье скважины ввести какое-либо дополнительное сопротивление, например, прикрыть задвижку или подключить длинный трубопровод, уровень парообразования, так же, как и в случае тепловых потерь, займет более высокое положение. В связи с этим скважина сразу же уменьшит, а может и вообще временно прекратить свою деятельность. Это почти аналогично тому случаю, как если бы при откачке обычной артезианской скважины штанговым насосом «на-храпок» насос неожиданно был бы поднят на несколько метров вверх; естественно, что откачка должна была бы временно прекратиться. В пароводяной скважине, проידенной в водообильных породах, подъем уровня воды произойдет за малый промежуток времени, и она быстро приспособится к создавшимся условиям, приобретя вновь стабильный режим, только с несколько меньшим дебитом. Если же водообильность пород невелика, то повышение уровня откачки повлечет за собой длительную перестройку режима скважины.

Подобное положение создалось, в частности, на Паужетском месторождении при опробовании скважины Р—1 на интервале 120—196 м. При проведении этого опробования скважина имела гейзерный режим, но стадия ее активного действия была продолжительной — несколько часов. В эту стадию скважина извергла около 10 кг/сек пароводяной смеси с теплосодержанием в среднем 170 ккал/кг. Расчеты показывают, что при имевшемся диаметре — 12" — глубина парообразования и уровень откачки располагались ниже забоя скважины. (Точно определить уровень откачки в этом случае, к сожалению, нельзя, так как пока остается неизвестным расчет сопротивления движению пароводяной смеси в породах.)

Когда во время опробования делались попытки подключить к скважине сепарационную установку для того, чтобы произвести замеры расхода, скважина немедленно «глохла». При подключении сепаратора на устье скважины фиксировалось давление до 4,5—5,5 ата, отражавшее сопротивление участка трассы от устья скважины до выхода пара из сепаратора. При температуре 170° упругость насыщенного пара составляет 7,8 ата. Как следует из графика (рис. 1), рост давления от 5,5 до 7,8 ата при соответствующем теплосодержании (170 ккал/кг) происходит на протяжении 130 м (сопротивление стенок скважины в 12" можно в расчет не принимать, так как оно при данном расходе очень мало (рис. 2). Таким образом, глубина парообразования при подключении сепаратора перемещалась в призабойную часть скважины, а уровень откачки оказывался на глубине около 60 м. В связи с резким повышением уровня откачки скважина сразу же снижала свою деятельность. Поскольку удельный дебит скважины был очень мал —

менее 0,05 кг/сек, а диаметр большой, подъем уровня воды шел медленно и скважина прекращала работать.

Разобранные примеры свидетельствуют о том, что как потери тепла, так и ввод дополнительных сопротивлений (трубопроводы, измерительные устройства и пр.) вызывают один и тот же результат — уменьшение глубины парообразования в скважине. При этом, если скорость перемещения уровня парообразования оказывается больше, чем скорость подъема уровня воды, то в работе скважины наступает перерыв. Отсюда вытекает основное условие непрерывной работы пароводяных скважин, которое можно сформулировать следующим образом: *для непрерывной работы пароводяной скважины необходимо, чтобы скорость подъема воды в ней превышала скорость перемещения уровня парообразования.*

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Выдвинутые положения позволяют решить ряд практических задач, возникающих при разведке высокотемпературных вод. В частности, пользуясь изложенной выше методикой расчетов, можно подойти к выбору рациональных эксплуатационных колонн в пароводяных скважинах. Во время разведочного бурения, в обстановке, когда еще неизвестна водообильность пород и параметры пароводяной смеси, конструкция скважин, естественно, будет часто не соответствовать оптимальной. Так, диаметр обсадных колонн может быть либо очень большим, что будет приводить к прерывистому режиму, либо, наоборот, слишком малым, что повлечет за собой некоторое искусственное снижение производительности скважины.

Однако, после гидрогеологического опробования, по получении данных об удельном дебите скважины и теплосодержании пароводяной смеси, расчет эксплуатационной колонны становится делом реальным. Зная удельный дебит скважины и ее глубину, можно задать понижение уровня воды, обеспечивающее определенную производительность скважины, и соответственно подобрать колонну труб нужного диаметра.

В ряде случаев, если это необходимо, скважину с гейзерным режимом можно перевести на режим непрерывный, подобрав для этого эксплуатационную колонну малого диаметра. В частности это может быть достигнуто в прерывисто действующей скважине Р-1 на Паужетском месторождении. По достижении глубины 196 м при диаметре 12", скважина характеризовалась среднесуточным расходом пароводяной смеси 6 кг/сек, но имела резко выраженный гейзерный режим. Расчеты показывают, что в имевшихся условиях непрерывный режим мог быть достигнут, если бы в скважину была спущена 3—4-дюймовая эксплуатационная колонна труб.

Последний вопрос, который мы считаем нужным затронуть, — вопрос о возможностях заложения пароводяных скважин на высоких отметках. Как известно, обычные артезианские скважины могут давать самоизлив только тогда, если их устье находится ниже статического уровня подземных вод. В противном случае они вынуждены эксплуатироваться с помощью откачек. Это порождает стремление бурить скважины в наиболее пониженных местах, что естественно, суживает возможности эксплуатации подземных вод. Однако в геотермических скважинах, выводящих пароводяную смесь, высота столба последней всегда намного больше столба воды, оказывающего идентичное давление. Разница в высоте будет, очевидно, тем значительнее, чем выше температура вскрытых скважиной вод.

¹ В настоящее время этот прогноз подтвердился: пробуренная рядом со скважиной Р-1 колонковая скважина диаметром 4 дюйма работает непрерывно.

Отсюда следует, что *геотермические скважины можно закладывать значительно выше статического уровня термальных вод, и в то же время рассчитывать на самопроизвольное извержение пароводяной смеси*. Последнее обстоятельство значительно увеличивает перспективы разведки и эксплуатации месторождений высокотемпературных подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- К а й е н с к и й Г. Н. Основы динамики подземных вод., ч. II. М.— Л., 1935.
Л е в и н Р. Е. Теплотехника. М., 1951.
М а р г у л о в а Т. Х. Методы получения чистого пара. М.— Л., 1955.
G a n g e L. I. Geothermal steam for Power in New Zealand. Wellington, 1955.
M a z z o n i A. The Steam Vents of Tuscany and the Larderello Plant. Bologna, 1954.

С. И. НАБОКО и В. Г. СИЛЬНИЧЕНКО
К ВОПРОСУ О МЕТАМОРФИЗМЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
РАСТВОРОВ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ПРИ ИХ
ВЗАИМОДЕЙСТВИИ

Вопрос о формировании химического состава вод термальных источников в районах активного вулканизма издавна имел большой интерес, особенно в связи с выяснением генезиса гидротермальных месторождений.

Еще с прошлого столетия существуют глубокие разногласия по вопросам происхождения самой воды, растворенных в ней веществ и тепла термальных источников.

На основании изучения термальных источников Камчатки и Курильских островов можно суверенно говорить, что в современных гидротермах содержится только малая часть магматической воды. Более того, наблюдая весьма ограниченный газовый перенос металлов при активном вулканизме, можно думать, что и растворенные в них металлы (петрогенные и рудные) — только частично магматического происхождения. Наоборот, изучая измененные породы в районах термальных источников, мы убедились в прямой связи составов вод и контактирующих с ними пород, причем метаморфизм пород и состав вод стоят в прямой зависимости от рН растворов и от количества растворенных в них кислых газов.

В районах сольфатар с высокой концентрацией сернистых газов и непрерывным образованием весьма кислых (рН иногда даже меньше единицы) растворов вулканогенные породы перерождались в опалолиты, а воды обогащались Al, Fe, Ca, Mg, Na и K. В районах с незначительной концентрацией сернистых газов образовывались менее кислые (рН = 5, рН = 6) воды, которые, перерождая вулканогенные породы в аргиллиты, богатые Al и Fe, сами обогащались Ca, Mg, Na и K.

На некоторых сольфатарах (рН = 3, рН = 4) вулканогенные породы перерождались в алуниды, богатые Al, Na и K, а в водах соответственно концентрировались Ca и Mg. Наравне с петрогенными элементами в воды из вулканогенных пород переходили и микроэлементы, в частности, рудные.

При формировании термальных источников быстро меняются кислотность и состав вод, в связи с взаимодействием вод с породами — также их газовый режим и т. д. Для большего понимания этапности формирования состава минерализованных вод нами было произведено моделирование природных условий сольфатар.

Мы исходили из наблюдений на сольфатарах вулканов Камчатки и Курильских островов, когда вулканические газы, содержащие пары воды, HCl, HF, SO₂, H₂S, CO, CO₂, H₂, CH₄, соединения As, В, NH₃ и др., в местах скопления грунтовых и поверхностных вод, конденсировались и

растворялись в них, давая на первом этапе высоконагретые весьма кислые соляно- и сернокислые воды. В результате взаимодействия кислых вод с горными породами менялся pH растворов и их состав. Соответственно изменялась лава и осадки их растворов.

Поэтому для опыта мы брали сернокислые и солянокислые растворы и размельченные до 0,25 мм образцы современных базальтов, андезитов и дацитов Камчатки и помещали их в поллитровые колбы из стекла пирекс. Колбы закрывались каучуковыми пробками с длинными воздушными

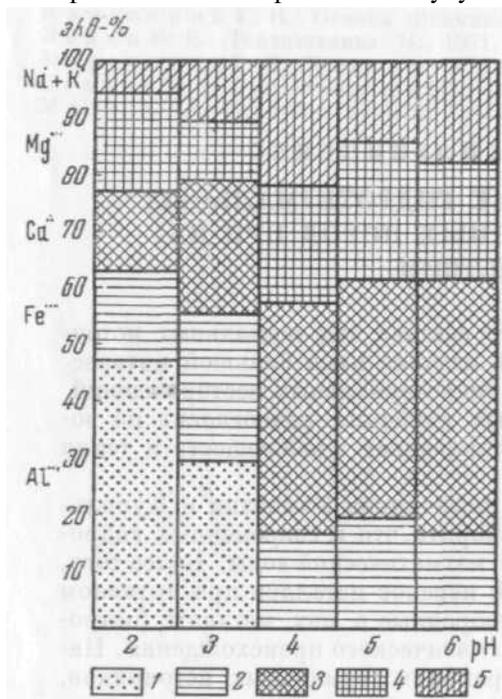


Рис. 1. Составы сернокислых растворов, образующихся при взаимодействии их с базальтами

1 — алюминий; 2 — железо; 3 — кальций;
4 — магний; 5 — натрий + калий

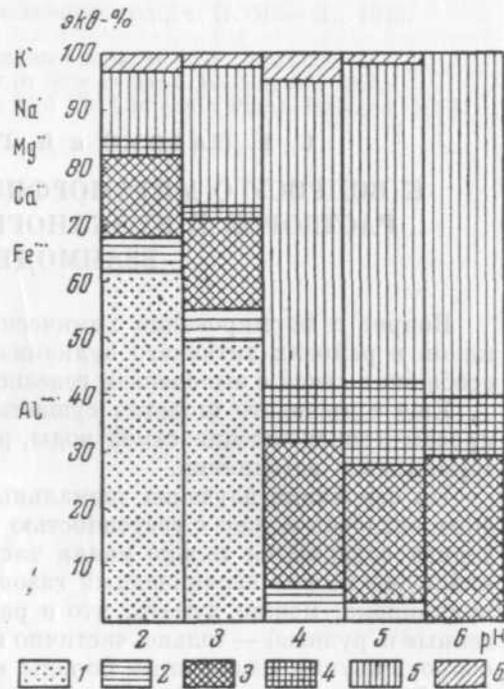


Рис. 2. Составы сернокислых растворов, образующихся при взаимодействии их с дацитом.

1 — алюминий; 2 — железо; 3 — кальций;
4 — магний; 5 — натрий; 6 — калий

холодильниками и устанавливались на водяную баню. Температура растворов поддерживалась около 100°, такой как на сульфатах. Опыт состоял из трех этапов.

I. Осуществлялся контакт с породой сернокислых растворов с постоянным значением pH (pH=2, pH=3, pH=4, pH=5 и pH=6). Для поддержания постоянного значения кислотности на потенциометре ЛП-5 систематически измерялся pH растворов, и добавлением H₂SO₄ устанавливалось постоянное значение его. После месячного воздействия растворов на лаву они анализировались (табл. 1; рис. 1,2).

Судя по анализам, минерализация и состав вод, образующихся в результате взаимодействия сернокислых растворов с лавами, зависят в основном от pH растворов и, в меньшей степени, от состава лав. Наибольшая минерализация появляется при воздействии на лавы кислых растворов (с pH=2), при этом после контакта с базальтом она вдвое большая, чем после контакта с дацитом. Наиболее интенсивно раствор обогащается кремнием, причем максимально при pH=2, вдвое меньше при pH=3, еще меньше и уже почти одинаково при pH=4, pH=5 и pH=6.

Составы сернокислых растворов с различными рН,
после месячного воздействия на базальт

Компо- ненты	г/л					экв.-%				
	рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6	рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6
Al ³⁺	0,1687	0,0180	Следы	Нет	Нет	48,1	29,1	Нет	Нет	Нет
Fe ³⁺	0,1164	0,0335	0,0042	0,0042	0,0021	15,9	26,1	16,3	19,8	15,5
Ca ²⁺	0,1072	0,0322	0,0114	0,0093	0,0064	13,7	23,3	40,4	40,6	45,0
Mg ²⁺	0,0865	0,0090	0,0036	0,0036	0,0018	18,2	10,8	21,2	25,8	21,2
Na ⁺ + K ⁺	0,0367	0,0170	0,0072	0,0037	0,0030	4,1	10,8	22,1	13,8	18,3
H ₂ SiO ₃	0,5064	0,1962	0,0429	0,0416	0,0325					
Сумма	1,0219	0,3059	0,0693	0,0624	0,0458	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Компо- ненты	г/л					экв.-%				
	рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6	рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6
Al ³⁺	0,0732	0,0231	Следы	Нет	Нет	61,5	50,3	Нет	Нет	Нет
Fe ³⁺	0,0164	0,0053	0,0017	0,0007	нет	6,6	5,4	6,0	3,8	Нет
Ca ²⁺	0,0395	0,0164	0,0077	0,0052	0,0054	14,9	16,2	25,5	24,4	28,5
Mg ²⁺	0,0035	0,0010	0,0017	0,0018	0,0012	2,2	1,5	9,4	14,1	10,5
Na ⁺	0,0395	0,0289	0,0183	0,0137	0,0134	13,1	24,6	53,8	56,7	61,0
K ⁺	0,0090	0,0042	0,0032	0,0004	Нет	1,7	2,0	5,3	1,0	Нет
H ₂ SiO ₃	0,2952	0,1557	0,0585	0,0502	0,0481					
Сумма	0,4763	0,2346	0,0911	0,0720	0,0681	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Состав свежего дацита: SiO₂ — 68,84; TiO₂ — 0,74; Al₂O₃ — 14,69; Fe₂O₃ — 2,08; FeO — 2,01; MnO — 0,10; CaO — 2,98; MgO — 1,07; Na₂O — 4,42; K₂O — 2,23; P₂O₅ — 0,11; H₂O — 0,45; Σ — 99,85.

Алюминий переходит в раствор только с рН = 2 и рН = 3, при этом по мере изменения кислотности раствора выщелачивание его на базальта уменьшается более резко, чем из дацита. Железо переходит наиболее интенсивно в раствор при рН = 2, в отличие от алюминия продолжает извлекаться из лавы растворами с рН = 4, рН = 5 и рН = 6.

Кальций и магний выщелачиваются из пород во всех случаях; максимальное количество их переходит в раствор с рН = 2, причем в случае базальта пропорция сохраняется, в случае дацита раствор резко обогащается кальцием. По мере увеличения рН раствора выщелачивание кальция и магния непрерывно ослабевает и меняются соотношения их.

Щелочные металлы переходят в раствор при всех значениях рН, причем количество их в растворах по мере увеличении рН уменьшается не так резко, как у других петрогенных элементов.

Таблица 2

Изменение отношения Са : Mg в растворах по мере изменения их рН

	Лавы	Раствор				
		рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6
Контакт с базальтом	1,2	1,2	3,6	3,2	2,6	3,6
Контакт с дацитом	3	11	16	4	3	4

Соотношение натрия и калия меняется в сторону увеличения роли натрия.

Таблица 3

Изменение отношения Na : K в растворах по мере изменения их рН

Дацит	Раствор				
	рН = 2	рН = 3	рН = 4	рН = 5	рН = 6
1,9	4,4	6,9	6,0	34	только Na

Таким образом, при контакте кислых растворов (с рН = 2 и рН = 3) слабой, независимо от ее состава, образовывались алюможелезистые сульфатные воды. Под воздействием менее кислых растворов с рН = 4, рН = 5 и рН = 6 составы их в некоторой степени обуславливались составом лав; в случае контакта с базальтом они обогащались кальцием и магнием с увеличением роли кальция по мере увеличения рН, в случае контакта с дацитом — щелочными металлами с непрерывным увеличением роли натрия.

II. На втором этапе осуществлялся контакт сернокислых, солянокислых и смешанных растворов с андезитом при непрерывно меняющейся в результате взаимодействия растворов с породами кислотности растворов. По мере изменения рН раствора, отбирались пробы его для анализа (табл. 4; рис. 3).

Опыт начинался с растворами, имеющими рН = 2. Периодически в колбу подбавлялась раздробленная лава.

По мере воздействия сернокислого, солянокислого и смешанного растворов на андезит одновременно с изменением кислотности растворов происходил метаморфизм их, характер которого частично обуславливался составом растворов.

Поведение алюминия, железа и щелочных металлов от состава раствора не зависело; во всех случаях при изменении рН от 2 до 4 алюминий переходил в раствор, после рН = 4 весь осаждался. В случае солянокислого раствора он дольше задерживался в растворе. Железо переходило в раствор при рН от 2 до 4 (при рН около 4 его максимальное количество), при дальнейшем увеличении рН происходило осаждение его. Концентрация щелочных металлов увеличивалась в растворах непрерывно.

Поведение кальция и магния частично обуславливалось составом растворов. В случае сернокислых растворов при изменении рН от 2 до 3 шло интенсивное выщелачивание кальция, от 3 до 4 — частичное осаждение, а от 4 до 6 — снова выщелачивание. Под воздействием солянокислых растворов кальций и магний непрерывно переходили в раствор по мере увеличения рН. Кремний при сернокислотном воздействии переходил в

раствор с pH от 2 до 4, при дальнейшем уменьшении кислотности шел в осадок; при солянокислотном воздействии он начал осаждаться из раствора при меньшем значении pH. В характере выщелачивания смешанными растворами больше проявлялась солянокислотная тенденция.

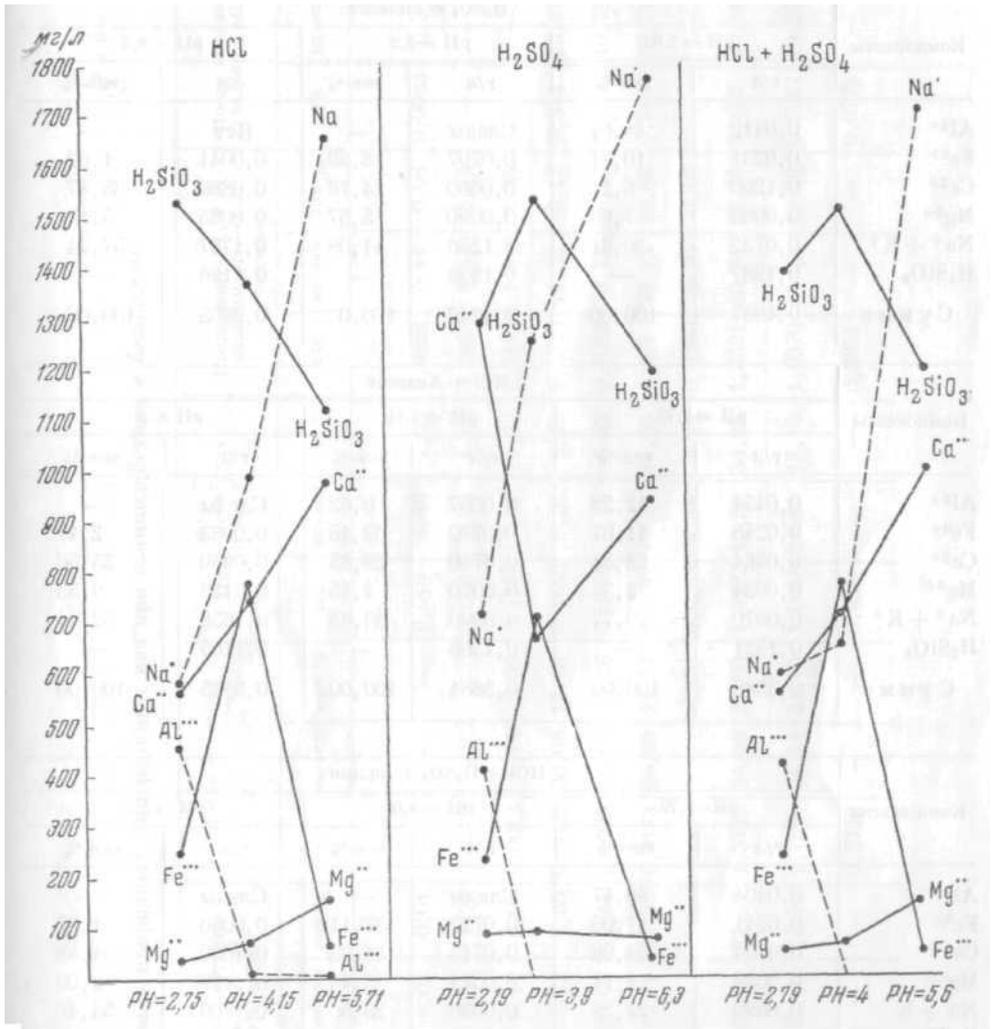


Рис. 3. Метаморфизм вод различных составов при взаимодействии их с вулканогенными породами

III. На третьем этапе осуществлялся контакт природных кислых термальных вод с базальтом и по мере изменения pH природных вод пробы растворов анализировались (табл. 5) (рис. 4).

Состав базальта: SiO_2 — 51,60; TiO_2 — 0,82; Al_2O_3 — 14,23; Fe_2O_3 — 4,20; FeO — 5,71; $\text{Fe}_{\text{мет}}$ — 0,16; MnO — 0,17; MgO — 9,38; CaO — 9,63; Na_2O — 2,71; K_2O — 0,94; H_2O — 0,03; H_2O^+ — 0,06; P_2O_5 — 0,13; S — 0,02. $\Sigma = 99,79$.

В результате контакта с базальтом природной кислой воды сложного состава (сульфатно-хлоридной с Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na и K), происходил сильный метаморфизм воды. Кремний, интенсивно переходивший в раствор на кислой стадии метаморфизма, начинал осаждаться из раствора когда значение pH его достигало четырех.

**Метаморфизм растворов различного состава
при взаимодействии их с андезитом**

Компоненты	H ₂ SO ₄ + Андезит					
	pH = 2,89		pH = 3,9		pH = 6,3	
	г/л	экв-%	г/л	экв-%	г/л	экв-%
Al ³⁺	0,0412	44,64	Следы	—	Нет	—
Fe ³⁺	0,0231	10,91	0,0707	28,59	0,0041	1,62
Ca ²⁺	0,1290	6,24	0,0660	24,76	0,0886	35,87
Mg ²⁺	0,0095	7,60	0,0090	5,57	0,0085	5,17
Na ⁺ + K ⁺	0,0722	30,61	0,1256	41,08	0,1787	57,34
H ₂ SiO ₃	0,1287	—	0,1536	—	0,1196	—
Сумма	0,4037	100,00	0,4249	100,0	0,3995	100,00

Компоненты	HCl + Андезит					
	pH = 2,75		pH = 4,14		pH = 5,71	
	г/л	экв-%	г/л	экв-%	г/л	экв-%
Al ³⁺	0,0454	42,29	0,0007	0,62	Следы	—
Fe ³⁺	0,0245	11,07	0,0772	32,45	0,0063	2,47
Ca ²⁺	0,0564	23,53	0,0740	28,85	0,0980	35,56
Mg ²⁺	0,0034	2,34	0,0070	4,45	0,0159	9,53
Na ⁺ + K ⁺	0,0570	20,77	0,0990	33,63	0,1658	52,44
H ₂ SiO ₃	0,1521	—	0,1365	—	0,1105	—
Сумма	0,3388	100,00	0,3884	100,00	0,3965	100,00

Компоненты	HCl + H ₂ SO ₄ + Андезит					
	pH = 2,79		pH = 4,0		pH = 5,6	
	г/л	экв-%	г/л	экв-%	г/л	экв-%
Al ³⁺	0,0404	38,47	Следы	—	Следы	—
Fe ³⁺	0,0241	11,06	0,0772	37,11	0,0050	1,87
Ca ²⁺	0,0564	24,08	0,0715	31,93	0,1000	34,58
Mg ²⁺	0,0059	4,11	0,0074	5,46	0,0159	9,09
Na + K	0,0599	22,28	0,0656	25,50	0,1809	54,46
H ₂ SiO ₃	0,1391	—	0,1521	—	0,1196	—
Сумма	0,3258	100,00	0,3738	100,00	0,4214	100,00

Алюминий и железо по мере изменения pH непрерывно осаждались, при этом железо в сравнении с алюминием задерживалось в растворе и определялось еще при pH = 6,55. Наоборот, кальций и магний продолжали непрерывно переходить в раствор, но отношение их все время менялось в сторону увеличения роли кальция. Вода непрерывно обогащалась натрием и обеднялась калием; частично терялся сульфат.

Таким образом, метаморфизм воды выражался в потере полностью алюминия, железа и калия, частично кремния и сульфата и обогащении кальцием, магнием и особенно натрием.

Моделирование химического состава кислых термальных вод дает нам возможность в некоторой степени разобраться в сложном составе природных кислых источников районов активного вулканизма и метаморфизме

Метаморфизм природных минеральных вод при взаимодействии с базальтом

Компо- ненты	Природная вода рН = 2,20			После контакта с базальтом рН = 2,86			После контакта с базальтом рН = 3,99			Природная вода рН = 2,37			После контакта с ба- зальтом рН = 4,25			После контакта с ба- зальтом рН = 6,55		
	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%
Fe ³⁺	0,1000	5,37	3,53	0,0020	0,01	0,01	—	—	—	0,010	8,40	7,03	0,0022	0,12	0,08	0,0063	0,39	0,31
Fe ²⁺	0,0600	2,14	1,41	0,0800	2,86	1,78	—	—	—	0,056	2,00	1,67	0,268	9,59	6,75	—	—	—
Al ³⁺	0,0980	10,90	7,16	0,0728	8,10	5,04	0,0013	0,14	0,09	0,1369	17,11	14,32	0,0172	1,91	1,34	—	—	—
Ca ²⁺	0,0608	3,03	1,99	0,1547	7,72	4,80	0,6028	30,08	18,68	0,1640	8,20	6,87	0,2315	11,55	8,12	0,344	16,67	13,32
Mg ²⁺	0,0803	6,60	4,34	0,2434	20,01	12,44	0,1228	10,09	6,26	0,0788	6,48	5,43	0,1062	8,73	6,14	0,1305	10,73	8,58
Na ⁺	0,7915	34,42	22,62	0,7984	34,71	21,57	0,9173	39,88	24,77	0,3172	13,79	11,55	1,107	48,13	33,86	0,8674	37,71	30,14
K ⁺	0,0670	1,71	1,12	Следы	—	—	—	—	—	0,0463	1,18	0,99	0,0080	0,20	0,14	—	—	—
Cl ⁻	1,5724	44,34	29,14	1,5724	44,34	27,57	1,5720	44,28	27,50	1,4392	40,58	33,98	1,4321	40,34	28,38	1,432	40,34	32,24
SO ₄ ²⁻	2,0972	43,66	28,69	2,0701	43,10	26,79	1,7539	36,54	22,70	1,0418	21,69	18,16	1,0370	21,59	15,19	0,9267	19,29	15,41
H ₂ SiO ₃	0,3813	—	—	0,5421	—	—	0,3756	—	—	0,426	—	—	0,2651	—	—	0,0779	—	—

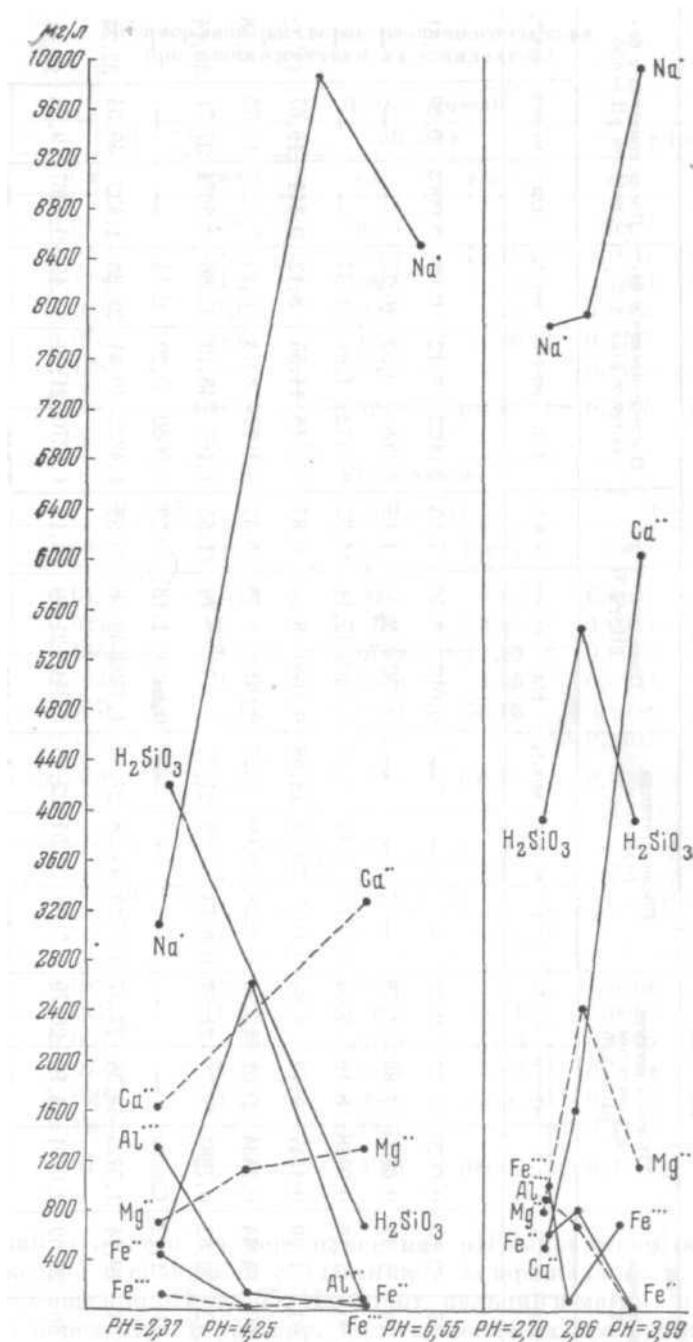


Рис. 4. Метаморфизм природных минеральных вод при взаимодействии их с вулканогенными породами

их в процессе взаимодействия с вулканогенными породами. Данными эксперимента объясняется обогащение природных вод в процессе метаморфизма натрием, а контактируемых пород калием. Четко вырисовывается поведение петрогенных элементов и границ их растворимости и осаднения (табл. 7). Эти данные имеют определенное значение для объяснения генезиса жильных минеральных отложений и метаморфизма пород.

Таблица 6

**Изменение соотношений основных компонентов
в природной воде при ее метаморфизме**

Соотношение компонентов	Базальт	Природная вода	Метаморфизованная вода		Природная вода	Метаморфизованная вода	
		pH = 2,20	pH = 2,86	pH = 3,99	pH = 2,37	pH = 4,25	pH = 6,55
Fe : Al	0,7	0,7	0,4	одно Fe	0,6	5	одно Fe
Ca : Mg	1	0,5	0,4	3	1,3	1,3	1,6
Na : K	3	20	один Na	один Na	11	48	один Na
Cl : SO ₄		1	1	1,2	1,9	1,8	2,1

Таблица 7

Стадии выщелачивания и осаждения

Стадия	pH	H ₂ SO ₄		HCl	
		выщелачивание	осаждение	выщелачивание	осаждение
Кислотного выщелачивания . .	1 до 3	Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K	Нет	Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K	Нет
Осаждения с выщелачиванием	3 » 4	Si, Fe, Na	Al, Ca, K	Fe, Ca, Mg, Na	Si, Al, K
То же	4 » 6	Si, Ca, Na	Fe, K	Ca, Mg, Na	Si, Fe

Для представления о поведении микроэлементов, и в частности рудных, при кислотном выщелачивании был произведен полуколичественный спектральный анализ сухого остатка растворов после взаимодействия их с базальтом и андезитом (табл. 8).

Таблица 8

**Результаты спектральных определений лавы и сернокислотных вытяжек из нее
(аналитик Ф. П. Сумина)**

Компоненты	Андезит	Сухой остаток из раствора от воздействия H ₂ SO ₄ на андезит			Базальты	Сухой остаток из раствора от воздействия H ₂ SO ₄ на базальт		
		pH = 3,15	pH = 4,30	pH = 5,30		pH = 3,30	pH = 4,30	pH = 5,30
Mn	0,01	0,0 n	0,1	0, n	0,0 n	0, n	0,1	0, n
Ga	0,00 n	—	—	—	0,00 n	—	—	—
Mo	—	0,00 n	—	—	—	—	—	0,00 n
V	0,01	0,000 n	—	—	0,0 n	—	—	—
Cu	0,000 n	0,00 n ⁺	0,00 n ⁺	0,00 n	0,00 n	0,00 n	0,01	0,00 n ⁺
Ti	0, n	0,00 n	0, n	0,01	0, n	0,00 n	0,00 n	0,00 n
Zn	—	—	—	—	—	0,0 n	0,0 n	0,0 n
Co	—	—	0,00 n	0,00 n	0,00 n	0,00 n	0,00 n	0,00 n
Ni	—	—	0,00 n	0,00 n	0,01	0,0 n	0,0 n	0,0 n
Zr	0,01	—	—	—	0,00 n ⁺	—	—	—
Cr	0,001	—	—	—	0,0 n	0,00 n	—	—
Sr	0,0 n	0,0 n	0,0 n	0,0 n	0,0 n	0,0 n	0,0 n	0,0 n
Ba	0,0 n	0,00 n	0,00 n	0,00 n	0,00 n ⁺	0,00 n	0,00 n	0,0 n
	—	—	—	—	—	0,0 n	0,0 n	—

Из приведенных данных мы видим, что галлий и цирконий совсем не переходили в раствор, очень слабо растворялись ванадий, хром и титан; переходили в раствор, не приводя к концентрации, барий и стронций. Процесс серноокислотного выщелачивания приводил к явной концентрации молибдена, цинка, меди, кобальта и никеля. Между прочим последние являются характерными для вод камчатских термальных источников. Для эффузивных пород легкое выщелачивание рудных элементов должно иметь особое значение, поскольку они в основном концентрируются в вулканическом стекле, которое вообще легче поддается выщелачиванию, чем минералы.

В коллоидных осадках из вод, в случае образования гидратов алюминия и гидратов железа, концентрировались марганец, ванадий, медь, хром, титан, барий и стронций.

Обычно геологи для объяснения генезиса рудных месторождений привлекали современный вулканизм только в той части, которая касалась наблюдений по выносу металлов из магмы. Не отрицая значения магматических эманаций в выносе из магмы металлов, мы не можем пройти мимо роли активного вулканизма в вовлечении внешней среды — горных пород, насыщенных водами (в нашем случае вулканогенных пород) — в геохимический процесс, в появлении высоко нагретых минерализованных растворов. В глубинных условиях в ареалах остывающих магматических масс эти процессы могут протекать еще в больших масштабах, чем мы наблюдаем на поверхности. В тех условиях возникают высокотермальные серноокислые и углекислые растворы с сероводородным ионом (сульфатные воды характерны, вероятно, для поверхностной зоны окисления), которые взаимодействуют с породами и, избирательно в зависимости от состава породы, аниона и рН раствора, переводят в раствор петрогенные и рудные компоненты пород. По мере продвижения растворов и продолжающегося взаимодействия с породами изменяется рН растворов, происходит метаморфизм вод и пород, сопровождающийся осаждением некоторых минеральных компонентов. Наличие сероводородного иона, столь характерного для вулканических эксгаляций, обуславливает осаждение из слабоконцентрированных растворов в районах современных сольфатар сульфидов железа и других рудных элементов. Таким образом, признавая за вулканическими эксгаляциями в формировании термальных источников роль носителя тепла, источника анионной и газовой части растворов и в какой-то степени петрогенных и рудных элементов (особенно ртути, сурьмы), мы данные опыта привлекаем к доказательству влияния на этот процесс окружающих горных пород, насыщенных вадозными водами.

А. М. ОВЧИННИКОВ

ТЕРМЫ БОЛГАРИИ

Территория Болгарии для исследователей термальных вод представляет большой интерес. Достаточно указать, что на сравнительно небольшой площади республики (110,842 км²) известно несколько сотен термальных источников. Остатки старинных каптажных сооружений, местами отделанных мрамором, свидетельствуют о том, что эти источники использовались уже в древности. В настоящее время в Болгарии функционирует около 50 бальнеологических курортов, причем 14 из них относятся к курортам общегосударственного значения.

Большое народнохозяйственное значение приобрело использование термальных вод для отопления оранжерей и теплиц, что способствует выращиванию ранних овощей (рис. 1). В 1956 г. общая площадь оранжерей и теплиц достигала 43000 м², а имеющиеся возможности позволяют увеличить эту площадь более чем в два раза. После установления в Болгарии народной власти партия и правительство проявляют большую заботу об использовании природных богатств страны, в том числе и термальных вод. Автор этой заметки осенью 1956 г. имел возможность при любезном содействии Болгарской Академии наук (акад. Стр. Димитров, чл.-корр. Б. Каменов) и Курортного управления ознакомиться на месте с большинством термальных источников и считает необходимым высказать некоторые соображения об условиях их формирования и распространения. Для вулканологов данные о термальных водах должны представлять определенный интерес, хотя, как известно, на территории Болгарии нет действующих вулканов. Но процессы вулканизма здесь довольно интенсивно проявлялись в верхнем мелу, в конце эоцена и олигоцена, а также в миоцене и плиоцене. Несомненно, отголоски этих проявлений находят отражение, как в особенностях распространения, так и в составе термальных вод. Следует отметить, что большинство исследователей всегда стремились связать термальные воды (температура которых в некоторых пунктах достигает 93°) с глубокими тектоническими разломами и молодыми магматическими очагами. Меньшее внимание привлекали холодные углекислые воды, которые в Болгарии имеют ограниченное распространение и сравнительно небольшой дебит.

Территория Болгарии целиком расположена в пределах зоны альпийской складчатости и включает два крупных горных сооружения: Балканский хребет (Стара Планина), вытянутый широтно на протяжении около 600 км, и Рила-Родопские горы, уходящие на юг и юго-запад, за пределы страны (Македонский массив). Между ними располагается плодородная Тракийская низина. На границе с Югославией выделяются Крайштиды, которые рассматриваются проф. К. Бончевым как особая тектоническая зона — продолжение сильно «переработанных» Карпат.



Рис. 1. Использование горячих вод для отопления оранжерей и теплиц в Сапански на краю массива Пирин

К южному краю Балкан причленен отдельный структурный элемент, так называемая Средне-Гора. Кроме того, выделяется ряд межгорных котловин, в частности, Софийская, в пределах которой на высоте около 550 м над уровнем моря располагается столица республики София. Развитию Софии во многом способствовало наличие довольно мощных выходов термальных вод, эксплуатируемых в самом центре города (рис. 2).

Не останавливаясь на некоторых деталях геологического строения и гидрогеологии, должен отметить, что анализ ранее собранного материала и наши наблюдения показали, что все термальные воды Болгарии представляют собой довольно хорошо выраженные месторождения с очагами разгрузок вод на поверхность земли главным образом в краевых частях гранитных массивов.

Закономерности распространения минеральных вод на территории Болгарии определяются нахождением здесь трех гидрохимических областей или провинций:

1. Область азотных термальных вод, занимающая наибольшую площадь в пределах гранитных массивов: Рила-Родопы, Пирин, Средне-Гора и девонской диабазово-кератофировой формации в западной части Стара-Планина.

2. Область углекислых вод, выраженная в виде небольших овальных участков, которые могут рассматриваться, как отдельные месторождения слабоуглекислых вод. Это область ранее занимала значительно большую площадь, о чем свидетельствуют отложения травертина. По мере затухания магматической деятельности, границы ее сократились и сейчас даже трудно представить, по современным скромным проявлениям, насколько мощной ранее были гидротермальные процессы.

3. Область метановых вод, приуроченная к нефтегазоносным районам северо-восточной Болгарии (Варна, Добруджа и др.). Воды эти имеют сравнительно невысокую общую минерализацию и свидетельству-



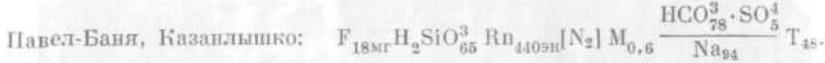
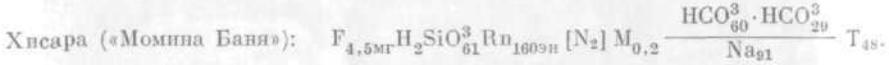
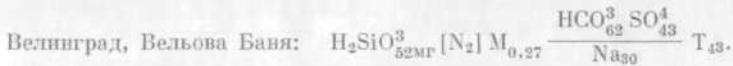
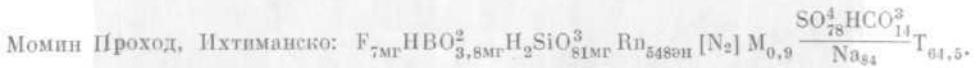
Рис. 2. Каптаж термальных вод в Центре Софии (видны остатки старинных сооружений и стен, обнаруженных при раскопках)

ют о большой проницаемости геологических структур. К востоку от г. Габрово к меловым отложениям приурочен азотно-метановый источник «Вонеша Вода» с довольно сильным запахом сероводорода ($H_2S = 14$ мг/л). Геологические и гидрогеологические данные, собранные при обследовании 1956 г., показали, что массивы Рила-Родопы—Пирин—Средне-Гора представляют собой своеобразные бассейны трещинных вод артезианского типа, с резко выраженной анизотропной водопроницаемостью пород, проницаемые к гранитам и гранитогнейсам метаморфической серии (докембрий, древний палеозой). На территории Болгарии, к югу от Старая Планина, в пределах крупных гранитных массивов наметилось восемь таких водонапорных систем азотных термальных вод площадью около: Кюстендил-Крайштдская (западная) 1100 км², Рила-Родопская — 6000 км², Пиринская — 2400 км², Неречен-Ардинская — 1500 км², Хасковская — 500 км², Софийско-Ихтиманская — 3600 км², Среднегорская — 7000 км², Бургасская (восточная, в пределах меловой вулканогенной толщи) — 1300 км².

Кроме того, выделяется IX система, Выршецкая, в северо-западной части Старой Планины, приуроченная к девонским отложениям, площадью около 1600 км². Здесь, в северной Болгарии, известно только одно крупное месторождение азотных термальных вод: Выршец (к западу от г. Враца). Общая схема водонапорных систем показана на рис. 3. Если ориентировочно учесть суммарный дебит азотных термальных вод (около 60 мил. литров в сутки) и размеры площадей водонапорных систем, модуль подземного стока («термального») определяется в 0,03—0,04 л/сек с км². Интересно, что порядок величины этого модуля примерно соответствует модулю стока водонапорных систем гранитных массивов других горных сооружений альпийской зоны. Среди азотных термальных вод Болгарии хорошо выделяется два основных типа:

Первый тип — слабо минерализованные щелочные (рН = 8—9) азотные термы, местами обогащенные радоном, кремнием, литием и бором и приуроченные непосредственно к трещинам гранитных массивов.

Приведем формулы химического состава некоторых из этих вод:



Второй тип — азотные, также сравнительно слабоминерализованные щелочные термы, характеризующиеся присутствием сероводорода, главным образом в связанном состоянии, в виде гидросульфидного иона (HS^-). Отмечается также некоторое увеличение хлоридов. В формировании последнего типа принимают участие, как интрузивные, так и метаморфические, осадочные породы, местами с присутствием битумов.

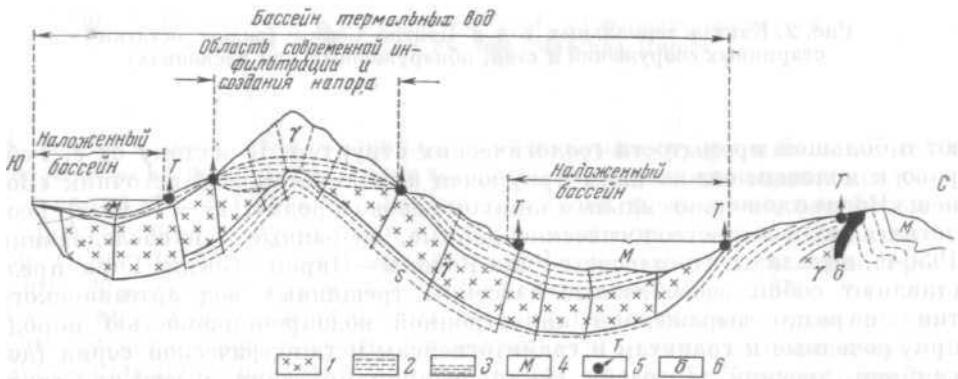
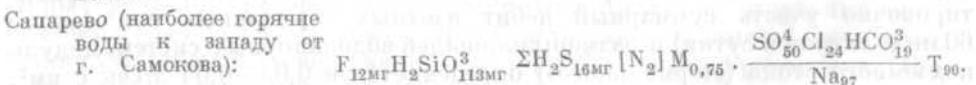
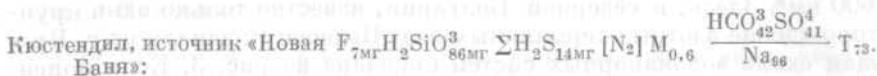


Рис. 3. Схема водонапорных систем артезианского типа (применительно к условиям Болгарии).

1 — трещиноватые граниты с термальными водами; 2 — сланцевые породы (относительно водопорные); 3 — верхняя часть гранитного массива с холодными водами (вверху зона аэрации); 4 — наложенные бассейны в мезокайнозойских отложениях; 5 — очаги разгрузки термальных вод; 6 — эффузивы

В Болгарии черты этого типа вод, который получил наименование «пиренейского типа», ярче всего проявляются на двух месторождениях:



Следует добавить, что в районах северо-восточной Болгарии, где развиты нефтегазоносные фации, встречаются воды с повышенным содержанием хлоридов кальция и натрия, а в газе метана. Наиболее высокорадиоактивные воды обычно приурочены к верхней части массивов кислых пород. Они отличаются несколько пониженной температурой. Среди этих водна более известными являются Нереченские, в долине р. Чепелярской.

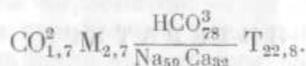
Болгарские термы отличаются одной важной особенностью — исключительно высоким содержанием фтора, местами достигающего величины 20 мг/л. Наряду с этим они отличаются несколько большей общей минерализацией, чем другие воды, встречаемые в гранитных массивах. Состав вод объясняется как температурными условиями, так и процессами выщелачивания некоторых характерных элементов из минералов «южно-болгарских» гранитов, и гидротермальных образований родопской метаморфической серии. Их можно рассматривать, как своеобразную разновидность азотных терм и называть «болгарско-родопские фтористые, кремнистые, радоновые, азотные термы». Имеющиеся данные по составу выделяющихся газов (определения проф. П. Пенчева и др.) и отношения

$$\frac{Ar}{N_2} \cdot \frac{He}{Ar}$$

показывают, что большую роль в составе терм имеют древние инфильтрационные воды, возраст которых относится к четвертичному и верхнетретичному времени. Есть основание полагать, что в составе некоторых терм сохранились признаки гидротермальных растворов, с которыми связаны многие ценные месторождения Болгарии.

В Болгарии мы встречаемся с четырьмя группами слабоуглекислых вод.

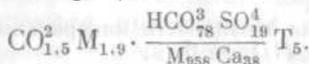
1. Типа боржомских гидрокарбонатно-натриевых вод. Михалкова (к югу от г. Пловдива, вблизи шоссе Кричим—Девин) — наиболее известное месторождение углекислых вод, эксплуатируемых с целью разлива:



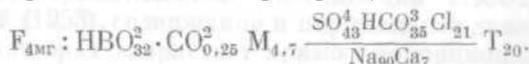
2. Типа Кисловодского нарзана, но слабее минерализованного, Стефан—Караджево к востоку от г. Елхово:



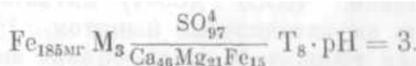
3. Довольно редкого типа гидрокарбонатно-магниевых вод, Правобврдо (в окрестностях г. Петрич):



4. Типа Карловы-Вары в Чехословакии, но холодные воды, Меричлери (в окрестностях Димитровграда):



Кроме указанных типов вод, имеются кислые железистые сульфатные воды, обычно встречаемые в зоне окисления рудных месторождений. К ним относится вода Брезник (к западу от г. Софии):



В заключение следует отметить, что Болгарская Академия наук намерена провести более углубленное изучение термальных вод с более детальным физико-химическим анализом и с определением изотопов. Начатые буровые работы на некоторых месторождениях (Кюстендил, Баня-Разложко и др.), уже дали положительные результаты, в смысле увеличения

дебита воды. Нужно помнить, что естественные источники, представляющие естественные очаги разгрузки напорных вод, обычно дают только часть дебита термальной воды.

Несомненно, дальнейшие геофизические, в том числе геотермические исследования, сопровождаемые буровыми разведочными работами, позволяют обнаружить скрытые очаги разгрузки (под аллювиальными и другими отложениями) и получить выходы термальных, горячих вод в новых, более удобных для эксплуатации местах. Наше обследование, проведенное с участием болгарских специалистов (Б. Каменов, Петер Петров, З. Златев, Х. Антонов, Бояджиев и др.), показало, что в первую очередь детальные исследования и поисковое разведочное бурение следует провести: а) в районе г. Самокова, б) на участке известного центра славянской культуры у Рильского монастыря и в городе Ямбол (долина р. Тунджи). Глубокая буровая скважина в районе Сапарево, возможно, вскрыет перегретые воды, пригодные для использования их в паротепловой электростанции. Нуждаются в реконструкции и способы использования термальных вод непосредственно в столице Болгарии — Софии, в частности на участке бальнеологического курорта «Овча-Купель», где воду в настоящее время приходится искусственно подогревать. Тепловые ресурсы Болгарии достаточно мощны и полноценное использование их при современном научно-техническом уровне позволит получать их без затраты иных видов энергии.

ЛИТЕРАТУРА

- Азаянов А. Болгарските минерални извори. София, 1940.
- Алексеев А. А. Фтор в акратотермах. «Геохимия», № 4, 1956.
- Антонов Х. Гидрогеоложки очерк на Софийската котловина. «Год. на Минно-Геоложк. Институт», ч. 1, София, 1956.
- Бончек Еким Ст. Преглед на минералните извори в Болгарии.— В кн.: «Основи на геологията на България», ред. Коен Е.
- Дмитров Ц. и Каменов Б. «Годишник на Дирекцията за геоложки и минни проучивания». Отдел А., т. 4, София, 1946.
- Дмитров С. Состояние и очередные задачи изучения магматических и метаморфических комплексов Болгарии. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1955.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 2, Изд. АН СССР, 1949.
- Овчинникова М. Схема зональности минеральных вод альпийской области. «Докл. АН СССР», 1947, т. VIII, № 6.
- «Справочник за Болгарските курорти», ред. доц. К. Кирчева, София, Изд. «Наука и искусство», 1955.

С. И. НАБОКО и В. Г. СИЛЬНИЧЕНКО

**К ВОПРОСУ О РОЛИ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА
В ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

Как показали наши наблюдения на активных вулканах, газы группы углерода в вулканических эксгаляциях после паров воды по содержанию стоят на первом месте. В высокотемпературных фумаролах обычно преобладает окись углерода, в низкотемпературных — углекислый газ.

Углекислый газ в условиях высокотемпературных фумарол в отличие от галоидных и сернистых газов почти не участвует в химических реакциях с металлами. Около выходов высокотемпературных газов мы, как правило, не обнаруживаем карбонатов.

В кислых хлоридных и сульфатных термальных водах, образующихся на поверхности земли на месте выхода фумарольных газов, в которых углекислый газ является преобладающим, гидрокарбонатный ион не определяется. Угольная кислота вытесняется более сильными кислотами, такими, как соляная и серная. Углекислый газ в этих условиях составляет основную часть газов термальных источников.

На некоторой глубине, включая приповерхностную зону, роль углекислоты в поствулканическом процессе сильно возрастает.

Об этом мы можем судить по составу термальных источников, вытекающих из глубины в районах действующих вулканов. На выходе таких источников происходит обильное образование травертинов, состоящих из кальцита, арагонита с примесью магнезита, окислов железа и опала.

В травертинах наблюдаются повышенные концентрации мышьяка, сурьмы и некоторых металлов — в частности, свинца, цинка, молибдена и других.

С увеличением давления растворимость углекислого газа увеличивается и соответственно должна возрасти концентрация ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} , как продуктов электролитической диссоциации H_2CO_3 . Как показал Д. С. Коржинский (1953), содержание и парциальное давление CO_2 в постмагматических растворах возрастает прямо пропорционально глубине и, что для нас очень важно, сравнительно мало зависит от температурного режима.

Под действием образовавшихся на глубине углекислых растворов горные породы становятся неустойчивыми и разрушаются. Как справедливо отметил А. Г. Бетехтин (1953), $(\text{CO}_3)^{2-}$ оказывается более сильным, чем анион $(\text{SiO}_3)^{2-}$, который вытесняется из силикатов. Кальций, магний, железо в форме бикарбонатов обогащают раствор. При продвижении растворов к поверхности в зоны меньшего внешнего давления углекислота улетучивается из растворов что влечет за собой разложение бикарбонатов и осаждение карбонатов кальция, магния и гидратов железа. Этими реакциями и обусловлено образование травертинов на месте выхода на поверхность углекислых термальных вод (Набоко, 1959). Этими же процессами, вероятно, объясняется образование на некоторой

глубине от поверхности зон, обогащенных карбонатами и окислами железа, обнаруживаемых при бурении в районах термальных источников в Новой Зеландии и в Йеллоустонском парке в Северной Америке.

В углекислых термальных водах наравне с двухвалентными металлами всегда присутствуют щелочные металлы и кремний. Некоторая часть их попала в термальные воды на первой кислотной стадии их разложения (Набоко, 1959). Возможно, что в растворе мы имели Na_2SiO_3 . При действии CO_2 это соединение разлагается с осаждением SiO_2 ($\text{Na}_2\text{SiO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$). Этой реакцией может быть обусловлено образование в травертинах совместно с карбонатами—опала. Наравне с этим, как будет видно из данных нашего эксперимента, щелочные металлы и кремний переходят в раствор непосредственно при действии углекислого газа в водной среде на породу. Нами был проведен опыт с целью определения роли углекислоты в разложении пород, минералообразовании и в формировании минерального состава вод термальных источников районов активного вулканизма. Поскольку углекислый газ, как правило, присутствует совместно с галоидными и сернистыми газами, особенно с сероводородом, роль его в поствулканическом процессе определяется не всегда однозначно. Мы, по возможности, пытались воспроизвести условия проявления сольфатар и гидросольфатар и поверхностных условиях ($T = \text{около } 100^\circ$, p —атмосферное) и в глубинных условиях ($T = 220^\circ$, $p=22-23$ атм), что соответствует, судя по параметрам, полученным при бурении, примерно глубине 200 м.

Опыт состоял из нескольких частей.

I. Взаимодействие: а) $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{базальт}$; $T = \text{около } 100^\circ$; $p = 1$ атм (поверхностные фумарольные условия); б) $\text{H}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O} + \text{базальт}$ при тех же условиях; в) $\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{базальт}$ при тех же условиях.

В колбы объемом 1 л, закрытые пробками с обратным холодильником, помещался тонкораздробленный свежий андезит, заливалась дистиллированная вода, и через специальную трубку из аппарата Киппа подводился газ (H_2S , $\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2$, CO_2). Колба помещалась на водяную баню, температура раствора поддерживалась около 100° . Опыт продолжался десять дней. После окончания опыта растворы анализировались (табл.1).

Таблица 1

Состав растворов после пропускания H_2S и CO_2 через воду + базальт

Компоненты	$\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{S} + \text{базальт}$ ($T = 100^\circ$, $p=1$ атм)				$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} + \text{базальт}$	
	г/л	мг-экв	г/л	мг-экв	г/л	мг-экв
Al^{3+}	Нет		Нет	1,113	Нет	
Fe^{3+}	»		0,0021	0,11	»	
Ca^{2+}	0,0200	0,998	0,0070	0,349	0,0260	1,290
Mg^{2+}	0,0220	1,808	0,0020	0,164	0,0160	2,140
Na^+	0,0320	1,391	0,0140	0,609	0,0250	1,087
K^+	Нет		Нет		Нет	
H_2S	1,0810		—		0,0560	
HCO_3^-	Нет		0,0878	1,439	0,0090	0,147
H_2SiO_3	0,0377		0,0270		0,0650	
pH	5,93		5,15		5,50	

Состав базальта: SiO_2 —51,60; TiO_2 —0,82; Al_2O_3 —14,23; Fe_2O_3 —4,20; FeO —5,71; MnO —0,16; $\text{Fe}_{\text{мет}}$ —0,17; MgO —9,38; CaO —9,63; Na_2O —2,71; K_2O —0,94; H_2O_+ —0,06; H_2O_- —0,03; P_2O_5 —0,13; S—0,02.

В случае пропускания через смесь вода + базальт сероводорода происходило обильное образование тонкодисперсного черного дисульфида железа, который оседал на дно колбы. Железо, идущее на образование сульфида, переходило в раствор из базальта. Раствор обогащался кальцием, магнием, натрием и кремнием.

В случае пропускания через смесь вода + базальт углекислого газа, выщелачивание происходило менее интенсивно, чем в случае пропускания сероводорода.

В случае совместного нахождения сероводорода и углекислого газа влияниЕ первого сказывалось на обильном образовании дисульфида железа, который шел в осадок и соответственно в растворе железо отсутствовало. При совместном присутствии H_2S и CO_2 наблюдалось обогащение раствора кремнием.

II. Для получения представления о метаморфизме растворов под действием углекислого газа в поверхностных условиях нами было осуществлено:

Взаимодействие CO_2 , солянокислого раствора сложного состава и базальта (T — около 100° , p — около 1 атм).

В колбе, помещенной на водяную баню, осуществлялся контакт солянокислого раствора (с $pH = 3$) с базальтом. При $pH = 4,99$ часть раствора была отобрана и проанализирована (табл. 2, анализ 1). Через оставшийся раствор на водяной бане пропускался углекислый газ в течение 10 дней. Часть раствора была снова отобрана и проанализирована (анализ 2). Оставшийся раствор при отключении CO_2 некоторое время выдерживался на бане и затем анализировался (табл. 2, анализ 3).

Таблица 2

Метаморфизм солянокислых растворов под воздействием CO_2
($T = 100^\circ$, $p = 1$ атм)

№ анализа	1		2		3	
	HCl + H ₂ O + базальт pH = 3		HCl + H ₂ O + базальт + +CO ₂		После выдерживания на бане без CO ₂	
	г/л	мг/эquiv	г/л	мг/эquiv	г/л	мг-эquiv
Al ³⁺	Нет		Нет		Нет	
Fe	0,0040	0,210	0,0100	0,530	0,0090	0,270
Ca ²⁺	0,0090	0,449	0,0180	0,898	0,0170	0,848
Mg ²⁺	0,0100	0,822	0,0040	0,329	0,0040	0,329
Na ⁺	0,0100	0,430	0,0080	0,350	0,0210	0,910
K ⁺						
HCO ₃ ⁻	Нет		0,0360	0,590	0,0070	0,115
Cl ⁻	0,0354	1,062	0,0354	1,062	0,0354	1,062
H ₂ SiO ₃	0,0320		0,0580		0,0650	
pH	4,99		4,65		6,0	

В солянокислом растворе с pH около 5 после пропускания через него углекислого газа образовалось очень незначительное количество гидрокарбонатного иона; кислотность раствора при этом несколько повысилась. При кипячении и удалении углекислого газа и разложении H_2CO_3 раствор стал менее кислым, при этом натрий и кремний продолжали переходить в раствор.

III. Для выяснения роли углекислоты при более высоких температурах и давлении опыт проводился в специальной стальной бомбе, имеющей

рабочий объем 500 см³. Внутри бомбы вставлялась пробирка емкостью в 300 мл из тугоплавкого стекла. В последнюю насыпалась измельченная до 0,25 мм порода (андезит) в количестве 30—40 г и добавлялась дистиллированная вода. Колба наполнялась углекислотой из баллона при атмосферном давлении. Бомба герметически закрывалась крышкой с винтами и нагревалась электрической спиралью. При повышении температуры соответственно повышалось и давление. Температура измерялась термомпарой и, благодаря реле, поддерживалась в течение 10 часов около 210—220°, соответственно давление держалось около 23—25 атм. Давление измерялось мембранным барометром.

После указанного срока выключалось нагревание, и бомба постепенно в течение 12—14 часов охлаждалась. При достижении комнатной температуры краны отвинчивались. При вскрытии бомбы оказалось, что в пробирке сохранилась только часть раствора. Другая же его часть оказалась на дне бомбы в результате конденсации пара. Оба раствора анализировались отдельно. Осадок в пробирке просматривался под микроскопом.

Для сравнения в таблице дополнительно приведен анализ раствора, образовавшегося при пропускании CO₂, вода + андезит при нормальном атмосферном давлении и температуре около 100° (табл. 3).

Таблица 3

Воздействие CO₂ + вода на андезит при $T = 100^\circ$, $p = 1$ атм и при $T = 210-220^\circ$, $p = 23-25$ атм

Компоненты	$T = 100^\circ$; $p = 1$ атм; 10 дн.		$T = 210-220^\circ$; $p = 23-25$ атм; 10 часов			
	Раствор		Раствор		Конденсат	
	г/л	мг-экв	г/л	мг-экв	г/л	мг-экв
Al . . .	Нет		0,0530	5,894	Нет	
Fe . . .	0,0030	0,161	0,0130	0,687	0,0199	1,068
Ca . . .	0,0060	0,299	0,0020	0,099	0,0590	2,944
Mg . . .	0,0050	0,411	0,0060	0,493	0,0140	1,150
Na . . .	0,0090	0,391	0,0970	4,220	0,8600	3,739
K . . .	Следы		Следы		Следы	
HCO ₃	0,0380	0,623	0,2230	3,655	0,3120	5,114
H ₂ SiO ₃	0,0170	—	0,9660	—	0,3210	—
pH	4,78		5,51		6,57	

Состав андезита: SiO₂—59,71; TiO₂—0,76; Al₂O₃—17,58; Fe₂O₃—3,64; FeO—3,07; MnO—0,14; MgO—2,70; CaO—6,90; Na₂O—3,75; K₂O—1,31; H₂O—0,60.

Обращает на себя внимание, что раствор, образовавшийся при воздействии углекислого газа на воду + андезит при $p = 23-25$ атм и $T = 210-220^\circ$ кислый и имеет значительную минерализацию. В нем мы видим особенно повышенные концентрации алюминия, натрия и кремния и несколько большие концентрации магния и железа в сравнении с раствором, образовавшимся при $T = 100^\circ$ и $p = 1$ атм.

В бомбе находились в равновесии жидкая фаза и фаза пара различных составов. Судя по анализу конденсата, в паробразной фазе были железо, кальций, магний, натрий и кремний. В каких соединениях они находились, мы затрудняемся сказать. Фаза пара по сравнению с раствором была значительно обогащена натрием и кальцием и обеднена алюминием (совсем не определен) и кремнием.

IV. Для определения направления метаморфизма солянокислых растворов сложного состава на глубине под воздействием СОг в бомбу вместо воды помещался раствор, образовавшийся в результате 15-дневного взаимодействия солянокислого раствора с андезитом (рН = 2). Состав образовавшегося раствора с рН = 2,95 приведен в табл. 4, анализ 1.

После проведения опыта воздействия СОг на раствор при $T=210-220^\circ$ $p = 23-25$ атм получен раствор, состав которого приведен в табл. 4, анализ 2.

Таблица 4
Метаморфизм солянокислого раствора под воздействием CO_2
при $T = 210-220^\circ$ и $p = 23-25$ атм

Компо- ненты	HCl + вода + андезит; $T = 100^\circ$; $p = 1$ атм		Раствор + андезит + CO_2 ; $T = 210-220^\circ$; $p = 23-25$ атм	
	г/л	мг/млв	г/л	мг-млв
Al ³⁺	0,0576	6,405	0,0060	0,667
Fe ³⁺	0,0310	1,665	0,0199	0,069
Ca ²⁺	0,0476	2,375	0,0490	2,445
Mg ²⁺	0,0030	0,247	0,0090	0,740
Na ⁺			0,2390	10,390
K ⁺	0,0393	1,709	0,0830	2,121
H ₂ SiO ₃	0,1299		0,8460	
HCO ₃ ⁻	Нет		0,0490	0,803
Cl ⁻	0,3540	10,012	0,3540	10,062
рН	2,95		6,30	

Как мы видим, хлоридный раствор сложного состава с Al, Fe, Ca, Mg, а, К, с рН около 3, аналогичный кислым фумарольным гидротермам, при пропускании через него углекислого газа при $T = 210-220^\circ$ и $p = 23-25$ атм сильно изменился до слабо кислого с преобладанием в нем щелочных металлов (особенно натрия) и кремния. Алюминий и частично железо потерялись из раствора. Кальций и магний, обильно переходящие в углекислый раствор при $T = 220^\circ$ и $p = 23-25$ атмосфер, при охлаждении его пошли в нерастворимый продукт реакции, который мы и определили в осадке в виде карбонатов.

Полученный нами раствор по составу сходен с натровохлоридными гидротермами, вытекающими из глубины у подножия вулканов (Паужетские, Долины гейзеров на Камчатке, Горячего пляжа на о-ве Кунашир). Данные опыта подтверждают наше предположение, что упомянутые натрово-хлоридные гидротермы, богатые кремнекислотой с газами CO_2 и H_2S , представляют собой продукт метаморфизма кислых фумарольных гидротерм сложного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е т е х т и н А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Набоко С. П. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР., вып. 16, 1959.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Е. Богдавленская. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток	3
А. Е. Святловский. Ичинский вулкан в Среднем Камчатском хребте (очерк строения)	35
Т. Ю. Маренина. Вулкан Опала на Камчатке	43
В. И. Тихонов, В. А. Кгай. Некоторые закономерности геологического строения вулканического конуса Шапочка на Камчатке	57
Э. Н. Эрлих. Новейший вулканизм бассейна р. Тихой и вулкан Анаун на Камчатке	62
А. Н. Сирин. Геоморфология и новейшая тектоника Паратунской долины на Камчатке	70
В. И. Лебединский. Датунская группа четвертичных вулканов КНР.	90
С. И. Набоко, В. Г. Сильниченко. Вулкан Гаус в Антарктике	100
Е. Ф. Малеев. Кучавско-Быстрицкая группа вулканов в Закарпатье	103
Т. Ю. Пиотровская. К вопросу о четвертичном вулканизме в Выгорлят- Гутинской вулканогенной гряде (Закарпатье)	108
В. В. Аверьев. Особенности динамики пароводяных скважин	113
С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко. К вопросу о метаморфизме гидро- термальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии	123
А. М. Овчинников. Термы Болгарии	133
С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе	139

Новейший вулканизм и гидротермы

Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 18

Утверждаю к печати Лабораторией вулканологии Академии наук СССР

Редактор издательства В. Н. Тихомиров.

Технический редактор Н. Ф. Егорова

РИСО АН СССР № 123-44 В. Сдано в набор 30/VII 1960 г. Подписано к печати 28/XI 1960 г.
Формат 70x108 1/16 Печ. л. 9=12,33 усл. печ. л. +1 вкл. Уч.-изд. л. 11,8. Тираж 1200 экз. Т-13841.
Изд. № 4675. Тип. зак. №910

Цена 8 руб. 20 коп., с 1/1-1961 г. — 82 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

стр.	строка	напечатано	должно быть
72	подпись к рис. 4	филь	профиль
118	6 св.	$\ln \frac{R}{2}$	$\ln \frac{R}{r}$
127	рис. 3	мг/л	μ г/л
130	рис. 4	мг/л	μ г/л
131	табл. 8, 1-я графа сл.	Ln	Zn
140	табл. 1, 2-я графа сл.	$H_2O + H_2$	$H_2O + H_2S$

Тр. Лаборатории вулканологии, вып. 18