

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ДАННЫЕ
о Большом трещинном
Толбачинском
извержении
1975–1976 г.**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ДАННЫЕ
о Большом трещинном
Толбачинском
извержении
1975-1976 гг.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978



Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М., "Наука", 1978 г.

Толбачинское извержение 1975–1976 гг. – крупнейшее базальтовое извержение за все историческое время в Курило-Камчатском вулканическом поясе и одно из наиболее ярких событий в геологической жизни планеты в нашем столетии. Во время этого извержения проведены обширные комплексные сейсмологические и другие геофизические, геодезические, геолого-геохимические исследования. В сборнике приводятся данные о течении извержения, его продуктах, сильных изменениях состава его базальтов, магматических газах и их металлоносности, вулканических землетрясениях и дрожании, механизме этого сложного извержения, деформациях земной поверхности, вызванных внедрением базальтов, глубинном строении района извержения и другом.

Ответственные редакторы:

С.А. ФЕДОТОВ, Е.К. МАРХИНИН

Geological and geophysical data on the large Fissure Tolbachik eruption of 1975–1976. Tolbachik eruption in 1975–1976 is the largest basaltic eruption of Kurile-Kamchatka volcanic belt which took place in the historic period and seems to be one of the most remarkable geological events on the Earth in our century. During this eruption a complex of seismological and other geophysical, geodetic, geological-geochemical investigations was carried out. In this book are presented the description of the eruption, data on its products, essential changes of the basalt composition during eruption, on magmatic gases and their metal content, volcanic earthquakes and tremor, on mechanism of this eruption, deformation of Earth's surface due to basalt intrusion, deep structure of the region of eruption and etc.

On the whole this book is interesting for specialists in geology, geophysics and geochemistry, studying problems of volcanic and magmatic activity, volcanic products, sources of ore metals and geodynamics.

Editors-in-chief

S.A. FEDOTOV, E.K. MARKHININ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулкан Плоский Толбачик и его окрестности всегда были одним из наиболее притягательных вулканических районов Камчатки. На плоской вершине трехкилометрового базальтового вулкана в колодецеобразном кратере появлялось лавовое озеро. На северо-восток и юго-запад от Плоского Толбачика на десятки километров протягиваются ряды шлаковых конусов и трещин, обширные площади залиты лавами гавайского типа, ландшафт напоминает лунный.

В конце июня 1975 г. южнее Плоского Толбачика начался большой рой землетрясений. Второго июля здесь произошло самое сильное вулканическое землетрясение среди известных до сих пор в Ключевской группе вулканов. Сейсмологические данные свидетельствовали о приближающемся извержении. Прогноз времени начала извержения, сделанный П.И. Токаревым, оправдался.

6 июля в 18 км южнее Плоского Толбачика началось извержение, сила и размеры которого оказались таковы, что уже через несколько месяцев оно было названо Большим трещинным Толбачинским извержением. Оно длилось более полутора лет и закончилось 10 декабря 1976 г. Активная область извержения протянулась на 30 км от вершины Плоского Толбачика через Северный прорыв извержения, где оно началось, до его Южного прорыва, в котором сосредоточилась эруптивная деятельность с 18 сентября 1975 г. В ходе извержения появились четыре новых моногенных вулкана — шлаковых конуса высотой до 340 м, эруптивная туча поднималась на высоту более 13 км, текли базальтовые реки, образовались лавовые покровы площадью около 40 км² и толщиной до 80 м, возник провал на вершине Плоского Толбачика — новая вершинная кальдера диаметром 1700 м и глубиной более полукилометра¹. Объем изверженных лав, пирокластиков и пеплов достиг 2 км³. Это было крупнейшее базальтовое извержение за все историческое время в Курило-Камчатском поясе, одно из наиболее интересных известных вулканических извержений.

Благодаря успешному прогнозу места и времени извержения первый отряд сотрудников Института вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР высадился и начал наблюдения в районе извержения за несколько дней до его начала. Для всестороннего изучения извержения была создана большая Толбачинская экспедиция Института вулканологии, организатором и научным руководителем которой довелось быть автору. В нее входили сейсмологическая (нач. В.В. Степанов), геодезическая (нач. В.Б. Энман), геофизическая (нач. С.Т. Балеста) и геолого-геохимическая экспедиции (нач. А.М. Чирков, Е.К. Мархинин), сотрудники которых вели наблюдения за ходом извержения с первого до последнего его дня, собирали образцы пирокластиков, лав, пеплов, пробы магматического и фумарольных газов, вели наблюдения за землетрясениями, вулканическим

¹ Ученый совет Института вулканологии по предложению автора решил просить назвать первый и самый крупный из новых конусов извержения вулканом Г.С. Горшкова в память безвременно скончавшегося члена-корреспондента АН СССР Георгия Степановича Горшкова, известного вулканолога, президента Международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли, бывшего директора Института вулканологии.

дрожанием, ростом новых вулканических конусов, деформациями земной поверхности, связанными с внедрением питающих даек и перемещением базальтовой магмы в ее глубоких очагах, выполняли сейсмическое просвечивание района извержения, изучали его глубинное строение и проводили различные другие исследования.

Большую работу выполнило Главное управление геодезии и картографии. По просьбе Института вулканологии им в 1976 г. были проведены повторные геодезические измерения в обширной области, охватывающей район извержения и вулкана Плоский Толбачик.

Многие анализы были сделаны в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР им. В.И. Вернадского, Институте геологии и геофизики, Институте геохимии СО АН СССР и в других учреждениях.

Результаты исследований, проведенных в 1975 и 1976 гг. докладывались на двух сессиях ученого совета Института вулканологии весной 1976 и 1977 гг. Настоящий сборник составлен из прочитанных на них докладов и сообщений. Первая сессия проводилась в честь 40-летнего юбилея Камчатской (Ключевской) вулканостанции АН СССР, открытие которой положило начало постоянным вулканологическим наблюдениям в нашей стране. Поэтому двум частям сборника предшествует вместе с предисловием статья Б.В. Иванова об истории Камчатской вулканостанции и ее роли в развитии отечественной вулканологии.

В первой части сборника помещены 14 статей и сообщений, в которых описывается ход извержения и приводятся данные геолого-геохимических исследований. Можно отметить ряд результатов. Описывается деятельность Южного прорыва, где впервые в нашей стране во всех подробностях наблюдалось развитие крупного извержения гавайского типа и образование базальтовых лавовых покровов. Приводятся возрастное расчленение и петрохимические особенности предшествовавших извержений подобного типа в Толбачинском долу, которые необходимы для сравнительной оценки Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. и выяснения вопроса о происхождении его базальтов. Одной из наиболее примечательных черт извержения была резкая смена состава базальтов. Приводятся подробные петрогеохимические данные об этом явлении. Во время извержения представилась редкая возможность отобрать пробы магматических газов из базальтовых рек, была собрана большая коллекция магматических газов. Получены важные данные о химизме и металлоносности магматических газов.

Вторая часть сборника включает 14 статей и сообщений, в которых излагаются результаты разнообразных геофизических и геодезических исследований. Назовем некоторые из них. Сейсмологические наблюдения дали ключевые данные об источнике базальтов, механизме и развитии извержения. Они показали, в частности, что в течение 19 дней перед извержением происходило внедрение, подъем базальтов из нижних слоев коры или слоя, переходного между корой и мантией, со средней скоростью около 100 м/час. Геодезические наблюдения показали стремительное развитие деформаций, связанных с внедрением питающих даек новых вулканов, и выявили обширную область вертикальных и горизонтальных деформаций земной поверхности. Появление этой области вызвано, по-видимому, перетеканием базальтов в глубинных магматических очагах в ходе извержения. Сейсмическими методами определено строение верхних горизонтов земной коры в месте извержения и обнаружены сейсмические тени, источником которых могут быть новые силы.

Статьи и сообщения этого сборника вместе с серией сообщений об извержении, опубликованных в ДАН в 1976 г., и статьей С.А. Федотова о механизме трещинных базальтовых извержений (Известия АН СССР, серия геол., 1976, № 10) дают достаточно полное представление о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. и исследованиях, выполненных в ходе него. В итоге больших напряженных исследований это извержение стало наиболее изученным крупным вулканическим извержением. Оно может стать одним из тех извержений, данными о котором будут пользоваться поколения исследователей. Многие по-

лученные результаты уникальны, как и само извержение. Они способны помочь глубже разобраться, лучше понять механизм вулканических и магматических процессов, геодинамику активных областей, источники рудного вещества, образование геотермальных месторождений и многие другие проблемы наук о Земле.

В заключение надо сказать, что наблюдения велись в трудных условиях. Лагери и приборы засыпались тяжелыми шлакопадами, их приходилось переносить перед наступающими лавовыми потоками. Многие участники исследований проявили смелость и самоотверженность при работе на Толбачинском извержении (это было отмечено Постановлением Президиума АН СССР от 20 мая 1976 г. Научные результаты, приведенные в сборнике, являются плодом общего большого напряженного труда более ста пятидесяти сотрудников, инженеров, лаборантов и работников вспомогательных служб¹. Им, товарищам по Толбачинской эпопее, автор выражает свою глубокую признательность.

Член-корреспондент АН СССР *С.А. ФЕДОТОВ*

¹ Среди авторов сборника 61 сотрудник Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и 13 сотрудников других учреждений.

КАМЧАТСКАЯ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ И ЕЕ РОЛЬ В РАЗВИТИИ СОВЕТСКОЙ ВУЛКАНОЛОГИИ

Сорок три года назад была создана Камчатская вулканологическая станция. Она явилась первым в стране вулканологическим центром, предназначенным для систематического изучения современного вулканизма и в первую очередь для детального изучения Ключевской группы вулканов на Камчатке.

Первые годы советской власти — период интенсивного развития геологических исследований. Основанию вулканостанции предшествовал ряд мероприятий, из которых главнейшими явились решение Геологического комитета и Академии наук в 1929 г. о систематическом изучении Камчатки и постановление Тихоокеанского комитета АН СССР об организации стационарных наблюдений за деятельностью наиболее крупного вулкана Евразии — Ключевской сопки.

Советская вулканология возникла по существу как одно из направлений магматической геологии. Весь опыт геологической науки и, в частности, магматической геологии свидетельствовал об исключительно большой роли вулканизма в истории Земли: именно вулканы представляли важнейший источник информации о составе глубинных недр Земли и процессах, происходящих в них. Немаловажным явилось и то, что вулканические извержения — одно из самых грозных и опасных для человечества явлений природы. Возникла необходимость научиться предсказывать эти явления и тем самым защитить людей и материальные ценности от извержений. Все это вместе взятое явилось предпосылкой для создания на Камчатке вулканологической станции.

У колыбели советской вулканологии стояли такие корифеи геологической науки, как Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.Н. Заварицкий, Д.С. Белянкин. По инициативе академика Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, бывшего в ту пору директором Петрографического института, 1 сентября 1935 г. и была организована вулканологическая станция в пос. Ключи. Эта дата является началом деятельности вулканологической станции, носящей ныне название Камчатской вулканологической станции им. академика Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. С момента ее организации началось непрерывное, систематическое, не прекращающееся и по сей день изучение активных вулканов. Перед вулканологами станции были поставлены задачи: накопление данных о морфологии и строении вулканов, о характере вулканической деятельности и типах извержений; изучение вещественного состава вулканических продуктов — газов, возгонов, бомб и других пирокластических выбросов; исследование химического состава лав и закономерностей его изменения; оценка возможностей использования вулканических продуктов в народном хозяйстве; систематические наблюдения и исследование характера вулканической деятельности (каждого активного вулкана в отдельности) с целью изучения предвестников извержений.

Для ознакомления научной общественности с работами станции решено было издавать Бюллетень вулканологической станции на Камчатке, первый номер которого вышел в свет в 1937 г. на русском и английском языках.

Первым начальником станции был В.И. Влодавец, ныне заслуженный деятель науки РСФСР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, на долю которого выпал большой труд по организации строительства и научной работы станции. Коллектив исследователей в те далекие времена составляло всего 5 человек: В.И. Влодавец и В.Ф. Попков (геологи), И.З. Иванов, Н.Н. Шаврова (химики) и А.М. Дьяконов (топограф). В то время станция представляла собой единственный одноэтажный бревенчатый дом, в котором размещались служебные и жилые помещения.

Научно-исследовательские работы в то время проводились группами научных сотрудников, которые командировались из Москвы на Камчатку на 2—3 года на так называемые "зимовки". В 1936 г. на станцию прибывают С.И. Набоко,

А.А. Меняйлов. Вулканологические исследования расширяются, организуются промежуточные базы у подножья Ключевского вулкана. На побочные кратеры Киргурич, Туйла, Биокось, образовавшиеся в 1932 г. и излившие лавовые потоки, систематически совершаются поездки, организуются режимные наблюдения за температурой и составом вулканических газов.

Уже в первые годы научной деятельности станции накопленный материал требовал обобщения, и к 1937 г. стало ясно, что необходимы издания монографического типа, в которых были бы опубликованы такого рода работы. Так, в 1940 г. появился первый том Трудов Камчатской вулканологической станции с монографией В.И. Влодавца "Ключевская группа вулканов". В этой работе В.И. Влодавец на основе детального описания петрографии и химизма продуктов вулканов Ключевской группы установил изменение состава лав у отдельных вулканов и сделал вывод, что все вулканические породы района произошли из базальтовой магмы путем нормальной дифференциации.

Начавшееся в апреле 1937 г. и продолжавшееся до весны 1939 г. извержение Ключевской сопки всесторонне изучается А.А. Меняйловым и С.И. Набоко. Обширный и интересный материал, который они получили и затем опубликовали, — первое в отечественной литературе детальное исследование динамики полного цикла вулканической деятельности.

Уже в довоенный период расширяется география научно-исследовательской деятельности сотрудников станции: кроме Ключевской группы, изучаются вулканы Авача, Мутновский, Карымский и др. Характер, состояние их деятельности постоянно сообщаются в Бюллетене вулканологической станции.

В трудных условиях военного времени ученые станции продолжали вулканологические исследования. В 1944—1945 гг. Б.И. Пийпом было детально изучено извержение Ключевского вулкана, этот материал впоследствии лег в основу его капитальной монографии, увидевший свет в 1956 г. В 1944 г. была опубликована монография А.Н. Заварицкого "Введение в петрохимию изверженных горных пород". Эта книга выдающегося вулканолога положила начало новой отрасли науки — петрохимии. Необходимо отметить, что этому периоду исследований свойствен характер общих вулканологических построений с преимущественным развитием описательной петрографии.

С первых послевоенных лет начался новый этап в развитии вулканологических исследований. В организационном и научном отношении Камчатская станция выступает основоположником советской вулканологии. Станция явилась основой организованной в 1945 г. в Москве в системе АН СССР Лаборатории вулканологии, директором которой был назначен академик А.Н. Заварицкий.

В декабре 1946 г. на станции был открыт сейсмический отдел и организована сейсмическая станция Ключи, несколько позже — такая же станция в пос. Козыревск. Было положено начало геофизическим исследованиям активных вулканов. В этом же году для изучения морфологии вулканов была впервые использована аэрофотосъемка. Результатом первых аэровулканологических исследований явилось издание Атласа вулканов СССР под редакцией А.Е. Святловского.

Послевоенный период явился чрезвычайно плодотворным периодом в научной жизни станции. В Лаборатории и на станции под руководством А.Н. Заварицкого работал замечательный коллектив исследователей. Это старшее поколение во главе с В.И. Влодавцем — Б.И. Пийп, С.И. Набоко, А.А. Меняйлов, А.Е. Святловский, Л.А. Башарина и молодое, но уже достаточно опытное — Г.С. Горшков, Е.К. Мархинин, П.И. Токарев, И.И. Гущенко, Г.Е. Богоявленская, А.Н. Сирин, К.М. Тимербаева и др. Этот период характеризуется широкими региональными вулканологическими исследованиями. Вулканическая деятельность стала рассматриваться как промежуточный этап общего тектоно-магматического цикла региона, а обширный фактический материал свидетельствовал о том, что геологоструктурное положение вулканических центров существенно влияет на формирование состава вулканитов. К началу 50-х годов относится начало исследований по практической вулканологии — вулканическому районированию и использованию термальных вод в народном хозяйстве.

Выходит ряд фундаментальных работ: это прежде всего монография Б.И. Пийпа "Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом" (1956); "Каталог действующих вулканов СССР" В.И. Влодавца и Б.И. Пийпа (1957); оригинальная и смелая работа Г.С. Горшкова (1956), в которой он определил параметры магматического очага под Ключевским вулканом, используя для этой цели объемные волны далеких землетрясений; "Вулканические эксгаляции и продукты их реакций" С.И. Набоко и др.

Логическим завершением этого периода явились созданное по инициативе сотрудников станции Первое Всесоюзное вулканологическое совещание в 1959 г. и выпуск в свет его трудов "Вопросы вулканизма".

Следующий период развития вулканологии связан с событием огромной важности — организацией Института вулканологии на базе Лаборатории вулканологии, Камчатской вулканологической станции и Камчатской геолого-геофизической обсерватории. Совершенно естественно, что первые годы существования Института по существу явились продолжением многих исследований станции. Так, продолжали выходить в свет труды по вулканизму Ключевской группы: Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская "Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения — 1955–1963 гг." в 1965 г., И.И. Гущенко "Пеплы Северной Камчатки и условия их образования" в 1965 г., труды П.И. Токарева, Е.К. Мархинина, К.М. Тимербаевой, А.Н. Сирина.

Переход в Институт ведущих вулканологов сыграл положительную роль в смысле воспитания новой талантливой плеяды молодых вулканологов. Вулканологическую школу на станции прошла основная часть вулканологов второго поколения: И.Т. Кирсанов, И.А. Меняйлов, А.А. Важевская, В.И. Горельчик, В.А. Ермаков, Ю.М. Дубик, Л.П. Никитина, Е.К. Серафимова, Б.В. Иванов и многие другие.

В настоящий период главное внимание уделяется развитию комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований, которые проводятся станцией совместно со многими лабораториями Института вулканологии и других институтов. Первым опытом таких работ явилось комплексное изучение извержения Ключевского вулкана в 1966 г. под руководством И.Т. Кирсанова. В 1970–1971 гг. совместно с СахКНИИ АН СССР, с лабораторией региональной геофизики ИВ ДВНЦ АН СССР впервые в СССР было проведено глубинное сейсмическое зондирование района Ключевской группы вулканов. Результаты этих работ дали совершенно уникальный материал по глубинному строению района (С.Т. Балеста, В.К. Утнасин, Б.В. Иванов, Е.К. Мархинин, В.А. Ермаков, А.И. Фарберов).

С Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) АН СССР проводятся исследования по физико-химической оценке поведения воды в вулканическом процессе (член-корр. АН СССР Н.И. Хитаров, А.А. Кадик, Б.В. Иванов, А.П. Максимов). Прочные научные связи существуют с СО АН СССР, в частности с лабораторией, возглавляемой академиком В.А. Кузнецовым (Б.В. Иванов, В.И. Сотников). Целью совместных исследований является изучение поведения элементов петрогенной и металлической групп в вулканическом процессе. Своеобразным научным отчетом станции за прошедшую пятилетку и к 40-летию юбилею явились подготовка и сдача в печать сборника "Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов" под редакцией Б.В. Иванова и С.Т. Балесты. В сборнике изложены результаты комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований района Ключевской группы вулканов на Камчатке. Спецификой сборника является тенденция к взаимоувязке геофизической и геолого-геохимической информации в выяснении модели строения земной коры в районе активного вулканизма и понимании природы вулканического процесса.

Одной из основных задач станции является создание надежного метода прогноза извержений на основании комплекса методов. Здесь станцией достигнуты очевидные успехи. Широкое развитие сейсмических исследований и правильный методический подход обусловили возможность достаточно надежного сейсмологического прогноза извержений различных типов вулканов. Еще раньше П.И. Токаревым на

примере вулканов Безымянного и Шивелуча и прорывов побочных кратеров Ключевского вулкана была показана возможность прогноза извержений. Теперь эта методика получила дальнейшее развитие и усовершенствование в работах В.И. Горельчик и В.В. Степанова. Латеральное извержение Ключевского вулкана в 1974 г. и Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г. были заранее предсказаны сейсмической службой станции.

Проведение комплексных исследований требует значительных усилий сотрудников вулканостанции. Коллектив с честью справляется со своими задачами. На станции успешно работают к.г.-м.н. В.И. Горельчик, м.н.с. А.П. Максимов, В.В. Степанов, старшие лаборанты В.Т. Гарбузова, В.В. Степанова, В.П. Ханзутин, К.С. Киришев, В.В. Ушаков и др.

Позволю себе коротко остановиться на некоторых наиболее важных результатах исследований, проведенных Камчатской вулканологической станцией за 40 лет, а также на задачах, стоящих перед станцией. Исследования сотрудников станции обогатили многие направления современной вулканологии. Показано, что в XX в. произошло 1044 извержения из 320 вулканов, т.е. действовало 54% вулканов Земного шара. Большинство извержений имело взрывной характер. В XIX в. первое место по числу извержений принадлежит вулкану Этна в Сицилии, а в XX в. — Карымскому на Камчатке (В.И. Влодавец).

Подсчитано общее количество извергнутого материала, составляющего 3–6 млрд. т. в год и высказана гипотеза о главенствующей роли вулканизма в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы Земли (Е.К. Мархинин).

При помощи сейсмического метода была определена глубина залегания магматического очага под Ключевским вулканом (Г.С. Горшков).

На основании изучения извержений типа направленного взрыва была разработана их классификация (Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская).

Выявлены локальные и региональные закономерности извержений высочайшего вулкана Евразии — Ключевской сопки (Б.И. Пийп, В.И. Влодавец, С.И. Набоко).

Дана оценка роли пироклаستيку вулканов в осадконакоплении рыхлых континентальных толщ. Определено, что в среднем 7% пироклаستيку идет на формирование грубообломочных фаций в районе вулканов, 43% — на рыхлые континентальные отложения, 50% — в акватории Охотского моря и Тихого океана (И.И. Гущенко).

Г.С. Горшковым высказана идея о преимущественно мантийной природе вулканизма, и, следовательно, вулканизм может рассматриваться как индикатор состояния и состава вещества верхней мантии. Эта идея оказалась очень плодотворной и нашла широкий отклик у советских и зарубежных специалистов.

Общими усилиями ученых станции была исследована и определена зависимость характера вулканизма и петрохимических особенностей от типа тектонического режима в пределах различных участков островных дуг, а также выявлены петрохимические различия между вулканами мантийного и корового питания (К.М. Тимербаева, А.Н. Сирин, Э.Н. Эрлих, В.А. Ермаков, Б.В. Иванов, И.Т. Кирсанов). Геофизическими методами (ГСЗ, МТЗ и др.) определена мощность земной коры в районе Ключевской группы вулканов, показаны глубинное строение вулканических аппаратов, взаимосвязь вулканизма с глубинным строением земной коры, построена модель земной коры для района Ключевской группы вулканов (С.Т. Балеста, Б.В. Иванов). Сейсмологическими методами разработан надежный прогноз извержений вулканов с базальтовым и андезито-базальтовым составом продуктов извержений (П.И. Токарев, В.И. Горельчик, В.В. Степанов).

Каковы же задачи, стоящие перед станцией в наступившей пятилетке? Это прежде всего повышение качества и уровня научных исследований на основании дальнейшего комплексного развития вулканологических работ. Необходимо повысить оснащение станции новейшей научной аппаратурой для исследований вещества и геофизической аппаратурой. Станция в дальнейшем будет продолжать расширение сейсмологических исследований посредством строительства новых сейсмических станций в районе Ключевской группы вулканов. Пора, по-видимому, раз-

вовать и постоянные режимные геодезические исследования на вулканах Шивелуч, Безымянный, активность которых возрастает и, судя по циклам извержений, достигнет своего максимума к 1980 г. Представляется перспективным метод бурения скважин глубиной 300–400 м в районе побочных конусов Ключевской группы с целью получения экстремальных параметров вулканического процесса.

40-летие Камчатской вулканологической станции мы празднуем в знаменательное для нашей страны время. Недавно советская наука праздновала 250-летний юбилей. В постановлении ЦК КПСС "О 250-летнем юбилее АН СССР" была дана высокая оценка советской науке. В этой оценке есть доля труда и сотрудников Камчатской вулканологической станции. Хочется добрым словом вспомнить тех, кого уже нет в наших рядах, и пожелать всем, кто работал и работает сейчас на Камчатской вулканологической станции или содействовал ее развитию, успехов в творческой деятельности на благо нашей науки.

ОПИСАНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ,
ДАННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С.А. ФЕДОТОВ, Г.Н. КОВАЛЕВ, Е.К. МАРХИНИН,
Ю.Б. СПЕЗИН, А.И. ЦЮРУПА, Н.А. ГУСЕВ,
В.И. АНДРЕЕВ, В.Л. ЛЕОНОВ, А.А. ОВСЯННИКОВ

ХРОНОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО ПРОРЫВА
БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ
1975—1976 гг.

ВВЕДЕНИЕ

Большое трещинное Толбачинское извержение произошло, как сообщалось ранее (Федотов и др., 1976), южнее вулкана Плоский Толбачик, в пределах Южной Толбачинской зоны шлаковых конусов, охарактеризованной и названной так Б.И. Пийпом. Морфологически это пологий лавовый щит, прислоненный к основанию стратоконуса Плоского Толбачика и под средним углом $3-4^{\circ}$ спускающийся на запад, юг и юго-восток, к большой излучине р. Толбачик. Площадь щита около 800 км^2 (Пийп, 1956). В его пределах расположено несколько десятков моногенных эруптивных аппаратов, представленных преимущественно шлаковыми конусами различной степени сохранности, реже — лавовыми куполами. Вулканические аппараты часто объединены в группы и цепочки, но встречаются также и изолированно. В осевой полосе щита они расположены значительно гуще, чем на флангах. Извержения 1975—1976 гг. также оказались приуроченными к осевой полосе щита и, по-видимому, по всем характеристикам были типичными для Южной Толбачинской зоны¹. В результате извержения на Северном прорыве (Федотов и др., 1976) образовалась цепочка из трех шлаковых конусов, надстроивших уже существовавшую цепочку конусов прежних извержений, а на Южном прорыве, в 10 км к юго-юго-западу от Северного, возник одиночный конус. В обоих районах сформировались обширные лавовые поля, шлак и пепел покрыли гигантскую территорию.

Во время извержения происходило проседание вершинной кальдеры Плоского Толбачика, начавшееся, по-видимому, в начале августа 1975 г. В сентябре—октябре этого же года в провале возникло теплое озеро, которое питалось в основном за счет таяния обрушившегося в него ледника. Просадки, по-видимому, практически прекратились в конце 1975 г. В августе 1976 г. уровень воды в озере оставался примерно тем же, что и в апреле, но после прекращения извержения на Южном прорыве он значительно упал: по наблюдениям 29.III.1977 г. зеркало озера сократилось, обнажив осыпи, примыкающие к отвесным стенкам кальдеры.

Извержение на Южном прорыве, описание которого является целью настоящего сообщения, характеризовалось рядом особенностей. Оно было почти исключительно эффузивным, характеризовалось изливанием жидких лав и более чем ка-

¹ При описании извержения, кроме наблюдений авторов, были использованы полевые данные В.А. Андреева, В.А. Будникова, А.Л. Будникова, Ю.В. Ванде-Киркова, В.А. Двигало, А.П. Иванова, Н.Н. Литасова, И.А. Меняйлова, Н.В. Огородова, В.С. Петрова, А.А. Разиной, А.Е. Шанцера.

кое-либо из наблюдавшихся в историческое время извержений вулканов Курило-Камчатской дуги приближалось к Гавайскому типу. В отличие от Северного прорыва на Южном прорыве лавы по составу относятся к известному в районе Ключевской группы вулканов типу субщелочных базальтов (Волынец и др., 1976а·1976б), а по текстуре — к мегаплагиофировым лавам (Ермаков, 1971).

КРАТКАЯ ХРОНОЛОГИЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЮЖНОГО ПРОРЫВА

18 сентября 1975 г. открылась трещина меридионального простирания, северный конец которой был слегка изогнут на северо-северо-запад. По всей длине трещины работали лавовые фонтаны, причем сразу же появились и лавовые потоки, растекавшиеся к западу и юго-западу в направлении общего уклона местности. Длина фонтанирующего участка трещины сначала возросла от 200 до 600 м, а затем быстро сократилась.

Уже на второй день извержения, 19 сентября, началась перестройка возникшего вдоль трещины шлаково-агглютинатного вала (рис. 1) в подковообразный конус и формирование единого жерла. Шлаково-агглютинатные массы, накапливавшиеся западнее трещины, растаскивались потоками лавы на расстояние до сотен метров; в результате этого к западу от конуса возникла зона лаво-агглютинатных холмов мощностью в несколько десятков метров. Эта зона, ограниченная четко выраженными уступами, сохранила свою морфологическую обособленность в ходе всего извержения (рис. 2). Процесс формирования подковообразного конуса закончился к 30 сентября. До 7 ноября 1975 г. из его открытого к юго-западу жерла изливался лавовый поток с расходом около $25\text{ м}^3/\text{сек}$ в среднем.

В течение всего периода деятельности подковообразного конуса изливались шлаково-глыбовые потоки.

8 ноября конус замкнулся и с этого момента истечение лавы происходило исключительно через бокки, открывавшиеся попеременно в окрестностях подножия конуса. С 8 ноября по 28 декабря 1975 г. бокки открывались почти исключительно к западу от конуса, по периметру зоны шлаковых агглютинатных холмов. Каждая бокка давала начало лавовой реке, устойчиво текшей почти несколько недель. В этот период сформировались наиболее длинные лавовые потоки, существовавшие в течение всего извержения. В этот же период отмечались наименьшие вязкости лав (до $1 \cdot 10^4$ пуаз). Работа конуса была устойчивой с частотой выбросов 10–12 в минуту и высотой до 150–200 м в среднем.

С 27 декабря 1975 г. по начало апреля 1976 г. излияние лавы происходило только к югу от конуса. Бокки открывались в основном по периметру шлаково-агглютинатных холмов и примыкающих к конусу лавовых плато, которые испытывали значительные деформации (рис. 3) в виде воздымания и глубокого их растрескивания. Каждая отдельная бокка работала не более нескольких суток, однако количество их доходило до трех-четырёх одновременно. Здесь почти не наблюдалось таких устойчивых лавовых рек, как в предшествовавший период, и распространение лавового покрова было более равномерным. Средний расход лавы вплоть до 9 апреля непрерывно снижался, при этом работа бокк становилась все более нерегулярной: кратковременные всплески расхода сменялись почти недельными промежутками, когда видимого течения лавы почти не наблюдалось. Активность кратера монотонно падала: число выбросов в минуту сократилось с 10–15 до 1, а средняя высота — с 150–200 м до 5–10 м. Вязкость лав в течение всего периода оставалась небольшой, в пределах 10^4 – 10^5 пуаз и формы их поверхности соответствовали типу пэхоеое.

6 апреля началось резкое усиление эксплозивной деятельности, а 9 апреля — и эффузивной. Частота выбросов увеличилась до 20 в минуту, а средняя высота — до 200–300 м. Расход лавы, достигший в первый день $80\text{ м}^3/\text{сек}$, затем, в течение месяца, постепенно ослабевая, держался выше $20\text{ м}^3/\text{сек}$. Истечение лавы происходило в трех основных зонах: к востоку, к юго-юго-востоку и северо-западу от конуса.

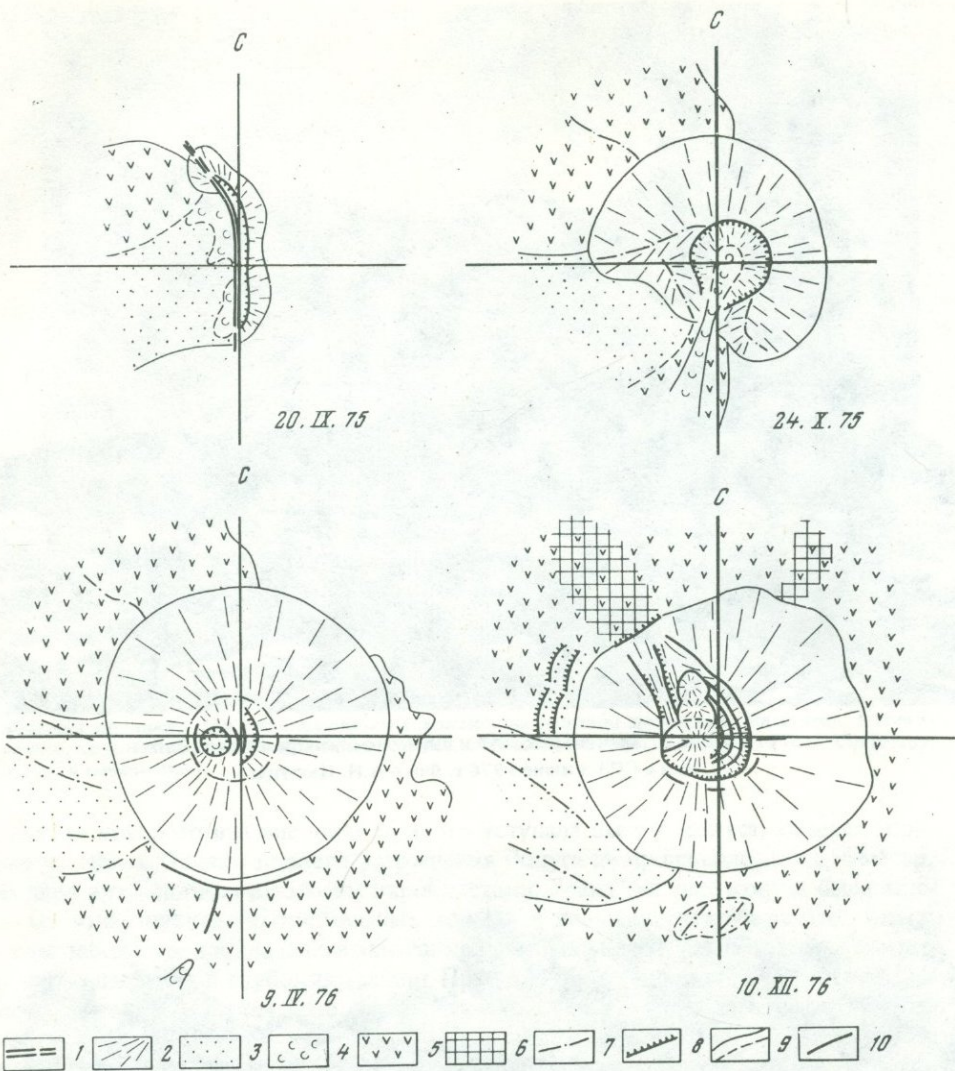
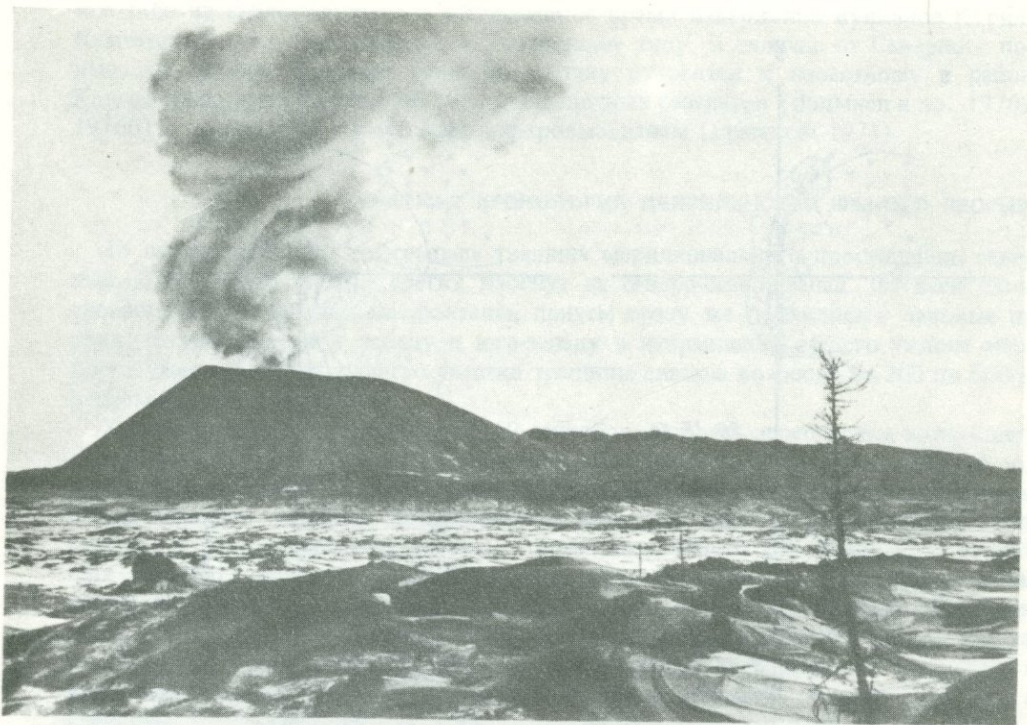


Рис. 1. Стадии развития конуса

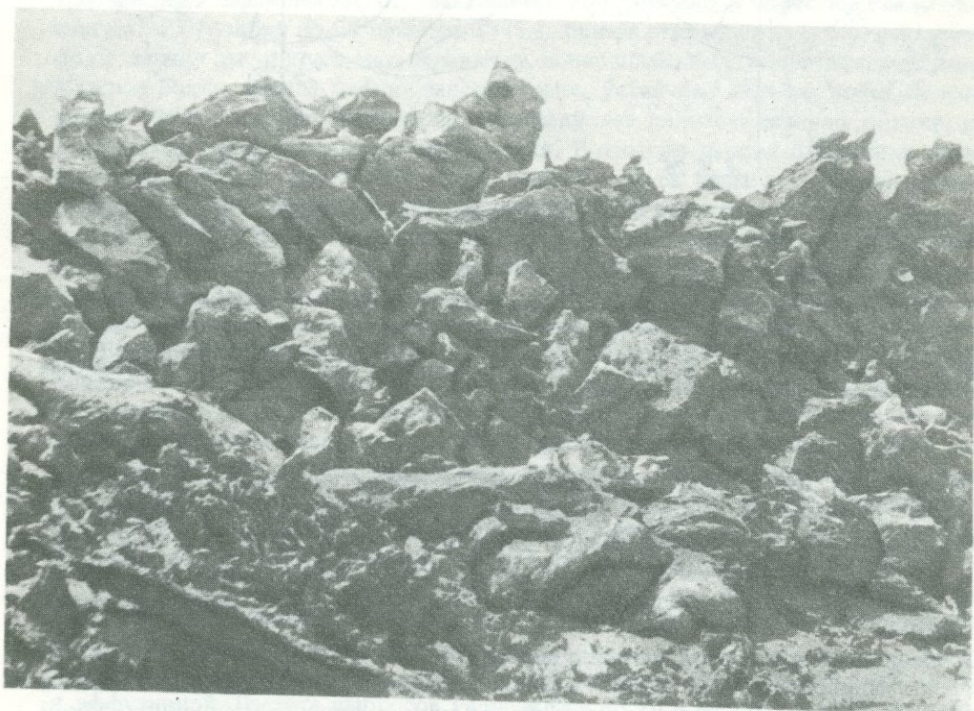
1 — трещина инициального прорыва; 2 — насыпная постройка; 3 — сплошной покров шлаков и агглютинатов на свежих лавах; 4 — жидкие светящиеся лавы; 5 — темные, в том числе остановившиеся и застывшие лавы; 6 — поднятие, возникшее при выжимании лавы из-под конуса; 7 — ось гребня; 8 — бровка уступа внутрикратерной террасы; 9 — морфологическая или геологическая граница; 10 — трещина

Активизация извержения сопровождалась и рядом качественных изменений. Скачком примерно на порядок повысилась вязкость лав. Все потоки этого периода по формам поверхности следует отнести к типу aa. Снова, как и в конце 1975 г., возникли устойчивые лавовые реки, однако образованные ими потоки были значительно короче декабрьских и имели иную форму, характерную для лав типа aa.

Особенностью апрельской активизации было резкое усиление деформаций конуса и зоны лавово-шлаковых холмов в районах прорыва лавовых рек. Наблюдались выдвигание крупных фрагментов из подножья конуса с одновременной просадкой и оползанием его склонов, а также внутренние обрушения, сопровождавшиеся выделением из кратера больших масс черного пепла. Наиболее крупный фрагмент отделился от южной части конуса 19 апреля, сопровождая прорыв юго-юго-западной лавовой реки. Этот фрагмент, представлявший собой целый сегмент построй-

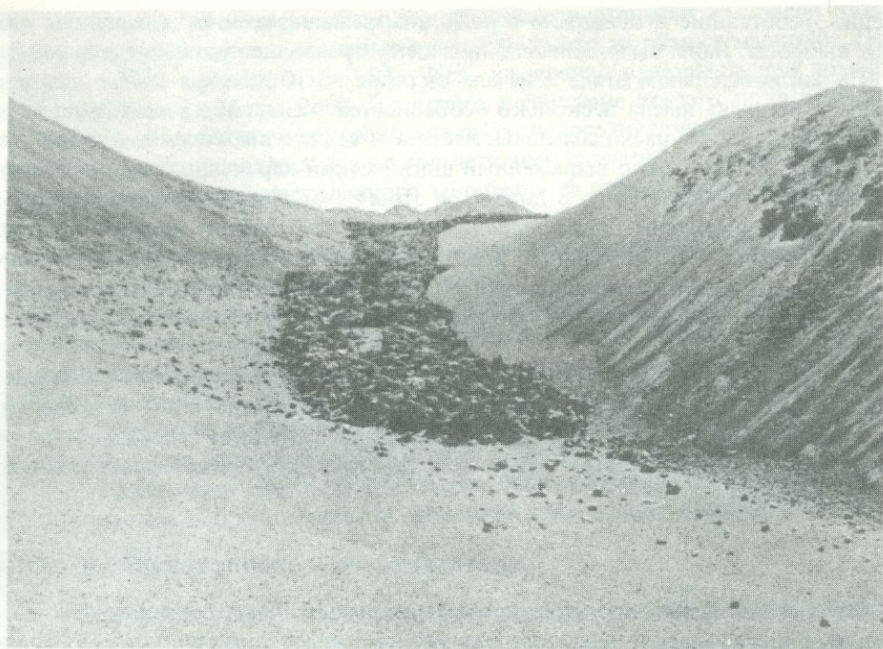


Р и с. 2. Шлаковый конус и шлаково-агглютинатные холмы
Вид с ССЗ в июне 1976 г. Фото А.И. Цюрупы



Р и с. 3. Уступ лавового плато. Фото А.И. Цюрупы

Глыбы представлены встороженными фрагментами гладких лав, слагавших поверхность лавового озера, подруженного собственными бортовыми валами. Справа внизу выжимки трубковых лав, прорвавшихся в основании бортового вала; слева — полый "палец" волнистой лавы (пэхоеое), перелившейся через его гребень



Р и с. 4. Серповидная ложбина между подошвой конуса и тыловой частью шлаково-агглютинатных холмов. Фото А.И. Цюрупы

Ложбина возникла при отползании этих холмов на лавовой подложке. На заднем плане — верхушки крупнейшего из отторженцев конуса, образовавшегося 19 апреля 1976 г. Сфотографировано в начале июня

ки, высота которого вначале лишь немного уступала высоте конуса, отъехал примерно на 100 м. Однако полного разрушения конуса не произошло, и через месяц, благодаря интенсивным выбросам пироклаستي, "рана" на теле конуса была залечена. От зоны шлаково-агглютинатных холмов и лавовых плато были оторваны и унесены лавой куски площадью в тысячи квадратных метров, а сами холмы покрылись сетью широких и глубоких трещин. При этом происходило и отодвигание зоны холмов от конуса в целом (рис. 4). В дальнейшем вплоть до начала июля, при сохранении общего характера извержения продолжалось уменьшение расхода лавы и интенсивности деформаций. Работа конуса была неизменной.

9 июня произошло резкое возрастание расхода лавы, подобное тому, которое имело место 9 апреля. Увеличение расхода также сопровождалось интенсивными деформациями приконусного плато, отрывом и оттачиванием отдельных его частей, воздыманием и проседанием отдельных его участков. Главные события, как и в апреле, происходили к югу от конуса, хотя одновременно действовала лавовая бокка и на западе.

Однако в отличие от апрельской июльская активизация не сопровождалась заметными изменениями свойств лавы и типа потоков. Активность конуса оставалась приблизительно на том же уровне, но характер ее несколько изменился: преобладавшие до 9 июля веерные выбросы бомб сменились более остро направленными стреловидными, и усилилось выделение черного пепла. Эти изменения указывали на значительное понижение уровня лавы в жерле, сопровождавшееся обрушением стенок.

В дальнейшем расход лавы довольно быстро упал до среднего, и до начала ноября продолжалась стабильная деятельность с небольшой тенденцией к ослаблению. До 27 августа излияния лавы происходили в основном на западе и юго-западе. После 27 августа существенные излияния лавы происходили к северу от конуса, где после 18 октября сосредоточилась практически вся эффузивная деятельность.

Начиная с 8 ноября 1976 г. в пределах северного сегмента конуса стали периодически образовываться эксцентричные подобные жерла от одного до трех одновре-

менно, работавшие в основном в пепловом режиме, но иногда дававшие и бомбовые выбросы. Лавы выделялись по-прежнему преимущественно в северных бокках.

На заключительном этапе с начала октября по 10 декабря 1976 г. деятельность Южного прорыва имела несколько особенностей. Усиление и уменьшение активности, оцениваемое по расходам лавы, частоте и высоте выбросов пирокластического материала, носило четко выраженный циклический характер с периодом, постепенно уменьшившимся с 14 до 8 дней. При этом каждый последующий максимум расходов лавы обычно не достигал величины предшествующих максимумов, что создавало картину закономерного и последовательного ослабления вулканической деятельности. Исключение составили только последние дни работы прорыва, когда видимые лавы возросли вдвое по сравнению с любыми величинами, отмеченными с октября 1976 г.

Другую особенность заключительного этапа представляет собой совпадение направления сектора разгрузки конуса (335°СЗ , положение бокк и эксцентричных жерл, ориентировка секторных проседаний) с ориентировкой северного конца первоначальной трещины. Нельзя исключить возможность продолжения подвижек по этому разлому.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЛОЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Во время извержения эксплозивная деятельность была сосредоточена в кратере конуса и выражалась в последовательности взрывов, характеристика которых приведена на рис. 5. На графике *а* показана средняя высота выбросов над кромкой кратера в течение суток, на графике *б* — средняя частота выбросов. Максимальная высота вылета отдельных бомб значительно превосходила среднюю высоту и достигала 400 м.

Приведенные на графике средние высоты определялись как усредненные максимальные высоты для нескольких десятков выбросов. В большинстве случаев изме-

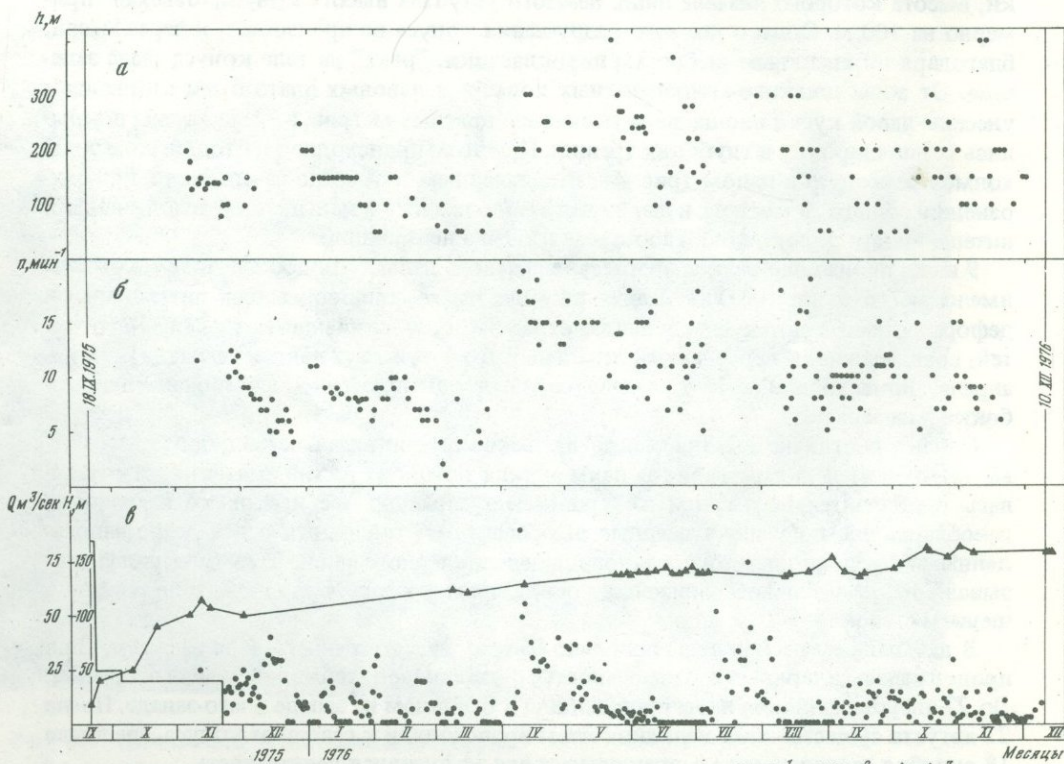


Рис. 5. Характеристика режима извержения

а — средний расход, рассчитанный по объему лавового поля; *б* — результаты ежедневных измерений расхода лавы через бокки ($\text{м}^3/\text{с}$); *в* — высота конуса

2780

рение производилось по непрерывным сериям последовательных выбросов путем сравнения с высотой конуса с помощью проектируемого на объект масштаба. При этом ошибка могла достигать 10–15%. Часть измерений выполнена при помощи секундного теодолита с базы 2300 м, однако вследствие малого поля зрения и потерь времени на снятие отсчета усреднение проводилось по случайным выборкам.

Средняя частота определялась путем подсчета всех случаев появления над кромкой кратера новых порций раскаленного материала за определенный промежуток времени.

Все измерения проводились ежедневно с наступлением темноты, если позволяла погода и не мешали обильные пепловые выбросы.

Кроме частоты и высоты выброса, взрывы отличались также по форме выброса и особенностям звуковых эффектов. Наблюдалась все градации силы и резкости звука от шелестящей "продувки" до необычайно резкого и мощного удара, больно бьющего по ушам. Такие резкие удары сопровождалась симметричным веерным выбросом сравнительно небольшого числа очень крупных ярких бомб. До апрельской активизации они происходили 3–4 раза в сутки, после 6 апреля — не реже 1–2 раз в течение часа. Наиболее обычными были громкие, но не очень резкие взрывы с обильным выбросом мелких обрывков лавы в виде фонтана, заметно направленного вверх.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭФфуЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Лавы обладали следующими физическими свойствами. Температура, измеренная в истоках лавовых рек, колебалась в пределах 1050–1070°С. Измерения температуры проводились хромель-алюминиевой термопарой с холодным спаем, помещенным в тающий лед с регистрацией термо-ЭДС потенциометром ПП-1. Для качественного контроля верхнего предела температуры в лаву погружались образцы чистой меди (температура плавления 1083°С). Оплавления меди ни в одном случае не наблюдалось.

Эффективная вязкость текущих лав вычислялась по формуле для плоского слоя:

$$\eta = \frac{\zeta g h^2 \sin a}{2v}$$

где ζ — плотность; η — эффективная вязкость, h — глубина потока; a — угол наклона (фактически наблюдался угол наклона поверхности потока, которая принималась параллельной подошве); v — максимальная скорость на поверхности потока; g — ускорение свободного падения.

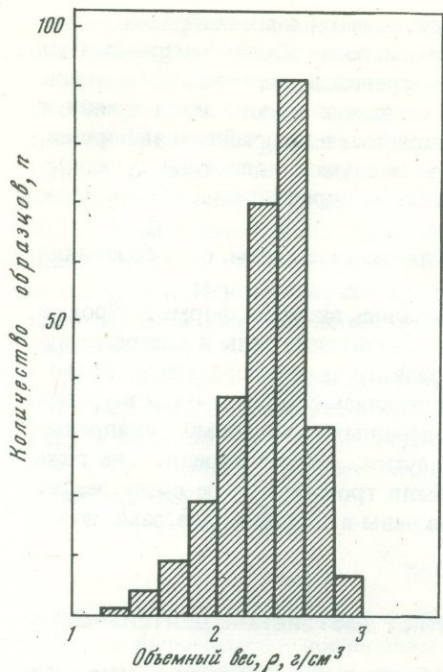
При измерениях выбирался створ, в котором условия применимости приведенной формулы были наиболее благоприятными.

Установлено, что величина η на истоках лавовых потоков близ конуса колебалась в пределах $10^4 - 10^5$ пуаз. Вторичные прорывы на удалении 2–3 км от конуса давали потоки вязкостью $10^6 - 10^7$ пуаз.

Определение объемного веса штучных проб лавы дало асимметричное распределение со значительным разбросом значений (рис. 6).

Со второй половины ноября 1975 г., помимо оценки среднего расхода лавы по приращению площади лавового поля (на аэрофотоснимках, приводились ежедневные измерения видимого расхода лавы (см. рис. 5, график ϵ). Видимый расход (R) определялся по формуле: $R = h d v$, где d — ширина потока; v — средняя скорость течения; h — глубина потока.

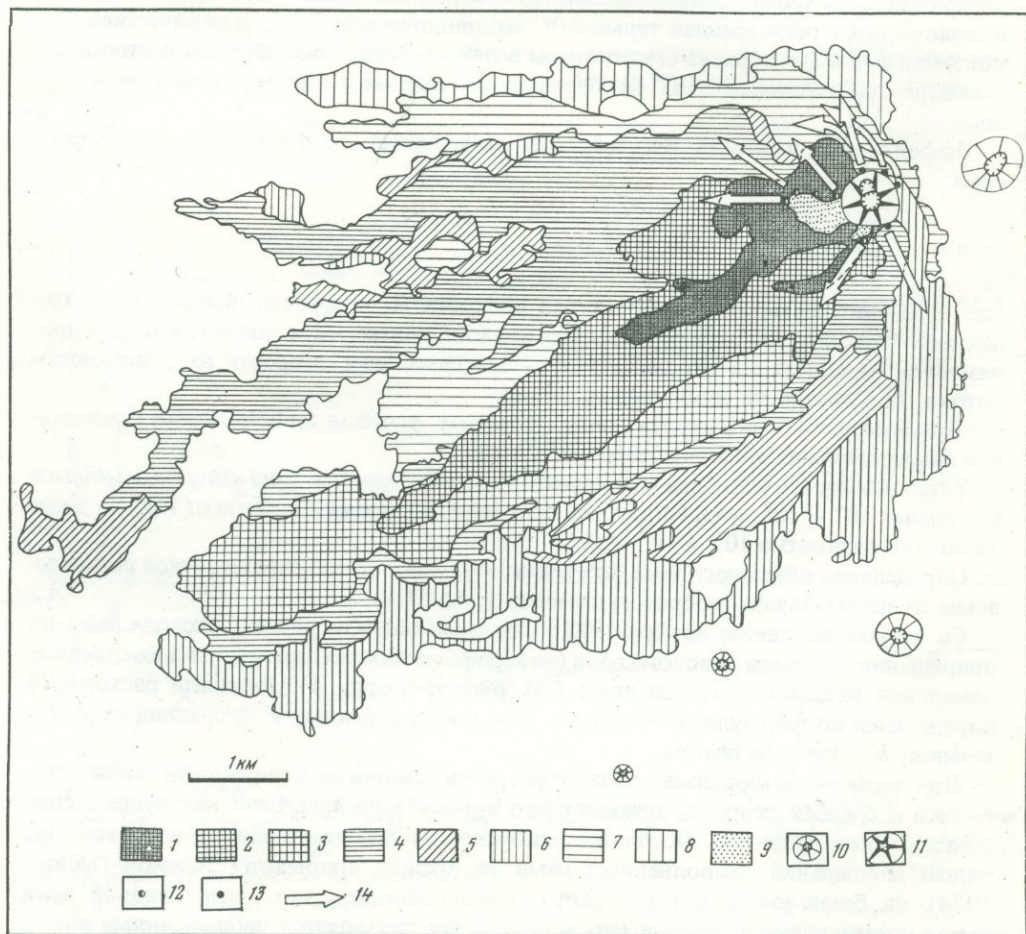
При этом использовалась средняя скорость течения на поверхности потока, что близко к средней скорости течения всего потока, если лава течет как существенно бингамовская жидкость. Последнее основано на свойствах лавы и подтверждено рядом наблюдений, выполненных нами на Южном прорыве и Г. Халмом (Hulme, 1974) на базальтовых потоках Этны. Предполагалось, что русло лавовой реки имеет прямоугольное сечение, это в общем подтверждается наблюдениями русел,



Р и с. 6. Объемный вес штучных образцов лавы

Р и с. 7. Схематическая карта прироста площади лавового поля. Составил А.И. Цюрупа

1 - к 20. IX. 75; 2 - к 4. X. 75; 3 - к 22. X. 75; 4 - к 26. XI. 75; 5 - к 18. XII. 75; 6 - к 9. IV. 76; 7 - к 7. IX. 76; 8 - к концу извержения (съемка 22. XII. 76); 9 - лавы, закрытые сплошным шлаково-агломинатным чехлом; 10 - шлаковые конусы старых извержений; 11 - конус извержения 1975-1976 гг.; 12 - вторичная бокка, изначально питающаяся по горизонтальным лавоводам; 13 - первичная бокка, образовавшаяся в результате нового прорыва конуса; 14 - направление основных систем горизонтальных лавоводов с питанием непосредственно из района конуса. Контуры последовательного наращивания лавового поля получены по аэрофотоматериалам; съемки и предварительное дешифрирование Н.А. Гусева и В.А. Двигало



Приращение площади лавового поля

Период	Полное приращение, км ²	Темп, км/сутки	Период	Полное приращение, км ²	Темп, км/сутки
18. IX. 1975 – 20. IX. 1975	1,7	0,57	18. XII. 1975 – 8. IV. 1976	5,6	0,05
20. IX. 1975 – 4. X. 1975	4,4	0,31			
4. X. 1975 – 24. X. 1975	4,1	0,20	8. IV. 1976 – 7. IX. 1976	3,5	0,023
24. X. 1975 – 26. XI. 1975	9,2	0,28	7. IX. 1976 – 10. XII. 1976	1,8	0,019
26. XI. 1975 – 18. XII. 1975	4,0	0,18			

опустошенных после прекращения питания. В некоторых случаях форма русла могла быть другой, в частности из-за нависающих бортов, при этом средняя ширина могла превышать видимую. При выборе створов для измерений расхода таких мест старались избегать.

Лавовые реки при среднем расходе 11 м³/сек дают 0,42 км³ за время извержения. Расхождение между полным объемом лавового поля (6,5–7,0 км³) и величиной, полученной при измерении расходов, указывает, по-видимому, на существование скрытого стока.

В течение всего извержения происходило наращивание объема примыкающего к конусу лаво-шлакового плато путем его медленного расползания (со средней скоростью 1 см/час). Последнее сопровождалось часто значительными дифференцированными вертикальными подвижками с амплитудой до нескольких метров в неделю и преобладанием воздымания над погружением.

Лаво-шлаковые плато и жерло конуса играют роль резервуаров-накопителей, по-видимому, задерживая поступающую из глубины лаву, что является одной из возможных причин резких колебаний видимого расхода.

Однако три отчетливо выраженных максимума расходов, приходящиеся на начало извержения, на апрель и июль 1976 г. (см. рис. 5, график в), по-видимому, обусловлены изменением режима поступления лавы через подводящий канал. Особенно следует выделить апрельский максимум, когда изменение расхода сопровождалось изменением свойств лавы и активности кратера.

Вытекающая лава образовала покров, последовательность формирования которого показана на рис. 7, а темп прироста площади – в таблице. Если в начале извержения происходило почти исключительно наращивание площади, то в последние месяцы для этого расходовалось не более 10–15% вновь поступающей лавы.

Лавовое поле представляет собой результат наложения многочисленных "единичных" потоков (Walker, 1972), излившихся из последовательно функционировавших групп бокк. Наиболее длинные из этих потоков (до 9 км) излились в конце 1975 г. В общем лавовое поле имеет ступенчатую поверхность. Причины, приводящие к образованию ступеней, различны. Часть ступеней представляет собой фронт потоков, изливавшихся при относительно небольшой мощности питающих бокк, работавших не более недели. При незначительных расходах, около 10–20 м³/с, на одном потоке может возникнуть несколько ступеней, когда на фронте практически остановившегося потока возникают вторичные прорывы лавы. Этот эффект обусловлен сменой режимов течения и удовлетворительно описывается в рамках реологической модели, учитывающей наличие у лавы предела текучести, а также способности медленно течь при напряжениях ниже этого предела (Слезин, 1972; Hulme, 1974). Растеканию лавы способствовало образование лавовых труб, сходных с описанными на Гавайских вулканах (Macdonald, Abbott, 1970). Участки скрытого течения лавы по трубам-лавоводам длиной до нескольких сотен метров возникали на всех растеканиях в пределах отдельных ступеней. После прекращения течения лавоводы частично опустошались, а местами обвалившаяся кровля

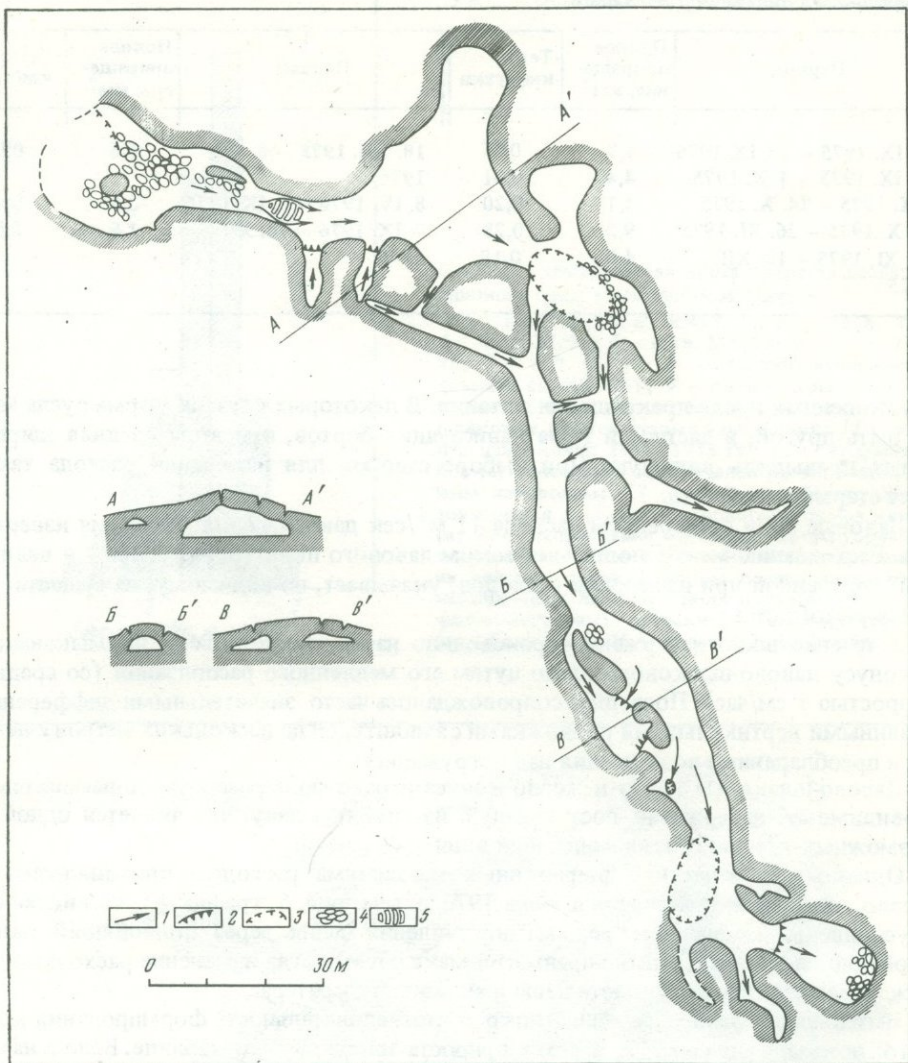


Рис. 8. План и разрезы пещеры-лавовода. Составил Ю.Б. Слезин

1 — направление течения лавы (направление изгибов канатной поверхности); 2 — уступы — "лавопады"; 3 — провалы кровли; 4 — нагромождения обвалившихся глыб; 5 — лавовая "пробка"

позволяла наблюдать их довольно сложное строение. На рис. 8 показан план пещеры — типичного опустошенного лавовода в лавовом покрове, образованном при извержении соседнего конуса не более нескольких сотен лет назад (пещера обнаружена С.А. Федотовым). Высота потолка отдельных ходов пещеры от 0,5 до 4,5 м, в среднем 1,5 — 2 м. Потолок сводчатый, местами прогнутый, оплавленный, с лавовыми сосульками до 15 см длины и диаметром 0,5—1 см. Пол плоский, с преобладанием канатной поверхности. По мощности кровли, достигающей местами 2—3 м, можно судить о том, что лаовод активизировался после достаточно долгого перерыва, длившегося, вероятно, несколько недель. Вспучивание и растрекивание кровли свидетельствует о гидравлическом подпоре, существовавшем в течение этого перерыва.

Поверхность лавового поля осложнена многочисленными структурными элементами, характерными для подвижных базальтов: пологими куполами — тумулюсами — и продольными валами, полосами гладких лав, напоминающими взлетные дорожки аэродромов и протягивающимися на десятки и сотни метров, колодез-

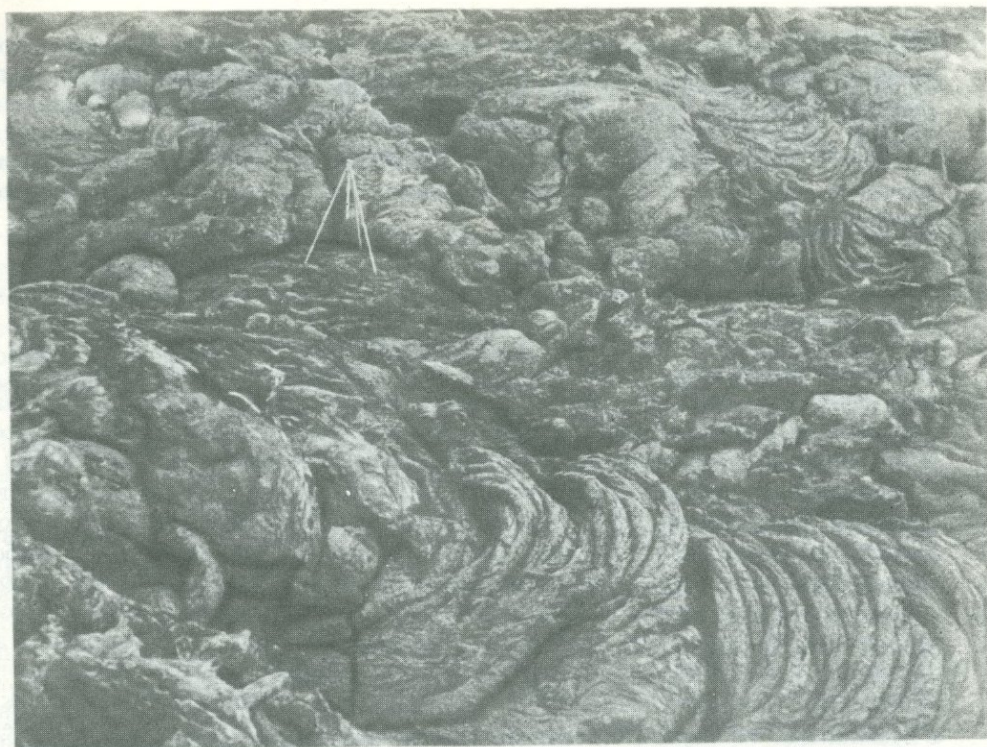


Рис. 9. Канатные лавы и сфероидные выжимки
Фото Н.Л. Смелова

ными кратерами, опустошенными лавовыми руслами и тоннелями, горнитосами, лавовыми пальцами и выжимками различной формы и различного размера. Основные морфологические типы лав — шлаково-глыбовый (аа) и плоско-глыбовый с переходом гладких поверхностей в торосистые. Относительно реже, но закономерно встречаются канатные (рис. 9) крупнокишечные (тюбиковые) (см. рис. 3) и блинные лавы. Отдельные участки бортовых валов выглядят, как крупноглыбовые лавы, и в действительности они не отражают морфологии движущегося потока, а созданы механической мобилизацией уже застывшего материала (см. рис. 3).

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Пирокластический материал представлен кристалловитрокластическим пеплом, пузырчатым черным шлаком, шлаковыми "растрескавшимися" и комковатыми бомбами, реже бомбами, представляющими собой фигуры вращения. С мая 1976 г. значительно участились периодические обрушения конуса с повторным выбрасыванием его материала в виде мелкого режсплозивного пепла. В лапиллиевой фракции выбросов, в особенности в первые месяцы извержения, присутствуют обильные плоские, реже крестообразные и шаровидные сростки кристаллов плагиоклаза. В течение первых месяцев извержения в выбросах встречались в незначительном количестве, но довольно стабильно обломки белой и светло-серой пемзы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТЫ

В результате извержения, продолжавшегося 450 дней, возник конус, конечная высота которого равна 160 м, объем 0,018 км³. Помимо этого, 0,022 км³ пирокластического материала рассредоточено на поверхности лавовых потоков, а

0,025 км³ материала выброшено при взрывах за пределы конуса. Площадь лавового поля составляет $34,3 \pm 0,6$ км², а объем его по предварительным оценкам распределения мощностей 0,5–0,7 км³. Коэффициент эксплозивности оценен величиной 4% (вес.) при условии, что средний объемный вес лав 2,2 г/см³, а пирокластики – 1,2 г/см³. Тепловая энергия извержения составила $1,3 \times 10^{18}$ дж, а энергия вулканических взрывов – 3×10^{14} дж. Тепловая мощность, таким образом, оказалась равна $3,3 \times 10^{10}$ вт.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основное отличие извержения на Южном прорыве заключалось в его резко выраженном по сравнению с Севером эффузивном характере. Прочие особенности так или иначе были связаны с этим главным отличием, являясь либо его причинами (физические и петрохимические характеристики лавы), либо следствиями (режим извержения, преобладающие типы и морфология аккумулятивных образований).

Наиболее близкие аналогии Южной Толбачинской зоне и происходившим в ее пределах извержениям 1975–1976 гг. можно найти в структуре и деятельности рифтовых зон щитовых вулканов Гавайских островов. С этой точки зрения наибольший интерес представляют события на Южном прорыве. Лавовые покровы, сформированные извержениями подобного типа часто встречаются в различных районах древнего и исторического вулканизма. Изучение их в процессе образования дает неоценимый материал для актуалистического познания геологии этих районов. Извержение же в районе Толбачика в 1975–1976 гг. – первое извержение такого типа в историческое время на территории СССР, которое удалось непосредственно наблюдать и всесторонне изучить.

ЛИТЕРАТУРА

- Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. – Бюл. вулканол. станций, 1976а, № 52, с. 115–126.
- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород Толбачинского извержения 1975 г. – Докл. АН СССР, 1976б, т. 228, № 6, с. 1419–1422.
- Ермаков В.А. Мегашлагиофировые лавы Камчатки – вероятный аналог анортозитовых пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
- Пуйн Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. – Труды Лабор. вулканол., 1956, вып. 11, 310 с.
- Слезин Ю.Б. О возможной связи динамики вулканических извержений с реологическими свойствами магмы. – Геология и геофизика, 1972, № 10, с. 17–22.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. на Камчатке. – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Hulme G. The interpretation of lava flow morphology. – J. Geophys. of R. Astr. Soc., 1974, v. 39, p. 361–383.
- Macdonald G.A., Abbott A.T. Volcanoes in the Sea. Honolulu, University of Hawaii Press, 1970, 417 p.
- Walker G.P.L. Compound and simple lava flows and flood basalts. – Bull. Volcanol., 1972, v. XXXV, p. 579–590.

РАСЧЕТ РАСХОДА МАГМЫ, РОСТА ВЫСОТЫ НАСЫПНОГО КОНУСА И РАЗМЕРОВ ПОДВОДЯЩЕГО КАНАЛА ПЕРВОГО КРАТЕРА БОЛЬШОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ В ИЮЛЕ 1975 г.

При изучении вулканического процесса должны быть известны количественные характеристики отдельных вулканических явлений для всего периода деятельности вулкана и особенно для начального периода извержений. Поэтому наблюдения следует проводить, применяя широкий комплекс геофизических, геологических и геохимических методов. Такая благоприятная возможность представилась при извержении Большого Толбачинского трещинного извержения в 1975 г.

Место и время начала Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. были предсказаны по сейсмологическим данным (Токарев, 1976). Это позволило организовать наблюдения еще до начала извержения и проследить его с первых дней. По наблюдениям А.И. Фарберова извержение началось 6 июля в 9 час 45 мин по местному времени (5 июля в 21 час 45 мин по Гринвичу). Вечером 6 июля группа сотрудников Ключевской вулканостанции во главе с В.В. Степановым совершила облет места извержения на вертолете и получила первые фотоснимки вновь образованных конусов. Утром 7 июля В.А. Дрознин сделал фотоснимок, по которому удалось определить размеры первого нового шлакового конуса. 8 июля группа научных сотрудников Института вулканологии в составе В.А. Дрознина, А.И. Фарберова, В.В. Степанова, О.Б. Селянгина, П.И. Токарева, Ю.М. Дубика и А.М. Рожкова начала регулярные комплексные наблюдения за извержением из лагеря, расположенного в 1700 м от центра извержения. В течение 9–11 июля были произведены повторные измерения размеров нового насыпного шлакового конуса. С 16 июля размеры конуса определял М.А. Магуськин с помощью фототеодолитной съемки.

По сделанным измерениям размеров и формы насыпного конуса в начальный период автор определил расход магмы при извержении, получил формулу определения дальнейшего роста высоты конуса, а также оценил возможный размер магмоподводящего канала, давления в очаге и скорости движения магмы по каналу.

Х а р а к т е р и с т и к а и з в е р ж е н и я. По данным визуальных и сейсмологических наблюдений (Токарев, 1976) в деятельности нового кратера, образовавшегося в 18 км к юго-западу от центрального кратера вулкана Плоский Толбачик, выделяются три этапа.

Первый этап (9 час 45 мин – 12 час 44 мин 6 июля по местному времени) – спокойное выделение газов и пара из трещин, появившихся на месте прорыва нового кратера.

Второй этап – (12 час 44 мин 6 июля – 10 час 23 мин 29 июля) – взрывная деятельность.

Третий этап (10 час 23 мин 29 июля – конец июля и далее) – непрерывное излияние лавы.

В первые три часа после начала извержения происходило сравнительно спокойное выделение газов, сменившиеся затем (второй этап) взрывами. На сейсмограммах появились записи вулканических землетрясений взрывного типа и непрерывного вулканического дрожания. К 18 час в районе извержения на небольшой площади сформировались три шлаковых конуса высотой до 50 м, в кратерах которых через каждые 2–3 сек происходили взрывы, выбрасывавшие раскаленные бомбы на высоту 300–400 м. Между ними начало действовать четвертое жерло, которое уже 7 июля стало основным. Вокруг этого жерла быстро рос конус, который постепенно скрыл конусы, образовавшиеся ранее.

Во время наблюдений 8–11 июля и до 28 июля извержение происходило из одного жерла, насыпной конус вокруг которого рос буквально на глазах. 8 и 9 июля на его склонах еще просматривались ранее образовавшиеся аппараты, однако уже 10 июля из кратера конуса с шумом вырывалась непрерывная вертикальная струя раскаленных газов, пепла, шлака и вулканических бомб высотой 1–1,5 км, а да-

Характеристики роста шлакового конуса

№ за- мера	Дата	Время, часы	Размеры конуса, м							V_0 , 10^6 м ³	a_0 , м ³ /с
			$H_{\text{ю.в.}}$	$H_{\text{с.з.}}$	$H_{\text{ср}}$	r	$R_{\text{ю.в.}}$	$R_{\text{с.з.}}$	D		
1	7. VII	7	90	79	85	56	197	241	438	4,7	63
2	9. VII	8	130	120	125	65	240	350	600	10,1	41
3	9. VII	22	140	130	135	75	250	450	700	12,2	41
4	10. VII	8	150	140	145	105	270	480	750	17,1	51
5	11. VII	10	180	150	165	127	390	510	900	37,7	87

лее над нею на высоту 6–8 км, клубясь, поднималась и сносилась ветром в сторону пепловая туча, образующая длинный шлейф, который на снимках метеорологических спутников прослеживался на расстояние до 300 км. Из пепловой тучи непрерывно сыпался песок и пепел, а на расстоянии 5–6 км и куски шлака диаметром до 5 см. Струя, вырывавшаяся из кратера, слегка пульсировала, но интенсивность ее изменялась мало. Она светилась, как факел, даже днем. В моменты усиления извержения струя газов, пепла и видимых глазом бомб поднималась на высоту до 2 км над кратером. Отдельные бомбы, хотя и сравнительно редко, падали на расстоянии 1–1,5 км от кратера, воспламеняя кустарник. Большая часть раскаленного материала выпадала вблизи кратера и в первые дни извержения не менее 80% материала отлагалась на конусе. Извержение с неослабевающей интенсивностью продолжалось до 23 июля; с 23 до 29 июля оно чередовалось с небольшими перерывами. 29 июля в 10 час 23 мин началось непрерывное излияние лавы.

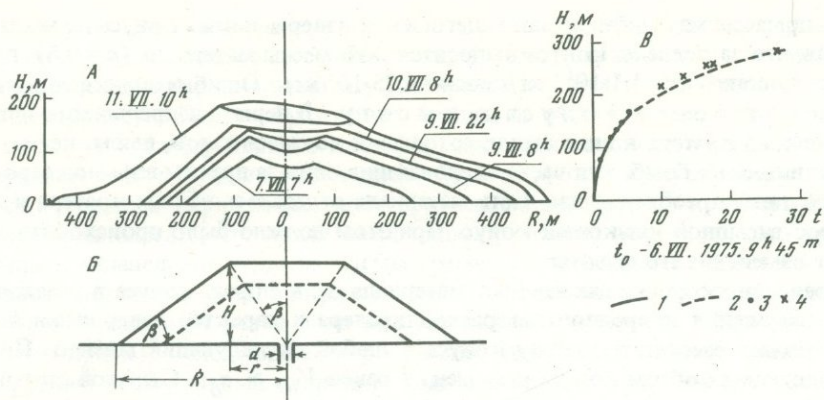
Наиболее характерным в Толбачинском извержении 8–11 июля 1975 г. было выделение раскаленного материала из кратера в виде непрерывной струи, а не отдельных взрывов, хотя в ее интенсивности и наблюдались пульсации. Струя большую часть времени оставалась вертикальной и только изредка на короткое время отклонялась на небольшой угол. Отдельные редкие пики выбросов имели наклон, но не более 30°. Максимальная высота подъема отдельных бомб над кратером составляла 2000 м. Выпадавший в первые дни на расстоянии 2–3 км от кратера рыхлый материал представлял собою шлак и песок свежей лавы без примеси пепла. Диаметр кратера на вершине конуса увеличивался по мере возрастания высоты конуса, а форма кратера изменялась в зависимости от наклона струи газов, нагруженных пирокластикой, и направления ветра; при этом подветренный край кратера был выше. Максимальная продолжительность полета отдельных бомб составляла 50 с. При скорости ветра менее 5 м/с снос бомб составлял не более 250 м.

До 11 июля граница конуса четко обозначалась на поверхности Земли с подветренной стороны и образующая конуса представляла собою прямую линию.

Размеры конуса. Для определения размеров конуса были произведены замеры вертикальных и горизонтальных углов отдельных элементов конуса с расстояния 1700 м. Точка измерения находилась по азимуту 90° от нового конуса. Измерялись углы на юго-восточную северо-западную части подножия (основания) конуса, юго-восточный и северо-западный края вершинного кратера и другие элементы. Для привязки к местности использовались замеры углов на неподвижный старый конус. Характерно, что на протяжении всех наблюдений центр кратера не смещался.

Результаты измерений, пересчитанные в линейные величины, приведены в таблице, где указаны дата, время измерений, высота H юго-восточного ($H_{\text{ю.в.}}$) и северо-западного ($H_{\text{с.з.}}$) краев кратера, радиус кратера r , радиусы основания R юго-восточного ($R_{\text{ю.в.}}$) и северо-западного ($R_{\text{с.з.}}$) краев основания, диаметр основания D , объем конуса V_0 и скорости накопления материала в пределах конуса a_0 .

Первое измерение сделано по фотографии В.А. Дроздина, а остальные — по непосредственным замерам автора. Второе и третье измерения, сделанные с помощью отвеса и компаса, менее точны, чем два последних, сделанных теодолитом. Ошибки измерения линейных размеров конуса — не более 10%.



Динамика роста насыпного шлакового конуса Большого Толбачинского извержения 6–11 июля 1975 г.

A — изменение формы и размеров конуса по данным наблюдений; *B* — аппроксимирующий: усеченный конус, R и r — радиусы основания и кратера, d — диаметр подводщего канала; B — изменение высоты конуса во времени: 1 — по данным наблюдений, 2 — рассчитанных по формуле $H = 95t$; 3 — замеры автора, по которым делался расчет; 4 — последующие замеры М.А. Магуськина. Время выражено в сутках

Форма конуса. Размеры конуса непрерывно менялись, однако его форма в общих чертах изменилась сравнительно мало. На рис. *A* приведено последовательное изменение размеров и формы конуса в течение 7–11 июля. Асимметрия основания конуса связана с "расползанием" конуса к северо-западу 8 и 9 июля, вызванным, по-видимому, внедрением магмы из трещин под конусом. Расширение основания конуса к северо-западу за это время составило более 100 м и было заметно на глаз. Казалось, что происходит движение мощного лавового потока.

Рост насыпного шлакового конуса сопровождался одновременным увеличением диаметра кратера, как показано на рис. *A*. Крутизна юго-восточного внешнего склона конуса β была равна $35^\circ \pm 5^\circ$, а внутреннего — около 55° . На основании этих данных насыпной шлаковый конус может быть аппроксимирован прямым усеченным круглым конусом, схема которого показан на рис. *B*. Постоянство наклона внутрикратерного склона при увеличении высоты конуса указывает на то, что устье подводщего канала все время находилось на уровне поверхности Земли, а не поднималось вверх по мере роста конуса и заполнения кратера продуктами извержения.

Объем конуса определялся по формуле $V_0 = \frac{1}{3} \pi H (R^2 + r^2 + Rr)$; за высоту конуса принималось среднеарифметическое значение высот северо-западного и юго-восточного краев кратера, т.е. $H = \frac{1}{2} (H_{\text{ю.в.}} + H_{\text{с.з.}})$, а за радиус основания — значение $R = R_{\text{ю.в.}}$. При этом предполагалось, что занижение объема, вызванное тем, что не учитывалась часть объема северо-западной стороны конуса, компенсировалось отсутствием учета объема кратера. Ошибка определения объема не превосходит 30%. Значения вычисленных объемов конуса приведены в таблице.

Расход магмы. По изменению объема конуса и времени извержения была

определена скорость накопления материала $a_0 = \frac{V_{0t}}{t}$. За начало отсчета времени

принято 10 час. 6 июля. Значения для отдельных измерений приведены в табл. За скорость накопления материала a_0 принято среднеарифметическое значение из 1, 4 и 5 измерений как более надежных. $a_0 = 5,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сутки} = 67 \text{ м}^3/\text{с}$, а среднеквадратичные отклонения соответственно равны $1,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сутки}$ и $15 \text{ м}^3/\text{с}$. Приняв плотность материала конуса $\rho_0 = 1,5 \cdot 10^3 \pm 0,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, получим a_0 в единицах массы. $a_0 = 8,7 \cdot 10^3 \text{ кг/сутки} = 1,0 \cdot 10^5 \text{ кг/с}$. Расход вулкана $a = \frac{1}{n} \cdot a_0$, где

n — доля массы материала, отлагающегося при извержении на конусе вулкана. Предполагая, что за пределы конуса выносятся 20% массы материала ($n = 0,8$), получим расход вулкана $a = 1,1 \cdot 10^{11}$ кг/сутки $= 1,25 \cdot 10^5$ кг/с. Ошибка оценки не более 50%.

Расчет роста конуса в высоту. В период непрерывного истечения материала из кратера в виде струи, состоявшей из смеси газов, пепла, песка, шлака и вулканических бомб, или часто следовавших один за другим взрывов стромболианского типа, преобладающая часть материала отлагалась вблизи кратера и вокруг него рос насыпной шлаковый конус. При этом должно было происходить закономерное изменение его высоты.

Определив скорость накопления материала a_0 и форму конуса в начальный период извержения и предполагая расход кратера и характер извержения постоянными, можно рассчитать высоту конуса в любой последующий момент. При этих предположениях объем конуса в момент t равен $V_{0t} = a_0 t$. С другой стороны, объем конуса равен $V_0 = \frac{1}{3} \pi H (R^2 + r^2 + Rr)$. Согласно рис. $Br = H \cdot \operatorname{tg} \beta$. После несложных преобразований получаем, что $R = \frac{2H}{\sin 2\beta}$. Заменяя в выражении для объема R

и r их значениями выраженными через H и β и произведя простые преобразования, получим $V_0 = \frac{1}{3} \pi H^3 (3 \operatorname{tg}^2 \beta + \operatorname{ctg}^2 \beta + 3)$. Приравнявая правые части обоих выражений для объема конуса, получим $V_{0t} = a_0 t = \frac{1}{3} \pi H_t^3 (3 \operatorname{tg}^2 \beta + \operatorname{ctg}^2 \beta + 3)$.

Отсюда $H_t = \sqrt[3]{\frac{3 a_0}{3 \operatorname{tg}^2 \beta + \operatorname{ctg}^2 \beta + 3} \cdot t}$. Таким образом, при постоянном расходе вулкана и неизменном характере извержения, высота насыпного шлакового конуса будет расти пропорционально корню кубическому из времени извержения.

Для Нового Толбачинского извержения в первые пять дней были определены скорость накопления материала и форма конуса, сделано пять измерений его высоты. Получено $a_0 = 5,8 \cdot 10^6$ м³/сутки, $\beta = 35^\circ$. Подставляя эти значения в последнюю формулу и производя вычисления, получим, что $H_t = 95 \sqrt[3]{t}$, где H выражено в метрах, а время t — в сутках. На графике (см. рис. *C*) сплошной линией показано возрастание высоты конуса по данным наблюдений, обозначенных жирными точками. Пунктирной линией показан рост высоты, рассчитанный по последней формуле, крестиками — высота конуса по данным фототеодолитных наблюдений, выполненных позже.

На рис. *C* видно, что рассчитанная высота конуса довольно хорошо совпадает с данными наблюдений. Расхождение составляет не более 10%, что лежит в пределах точности начальных измерений. Из этого можно сделать два вывода: 1) метод расчета роста высоты шлакового конуса выбран правильно; 2) скорость накопления материала, а следовательно, и расход магмы при извержении в течение 6–27 июля оставались постоянными.

Начальная скорость истечения материала из кратера V_0 может быть определена как непосредственно по данным кино съемки, так и по наблюдениям за высотой полета бомб, хотя и с меньшей точностью. При извержении в начальный период максимальная высота выброса материала по угловым замерам оценена в 2000 м. Отсюда начальная скорость V_0 составляет 200 м/с. С другой стороны, измеренное максимальное время подъема отдельных бомб равнялось 22 сек. Следовательно $V_0 = 220$ м/сек. При этом не учитывается ни сопротивление воздуха, ни ускорение полета бомб в струе. Оба этих явления воздействуют на скорость полета бомб в противоположных направлениях и частично компенсируются. Приняв начальную скорость истечения материала из кратера равной 200 м/с, сделаем ошибку, по-видимому, не больше 20%.

Давление P_0 в очаге взрыва газов в подводящем канале может быть определено по формуле $P_0 = \frac{1}{2} \rho V_0^2$. Приняв $V_0 = 200$ м/с и $\rho = 2,5 \cdot 10^3$ кг/см³, получим $P_0 = 5 \cdot 10^7$ Паскалей.

Размеры подводящего канала. Из наблюдений в первые дни извержения и формы шлакового конуса следует, что верхняя часть магмоподводящего канала была вертикальной, а устье канала все время оставалось на уровне земной поверхности. После образования трещин и обособленных жерл в начале извержения уже к концу первого дня сформировался основной канал, из которого извержение шло в течение трех недель. Судя по форме конуса и струи, вырвавшейся из кратера, верхняя часть канала имела форму прямого круглого цилиндра. Можно предполагать, что канал имел цилиндрическую форму до того уровня, где начинается выделение газов из магмы (расщепление магмы), т.е. до той глубины, где начинается ускоренное движение смеси газов и магматического вещества.

Для оценки диаметра устья подводящего канала и скорости движения магмы по каналу примем следующие упрощающие допущения. Канал представляет собой круглый вертикальный цилиндр, уходящий на глубину до той точки, где происходит расщепление магмы, и имеющий диаметр d . В магме содержится 3,0 вес. % газа, в основном паров воды (Мархинин, 1967). Плотность магмы до образования пузырьков газа в ней $\rho = 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³. На устье подводящего канала температура газа равна 1000°С; давление — $1 \cdot 10^5$ Па. По сделанным выше определениям расход магмы при извержении равен $a = 1,25 \cdot 10^5$ кг/с, а скорость истечения струи из устья канала $V_0 = 200$ м/с.

При вышеуказанных значениях 1 м³ нерасщепленной магмы содержит массу газа, равную $m_g = 2,5 \cdot 10^3$ кг \cdot 0,03 = 75 кг. Согласно таблицам Вукаловича (1965) при температуре 1000°С и атмосферном давлении удельный объем пара $V_y = 5,989$ м³/кг, поэтому в устье канала объем 75 кг пара будет равен 449 м³. Кроме того объем твердых продуктов занимает около 1 м³. Таким образом, при подъеме с глубины до устья канала объем магмы увеличивается в 450 раз. Отсюда при расходе магмы $a = 1,25 \cdot 10^5$ кг/с объемный расход смеси газа и лавового материала бу-

дет равен $a_c = \frac{a}{\rho} \cdot 450 = 2,25 \cdot 10^4$ м³/с. При скорости истечения струи $V_0 = 200$ м/с площадь сечения устья канала будет равна $S = \frac{a_c}{V_0} = 110$ м², а диаметр канала $a = \sqrt{\frac{4S}{\pi}} = 12$ м. Отсюда скорость движения нерасщепленной магмы по каналу на глубине равна $V_m = \frac{a}{\rho S} = 0,5$ м/с.

Наибольшая неопределенность имеется в оценках содержания газа в магме и степени его расширения. Однако эти оценки не превышают 0,3 порядка, поэтому и ошибка определения диаметра канала вряд ли превышает 0,3 порядка. Таким образом, можно считать, что диаметр подводящего канала лежит в пределах 6–24 м.

З а к л ю ч е н и е. По данным наблюдений в первые дни Большого трещинного Толбачинского извержения (6–11 июля 1975 г.) начальная скорость истечения магматического материала из кратера равна 200 м/с, расход вулкана — $1,25 \cdot 10^5$ кг/с, максимальная высота выброса вулканических бомб — 2000 м. Установлено, что высота конуса растет по закону $H = 95 \sqrt[3]{t}$ м, где время t выражено в сутках. Рассчитанная по этой формуле высота дальнейшего роста конуса совпала с данными последующих наблюдений; это указывает на то, что в течение 6–28 июля расход вулкана оставался постоянным. По сделанным оценкам диаметр подводящего канала был равен 12 м, а скорость движения магмы в глубинных частях канала составляла около 0,5 м/с.

ЛИТЕРАТУРА

Токарев П.И. Предсказание места и времени Большого Толбачинского извержения в июле 1975 года. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 439–442.
Вукалович М.И. Таблицы термодинамических

свойств воды и водяного пара. М.—Л., "Энергия", 1965. 408 с.
Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967, 256 с.

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК В ИЮНЕ—ИЮЛЕ 1975 г.

В период, предшествовавший Толбачинскому извержению, вулкан Плоский Толбачик в течение ряда лет был в относительно спокойном состоянии и выделял только водяные пары и газы. Активизация вулкана произошла во второй половине июня 1975 г. В это время умеренная фумарольная деятельность сменилась интенсивным газоотделением. 28 июня в 13 час (здесь и далее по местному времени) по наблюдениям с сейсмостанции Апахончич впервые были отмечены выбросы пеплового материала над кратером Плоского Толбачика. Периодические выбросы пепла, а также выделения газа с примесью пепла наблюдались и в последующие дни вплоть до утра 7 июля.

Активизация деятельности вулкана Плоский Толбачик имела место не только перед началом, но и в ходе Толбачинского извержения. Она фиксировалась неоднократно по наличию выбросов пепла над кратером. Так было, например, 27 — 29 июля, 2, 9 и 17 августа, т.е. в переломные периоды в ходе извержения Северного прорыва, соответствующие открытию трещины на склоне горы 1004, образованию северной бокки Первого конуса, рождению второго и третьего конусов.

СОСТОЯНИЕ КРАТЕРА

Наблюдения в кратере Плоского Толбачика показали, что характер его активности был разным в начале и в конце июля. В ночь со 2 на 3 июля из отверстия в дне колодцеобразного кратерного провала вырывалась концентрированная струя газа диаметром ~6—8 м. Газ подсвечивался снизу и имел розовато-красный оттенок. Несмотря на сильный напор, его подъем происходил практически бесшумно. Изометрическое отверстие с поперечными размерами ~30 x 40 м располагалось в южной части дна провала. В месте выхода газа края отверстия были раскалины до желтого цвета, а просматривавшиеся части стенок — до темно-красного цвета. Во время наших наблюдений (~1 час) признаков свежей лавы в отверстии не было. Вероятно, расплав находился несколько глубже — под юго-западной частью отверстия, откуда с некоторым наклоном била высокотемпературная газовая струя. На присутствие свежей лавы под дном кратера указывало также обилие свежевыброшенного материала на снегу в дне кальдеры, на южном склоне и у подножья вулкана. Ориентировочный контур зоны выпадения этого материала показан пунктиром на рисунке.

28 и 29 июля, когда уже четвертую неделю шло извержение I конуса, характер активности в кратере Плоского Толбачика изменился. Выделение газа шло по всему сечению колодцеобразного кратерного провала, дно которого не просматривалось. Периодически происходило увеличение напора газа, сопровождавшееся подземным гулом длительностью до 30—40 сек. Отблесков огненно-красного цвета на нижней поверхности газовых выделений не было видно ни в дневное время, ни ночью, что указывает на отсутствие свежей лавы в дне колодца. В моменты усиленного выделения газа из колодцеобразного провала начиналась также газовая эмиссия из ряда трещин, оживившихся в дне кратера к югу от провала. Ранее к этим трещинам иногда были приурочены слабые паро-водяные фумаролы (Меняйлов, 1953; Альшова, 1964). Кроме обломков пирокластических образований ювенильного облика, на дне кратера находились многочисленные обломки резургентного материала. По-видимому, в конце июля начался процесс растрескивания дна кратера, который сопровождался продолжающимся с конца июня разрушением и выносом материала, слагающего дно кратерного провала.

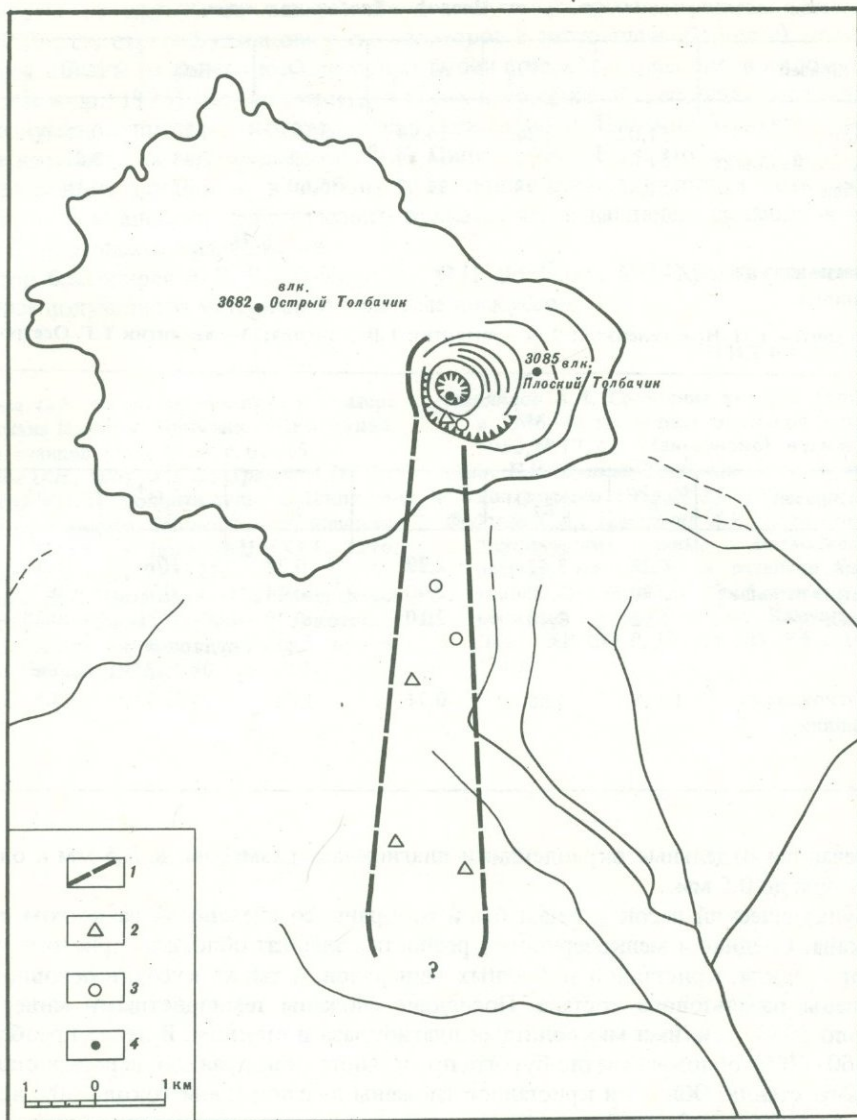


Схема отложений пирокластического материала, выброшенного 28–30 июня 1975 г. из кратера Плоского Толбачика

1 – ориентировочный контур зоны выпадения шлака и пепла; 2 – места отбора шлака; 3 – места отбора пепла; 4 – эруптивное отверстие в дне колодезобразного кратерного провала 3 июля 1975 г.

ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА

Были изучены твердые продукты, выброшенные из кратера Плоского Толбачика в период с 28 по 30 июня 1975 г. Они представлены обломками шлака, сростками плаггиоклаза, вулканическим песком, пеплом, "волосами Пеле". Куски легких, сильнопористых шлаков ювенильного облика иссиня-черного, бурого и зеленовато-желтого цвета имели размер до 10–15 см. В шлаках встречались изометричные таблитчатые кристаллы плаггиоклаза размерами до 1,0–1,5 см. Внутри пустот в шлаках присутствовали нитевидные образования бурого и темно-зеленого цвета типа "волос Пеле".

По данным исследования под микроскопом шлаки представлены в основном прозрачным буровато-зеленым стеклом. Это согласуется с результатами химического анализа (см. таблицу) – состав шлака и стекла из него близок. В стекле шлаков

Химический состав продуктов выбросов Плоского Толбачика в июне 1975 г.

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1. Шлак	51,02	2,26	14,64	3,69	8,30	0,18	4,63
2. Стекло из шлака	51,06	2,12	14,49	4,39	8,44	0,21	4,53
3. Пепел	51,82	1,92	16,07	5,60	5,83	0,16	5,05
				1,76			
4. Плаггиоклаз из лапилли	51,27	H/o	—	—	—	—	—

1 — аналитик Г.П. Новоселецкая; 2, 4 — аналитик Т.В. Долгова; 3 — аналитик Т.Г. Осетрова

Т а б л и ц а (окончание)

Образец	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
1. Шлак	8,35	3,47	2,29	0,22	H/o	0,43	99,48
2. Стекло из шлака	7,90	3,60	2,40	0,44	H/o	0,75	100,03
3. Пепел	7,52	3,40	2,10	0,20	0,31	0,28	100,26
				Молекулярные %			
				Ab	An	Or	
4. Плаггиоклаз из лапилли	13,18	3,86	0,74	33,2	63,0	3,8	

встречаются отдельные вкрапленники плаггиоклаза размером до 1,5 мм и оливина размером до 0,5 мм.

Вулканический песок и пепел были отобраны со снежников на южном склоне вулкана. Средние и мелкозернистые разности содержат обломки черного и светло-бурого стекла, кристаллов различных минералов, а также кусочки основной массы лавы базальтового состава. Последние сложены темноцветными минералами (около 50%), тонкими микролитами плаггиоклаза и стеклом. В пепле преобладают (до 60–70%) обломки светло-бурого, прозрачного, как правило, нераскристаллизованного стекла. Обломки кристаллов сложены плаггиоклазом (около 50% всех обломков минералов), оливином и в меньшем количестве моноклинным пироксеном. В крупнозернистых разностях присутствует резургентный материал, образовавшийся, по всей вероятности, в процессе дробления пород дна кратерного провала при образовании в нем зруптивного отверстия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные материалы свидетельствуют об активизации деятельности вулкана Плоский Толбачик в ходе подготовки Толбачинского извержения. Начало и длительность двух процессов — активности вулкана и первого роя землетрясений, предварявшего образование I конуса (Федотов и др., 1976) совпадают с точностью до 0,5 — 1 суток. Можно предположить, что сильноосжатая, высокотемпературная газовая фаза, образовавшаяся на значительных глубинах в ходе подготовки извержения, частично "сравливалась" с 28 июня до 7 июля по линии наименьшего сопротивления — по каналу действующего вулкана. Выброшенный при этом твердый ювенильный материал представляет типичное базальтовое вещество самой верхней части магматической колонны Плоского Толбачика, близкое по химическому и минералогическому составу к продуктам предыдущих исторических извержений этого вулкана (Кирсанов, Пономарев, 1974). Оно резко отличается по указанным

параметрам от продуктов извержения I конуса Северного прорыва (Вольнец и др., 1976; см. статью Будникова и его соавторов в настоящем сборнике), которые были доставлены на поверхность Земли с глубин в несколько десятков километров (Федотов и др., 1976). По-видимому, на таких глубинах вся трещинная зона шлаковых конусов, в пределах которой расположен вулкан Плоский Толбачик, имеет единое питание, как это предполагал Б.И. Пийп (1954). Если это так, то активизация глубинных процессов в любой части зоны должна находить "отклик" в вулканическом аппарате действующего вулкана, что и наблюдалось неоднократно в ходе Толбачинского извержения.

Автор благодарен Ю.В. Ванде-Киркову, О.Н. Вольнцу, А.П. Хренову за помощь в анализе полученного материала и полезные дискуссии.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтова О.М.* О магнитном поле в кратере вулкана Плоский Толбачик — Бюл. вулканол. станций, 1964, № 38, с. 62—65.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А.* Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1419—1422.
- Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П.* Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 53—63.
- Меняйлов А.А.* Состояние вулкана Толбачик в 1946—48 гг. — Бюл. вулканол. станции, 1953, № 17, 41—45.
- Пийп Б.И.* Вулкан Толбачик. — Бюл. вулканол. станции, 1954, № 20, с. 69—71.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407—1410.

КОЛИЧЕСТВО, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКЛАСТИКИ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

ХОД ИЗВЕРЖЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ ПИРОКЛАСТИКИ

В ходе извержения Северных конусов отмечено несколько периодов. В начальный период, с 6 по 9 июля, извержение носило исключительно эксплозивный характер и относилось к стромболианскому типу, характеризующемуся выбросами преимущественно лавового пластичного материала на высоту до 200–300 м с постепенным переходом в последующие дни к вулканско-стромболианскому типу. Особенностью этого периода была своеобразная газовая продувка, в процессе которой на поверхность Земли выбрасывалась масса шлака и вулканических бомб. Так, за период с 9 час 45 мин 6 июля до 2 час 00 мин 9 июля сформировался шлаковый конус высотой до 150 м с диаметром кратера около 100 м и диаметром основания около 500 м.

Для этого периода извержения были характерны шлаковые ливни, распространившиеся в направлении преобладающих ветров с постепенным уменьшением интенсивности по мере удаления от конуса. Ось пеплопада в первые дни извержения была направлена на запад-юго-запад (250°), и суммарная мощность шлака и пепла в 1 км от эруптивного центра составила 20 см. Средняя интенсивность выброса материала в начальный период характеризуется следующими параметрами: средняя высота выброса бомб — 0,3–0,5 км, средняя высота пепловой колонны — 5 км, максимальный радиус разлета бомб — 700 м.

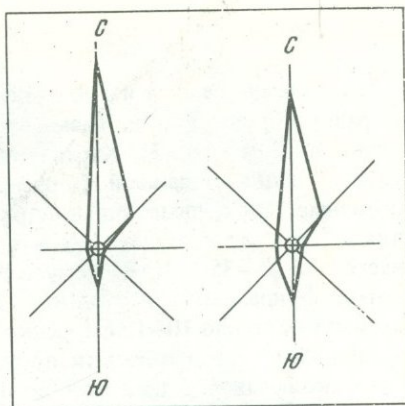
В последующие дни на фоне ритмичного фонтанирования пирокластики происходят мощные взрывы, заметно увеличиваются высота выброса бомб и радиус их разлета. Извержение переходит в плининский тип деятельности, характеризующийся непрерывным равномерным выносом огромного объема шлака, бомб и пепла в мощной газовой струе. Раскаленная пирокластика образует огненную свечу высотой до 1–2 км. Выше, до уровня 5–6 км, активно расширяется газово-пепловая эруптивная колонна, а еще выше, до 8–10 км, развивается инверсионное облако. Вынос материала происходит по вертикальной или близкой к вертикальной траектории. Разлет бомб не превышает 1 км. На фоне непрерывной продувки происходят отдельные взрывы, а чаще и серии взрывов, которые сопровождаются резким увеличением выноса шлака и пепла, выбросом отдельных бомб на высоту до 2,5 км; интенсивность продувки после них резко возрастает, но постепенно снижается до фоновой. Такой характер деятельности I конуса существенно не менялся до 23 июля.

С 23 июля в работе вулкана появились паузы различной продолжительности (от нескольких секунд до нескольких часов), характеризующиеся либо полным отсутствием выноса материала из кратера, либо слабыми выходами спокойных клубов пепла и голубого газа. В промежутках между паузами сохранялся режим струйного фонтанирования с отдельными мощными взрывами на его фоне.

С 27 июля динамика извержения резко изменилась, наблюдаются периодически появляющиеся над срезом кратера лавовые пузыри, выплескивающие материал за кромку кратера. Первая порция лавы появилась в 16 час 30 мин в виде пятна на перевале между I конусом и высотой 1004, 29 июля начал изливаться первый лавовый поток. 2 августа произошло излияние второго лавового потока, которое сопровождалось фонтанированием на высоту до 150 м; излияние лавы продолжалось до 8 августа.

Характерным периодом при образовании пирокластических продуктов I конуса было извержение светлого, почти белого пудрообразного пепла в ночь с 8 на 9 августа. Этому событию предшествовали значительные паузы в деятельности I конуса. Так, 4, 5 и 6 августа периоды ритмичного фонтанирования че-

Р и с. 1. Розы ветров для района вулкана Толбачик (август, 1975 г.)



редуются с продолжительными (от нескольких минут до нескольких часов) паузами, а 7 августа пауза продолжается в течение 9 часов (с 23 час 7. VIII до 8 час 18 мин 8. VIII); 8 августа в 17 час 50 мин начал падать белый пудрообразный пепел и временами ощущался сильный запах серы. Выпадение белого пепла перешло ночью в пепловую бурю, продолжавшуюся до 6 часов утра 9 августа. Во время этой бури от вулкана доносились звуки мощной продувки. За 12 час было выброшено, по нашим подсчетам, около 7 млн. м³ белого пепла. Выброс этого пепла произошел к западу от I конуса (~ 5 млн. м³), а также к югу и юго-востоку от него (~ 2,0 млн. м³), что было связано с направлением дующих в это время ветров (рис. 1). Пепел был окрашен в светлые тона серой, светло-серой окраски и резко отличался от остального пепла. Мощность слоя светлого пепла составила 6–7 см в 2,5 км от I конуса и до 0,5 см — в 8 км от него. В пепле преобладает средне- и мелкопсаммитовый и пелитовый материал (табл. 1).

Кроме чисто внешних признаков (цвет, размерность), светлый пепел резко отличается от остального пепла по химизму и минералогии, о чем будет сказано ниже.

9 августа в 18 час 50 мин произошло образование нового прорыва, начал формироваться II конус. Фонтан раскаленной пирокластики поднимался на высоту до 1,5 км и одновременно началось излияние крупноглыбового мощного (до 40 м) лавового потока. Особенностью деятельности II конуса является образование специфических вулканических бомб эллипсоидальной и округлой формы, как бы окатанных, с ксенолитами пород фундамента внутри них. Образование бомб такой формы, вероятно, произошло в пеплово-газовой струе при высоких температурах (до 1400°, по оценкам Г.Н. Ковалева).

В дальнейшем извержение (образование III прорыва 17 августа, IV прорыва — 22 августа, трещинного прорыва — 23 августа) происходило в режиме пульсирующих продувок с выбросом пирокластического материала (пепла, шлака и бомб) и одновременным излиянием лавы. Менялись лишь интенсивность выброса пирокластического материала и продолжительность работы новых прорывов. Вся деятельность Северного прорыва завершилась 15 сентября с окончанием эффузивно-эксплозивных извержений II конуса.

18 сентября в 8–9 час утра в 8 км на юг от Северного прорыва из трещины северо-западного просирания по всей ее длине (около 200 м) началось фонтанирование жидкой лавы на высоту до 40 м и ее излияние. Наблюдался пульсирующий режим деятельности с периодическими продувками одного жерла и выбросом незначительного количества пепла, т.е. извержение с самого начала приобрело существенно эффузивный характер.

Таблица 1

Гранулометрический состав светлого пепла

№ пробы	Размер фракций, мм; количество, %						
	2,0	2,0–1,0	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,01	< 0,01
216	—	3,0	12,3	48,5	4,15	1,8	30,25
III-6	7,05	19,15	16,3	18,75	17,30	11,25	10,20
III7/3	1,5	4,05	3,85	30,65	33,70	15,3	10,95

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПИРОКЛАСТОВ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В ПРОЦЕССЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Вулканические бомбы. Слагают конусы и распространяются до 1,5 км в радиусе вокруг них. Размеры бомб — от нескольких сантиметров до 1–1,5, редко до 2 м (рис. 2). Характерны бомбы двух типов: преимущественно шарообразной, эллипсоидальной формы, сложенные плотными базальтами, и лепешкообразные, сложенные сильнопористыми базальтами. На I конусе бомбы составляют 10–15% от общего объема пирокластики; на II конусе объем их увеличивается до 25–35%. На II конусе находится много бомб с ксенолитами различных пород фундамента: песчаников, аргиллитов и эффузивов; размеры этих бомб преимущественно 10–15 см, редко 20–25 см.

Шлаки — это обрывки пористой и пузыристой лавы различного размера — от нескольких миллиметров до 10 см; иногда трудно провести четкую границу между шлаками и пористыми шлаковыми бомбами. Шлаки Северного прорыва можно и нужно рассматривать как богатейшее месторождение их на Камчатке. На площади, ограниченной изолинией 50-сантиметровой мощности они составляют около 170 млн. м³. Сюда, в район Северных конусов, проходит грунтовая дорога из Козыревска.

Пеплы. По определению Ритманна пеплы "представляют собой похуже на пыль или песок рыхлые материалы, которые состоят из разбрызганной магмы (стеклянный пепел) или из тонко раздробленного материала горных пород, выполняющих стенки канала, но чаще из смеси тех и других" (Ритманн, 1964, стр. 121–122).

Характерной особенностью извержения является относительно небольшое количество пепла, причем пеплы Северного и Южного прорывов отличаются не только по химическому составу, но и по морфологии.

Пена. Базальтовая пена представляет собой волосовидные сплетения, очень легкие, невесомые стеклянные волосы, близкие к типу "волос Пеле". Средний размер 8–9 см.

Плагиоклазовые лапилли. Характерны только для Южного прорыва. Размеры пластин — от нескольких миллиметров до 4–5 см по длинной оси; часто образуют различные сростки, иногда шаровидной, эллипсоидальной формы

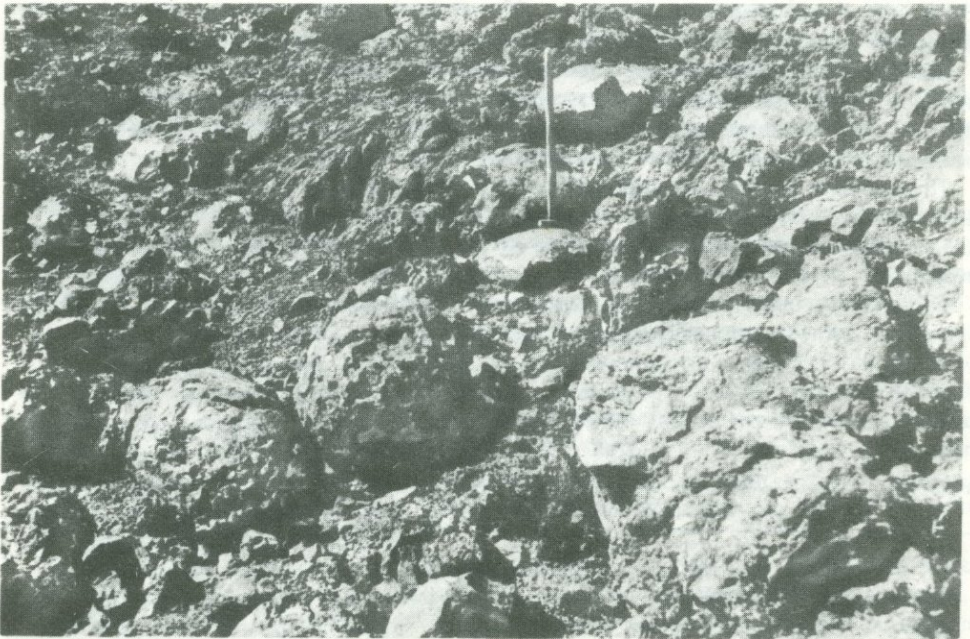
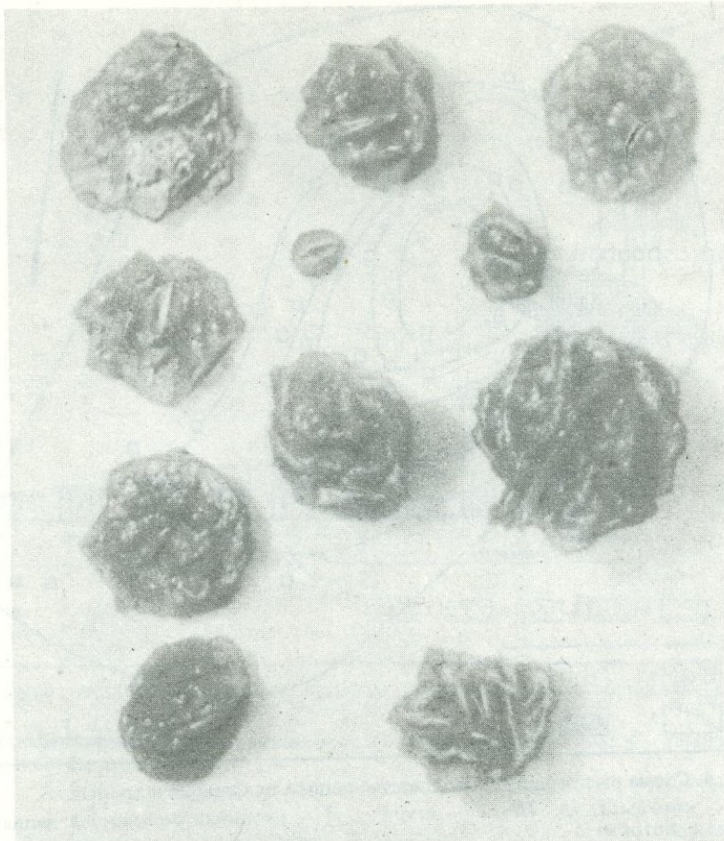


Рис. 2. Вулканические бомбы II конуса



Р и с. 3. Лапилли плагиоклаза

(рис. 3). Плагиоклазовые лапилли плотнее, чем шлаки, и легко из них выкрашиваются.

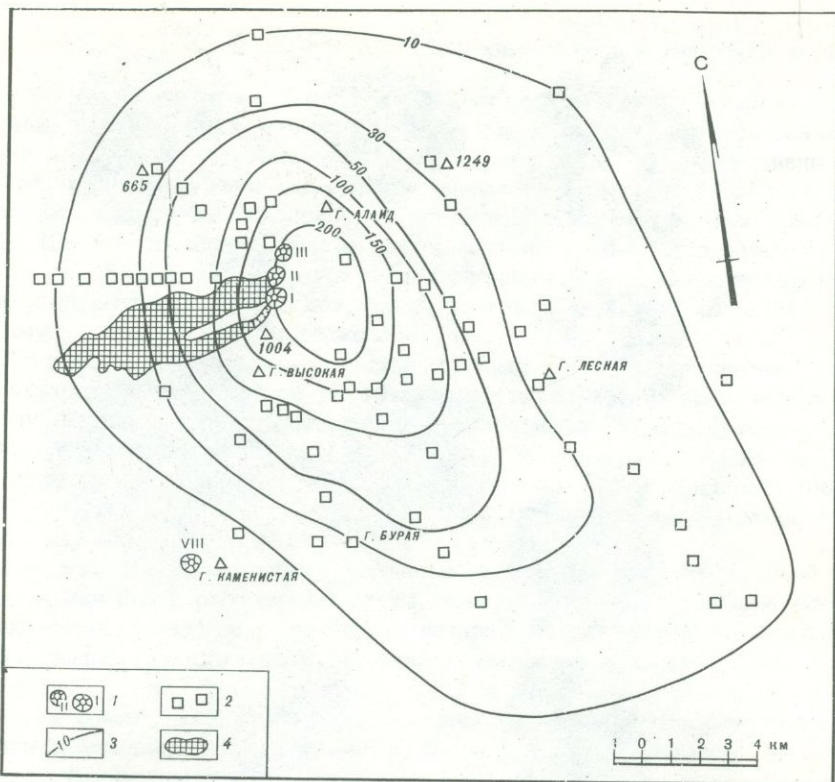
Лавокласты — продукты дробления остывающей лавы в процессе извержения. Развита как на Северном, так и на Южном прорыве (более широко), где лавовые потоки, изливаясь на уже остывшие лавовые поля, раздвигают их, создавая различные валы, нагромождения.

КОЛИЧЕСТВО И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПИРОКЛАСТИКИ

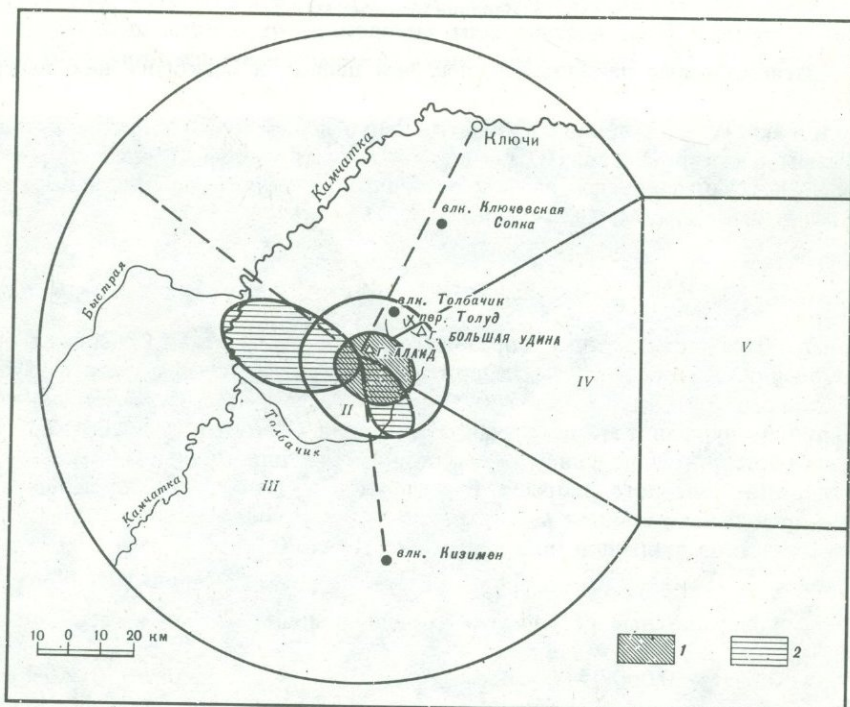
Основная масса пирокластики образовалась при деятельности Северных конусов. Для оценки объема и массы изверженного пирокластического материала в районе Большого трещинного Толбачинского извержения нами было пройдено несколько линий шурфов как во время извержения Северных конусов в августе 1975 г., так и дополнительно в августе—сентябре 1976 г. для уточнения оценок объема пирокластики Северного прорыва. Всего пройден 71 шурф. По шурфовочным профилям проведены изолинии мощности пеплов в районе Северного прорыва и выделены 6 участков различной мощности (рис. 4).

Участок 1. Площадь $S_1 = 233 \text{ км}^2$ (подсчет площадей проведенный разными способами дал сходные результаты). Средняя мощность слоя пепла $d_1 = \frac{0,1 \pm 0,3}{2} = 0,2 \text{ м} = 0,0002 \text{ км}$. Объем $V_1 = S_1 \cdot d_1 = 233 \cdot 0,002 = 0,466 \text{ км}^3$.

Участок 2. Площадь $S_2 = 59 \text{ км}^2$. Средняя мощность слоя $d_2 = \frac{0,3 + 0,5}{2} = 0,4 \text{ м} = 0,0004 \text{ км}$. Объем $V_2 = S_2 \cdot d_2 = 59 \cdot 0,0004 = 0,0236 \text{ км}^3$.

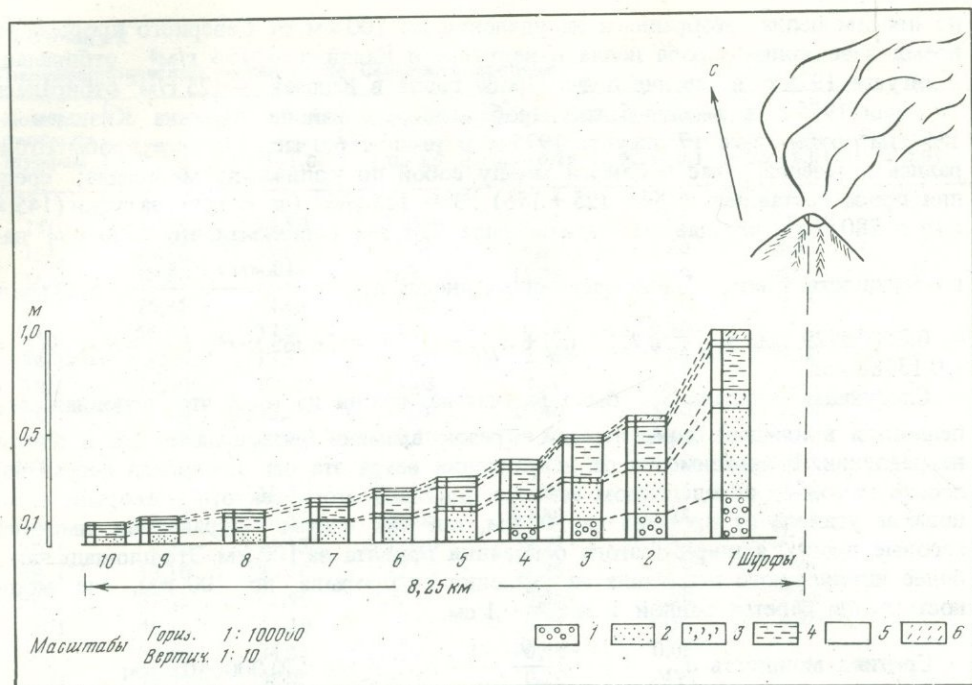


Р и с. 4. Схема распределения мощностей пещов на Северном прорыве
 1 – конусы I, II, III; 2 – шурфы; 3 – изолинии мощностей пещла; 4 – лавовые потоки



Р и с. 5. Схема расположения площадей распространения пещов (для подсчета объемов)

1 – площадь распространения пещов Северного прорыва, вычисленная по шурфам; 2 – площади распространения белого пещла



Р и с. 6. Уменьшение мощности пеплов по шурфам (западный разрез, составлен 22 августа 1975 г.)

Слои пепла: 1 – темно-серого; 2 – коричневого; 3 – грязно-коричневого; 4 – темно-серого; 5 – белого; 6 – темно-серого, черного

Участок 3. Площадь $S_3 = 50 \text{ км}^2$. Средняя мощность $d_3 = \frac{0,5 + 1,0}{2} = 0,00075 \text{ км}$. Объем $V_3 = S_3 \cdot d_3 = 50 \cdot 0,00075 = 0,0375 \text{ км}^3$.

Участок 4. Площадь $S_4 = 26 \text{ км}^2$. Средняя мощность пепла $d_4 = \frac{1,0 + 1,5}{2} = 1,25 \text{ м} = 0,00125 \text{ км}$. Объем $V_4 = S_4 \cdot d_4 = 26 \cdot 0,00125 = 0,0325 \text{ км}^3$.

Участок 5. Площадь $S_5 = 18 \text{ км}^2$. Средняя мощность пепла $d_5 = \frac{1,5 + 2,0}{2} = 1,75 \text{ м} = 0,00175 \text{ км}$. Объем $V_5 = S_5 \cdot d_5 = 18 \cdot 0,00175 = 0,0315 \text{ км}^3$.

Участок 6. Площадь $S_6 = 12 \text{ км}^2$. Средняя мощность пепла $d_6 = \frac{2 + 8}{2} = 5 \text{ м} = 0,005 \text{ км}$. Объем $V_6 = S_6 \cdot d_6 = 12 \cdot 0,005 = 0,06 \text{ км}^3$. Общая площадь всех шести участков, покрытая пеплом мощностью от 10 см и выше (до 8 м вблизи конусов с востока, юго-востока), составляет $S_I = 398 \text{ км}^2$. Общий объем пепла, выпавшего на этой площади, составляет $V_I = 0,2317 \text{ км}^3$.

За пределами площади S_I выделено еще несколько площадей распространения пепла (рис. 5).

Изучение распределения мощностей пепла по профилям (рис. 6) установило, что с удалением от центра извержения мощность уменьшается на каждый 10 км в 10 раз. Поэтому площадь S_{II} рассчитывается по следующим параметрам: на расстоянии 10 км от изолинии 10 см мощность соответственно будет 1 см и средняя мощность для этой площади $d_{II} = \frac{10 + 1}{2} = 5,5 \text{ см} = 0,000055 \text{ км}$; $S_{II} = 786 \text{ км}^2$. $V_{II} = S_{II} \cdot d_{II} = 786 \cdot 0,000055 = 0,04323 \text{ км}^3$; S_{III} рассчитывается

по пробам пепла, отобранным на удалении до 100 км от Северного прорыва во время извержения: проба пепла в верховье р. Кававли — 154 г/м² отбиралась 2 августа 1975 г. в течение 6 час. Проба пепла в Ключах — 125 г/м² отбиралась 19 июля 1975 г. в течение 5 час. Проба пепла в районе вулкана Кизимен — 156 г/м² отбиралась 17 августа 1975 г. в течение 6,0 час., т.е. все пробы отбирались в течение 6 час и близки между собой по количеству материала; средняя проба составляет $(154 + 125 + 156) : 3 = 145 \text{ г/м}^2$ (за 6 час), за сутки $(145 \times 4) = 580 \text{ г/м}^2$, что дает мощность пепла 0,58 мм (принимая, что 1000 г/м² дает мощность 1 мм). Тогда средняя мощность $d_{III} = \frac{10 \text{ мм} + 0,58 \text{ мм}}{2} = 5,29 \text{ мм} = 0,00000529 \text{ км}$. $S_{III} = \pi R^2 - (S_I + S_{III} + S_{IV}) = 26065 \text{ км}^2$, $V_{III} = S_{III} \cdot d_{III} = 0,13788 \text{ км}^3$.

Следующая площадь S_{IV} была рассчитана исходя из того, что основная ось пеплопада в каждый определенный отрезок времени проходила только в одном направлении. В зависимости от направления ветра эта ось пеплопада перемещалась в каком-то определенном секторе. Вершина этого сектора — прорыв, а основание удалено от прорыва на 100 км, так как в этом направлении имеются весовые пробы, а ширина этого основания принята за 100 км. Это площадь наиболее интенсивного пеплопада на удалении от прорыва до 100 км, где мощность пепла берется равной 1 мм = 0,1 см.

$$\text{Средняя мощность } d_{IV} = \frac{10 \text{ см} + 0,1 \text{ см}}{2} = 5,05 \text{ см} = 0,0000505 \text{ км}.$$

Площадь определяется из равностороннего треугольника со сторонами 100 км за вычетом части I площади и $S_{IV} = 4171 \text{ км}^2$, $V_{IV} = 4171 \cdot 0,0000505 = 0,21063 \text{ км}^3$.

И, наконец, площадь S_V — это площадь шлейфа (по данным космического снимка) при длине его до 1000 км и ширине около 100 км. Мощность пепла принимается от 1 мм до 0,001 мм, что практически равно 0. Средняя мощность $d_V = \frac{1 \text{ мм} + 0}{2} = 0,5 \text{ мм} = 0,0000005 \text{ км}$, $S_V = 100 \cdot 1000 = 100000 \text{ км}^2$,

$$V_V = 100000 \cdot 0,0000005 = 0,05 \text{ км}^3.$$

Суммарный объем пепла, извергнутого Северным прорывом (конусами I, II и III) за все время извержения, с 6 июля до 15 сентября, т.е. за 72 дня, составляет $V_{\Sigma} = 0,67344 \text{ км}^3$. Кроме того, общий объем пирокластики, извергнутой Северным прорывом, можно подсчитать исходя из данных гранулометрического анализа пеплов (табл. 2). В табл. 3 эти пробы объединены по интервалам, в зависимости от расстояния, на котором они отобраны от центра извержения.

В табл. 3 видно, что с увеличением расстояния от конуса резко уменьшается количество грубой пирокластики (>2,0 мм) и в то же время увеличивается количество алевро-псаммитового и алевро-пелитового материала; так на расстоянии до 15 км исчезает фракция >2,0 мм, а на расстоянии до 20 км исчезает фракция 2–0,5 мм. Это все происходит на площади S_I , где объем пепла $V_I = 0,2317 \text{ км}^3$ (определено по шурфам). На этой площади совершенно отсутствует фракция < 0,01 (табл. 2) и незначительно присутствует фракция 0,1–0,01 мм, т.е. пепел этих фракций был вынесен за пределы площади S_I . Значит, на каком-то расстоянии от конусов размер фракций полностью перейдет в размерность 0,1–0,01 мм (шестая строка в табл. 3) и можно предположить, что здесь выпадает такой же объем пепла $V_{VI} = V_I = 0,2317 \text{ км}^3 \approx 0,230 \text{ км}^3$. И, продолжая эту закономерность (а она также хорошо видна на графике, рис. 7), можно предположить, что такой же объем $V_{VII} = 0,230 \text{ км}^3$ (седьмая строка в таблице будет вынесена на расстояние, где размер фракций

Таблица 2

Гранулометрический состав пепла Северного прорыва

Номер пробы по шурфам	Размер фракций, мм; количество пепла, %						
	> 2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01
14/1	42,05	54,50	12,50	9,55	1,95	—	—
15/1	40,50	39,25	7,90	6,40	1,40	4,55	—
16/1	34,40	35,20	10,85	15,95	0,60	0,55	2,45
17/1	76,75	14,65	3,10	3,50	1,25	0,75	—
18/1	56,05	37,9	4,80	0,75	0,50	—	—
18/1a	79,00	13,90	2,00	2,75	1,85	0,50	—
19/1	79,00	10,20	5,05	2,30	—	3,45	—
20/1	22,50	33,50	16,70	18,40	5,50	3,40	—
21/1	17,65	22,55	17,50	29,30	8,40	4,60	—
202/1	—	—	—	3,15	67,50	29,35	—
203	—	10,80	19,60	43,15	17,25	9,20	—
204	2,10	20,55	14,05	42,70	15,25	5,35	—
205/1	4,50	27,15	22,40	29,75	10,40	5,80	—
206/1	13,10	33,60	12,35	31,25	4,65	5,05	—
207	37,45	42,90	9,10	6,55	1,50	2,50	—
208/1	45,15	34,30	9,85	9,35	0,55	0,80	—
209/1	57,10	34,85	7,60	0,40	0,05	—	—
210/1	53,85	38,95	7,0	0,20	—	—	—
211/1	57,95	31,70	5,15	3,95	0,50	0,75	—
213/1	16,85	31,3	15,7	25,95	8,35	1,85	—

Таблица 3

Распределение пеплов по фракциям в зависимости от расстояния

Расстояние от II конуса, км	Размер фракций, мм (в % соотношениях)				Примечание
	> 2,0	2-0,5	0,5-0,1	0,1-0,01 и < 0,01	
0	100	—	—	—	Конусы I, II, III На площади, где по шурфам = 0,2317 км ³ $V_{VII} = V_I$ $V_{VII} = V_{VI} = V_I$
5	75	18	6	1	
10	20	40	30	10	
15	0	50	40	10	
20	0	0	70	30	
			0	100	

будет от 0,1-0,01 мм и до 0). Общий объем пепла тогда составит $V_I + V_{VI} + V_{VII} = 0,2317 + 0,230 + 0,230 = 0,6917$ км³, что отвечает объему пепла, подсчитанному нами по отдельным площадям ($V_{\Sigma} = 0,67344$). Тогда истинный объем пепла будет средний $(0,6917 + 0,67344) : 2 = 0,68257$ км³ = 0,6826 км³. Объем трех конусов Северного прорыва — I, II, III (Федотов и др., 1976) составляет 0,33 км³, а общий объем пирокластического материала, извергнутого Северным прорывом Большого трещинного Толбачинского извержения составляет 1,0126 км³.

Для определения веса изверженного пирокластического материала был подсчитан удельный вес пепла, шлака и лавы. Средний уд. вес пепла — 1,11 г/см³ (по 5 определениям). Средний уд. вес шлака — 0,77 г/см³ (по 5 определениям). Общий объем пепла (без конусов) — 0,6826 км³, из них 80% — мелкой фракции

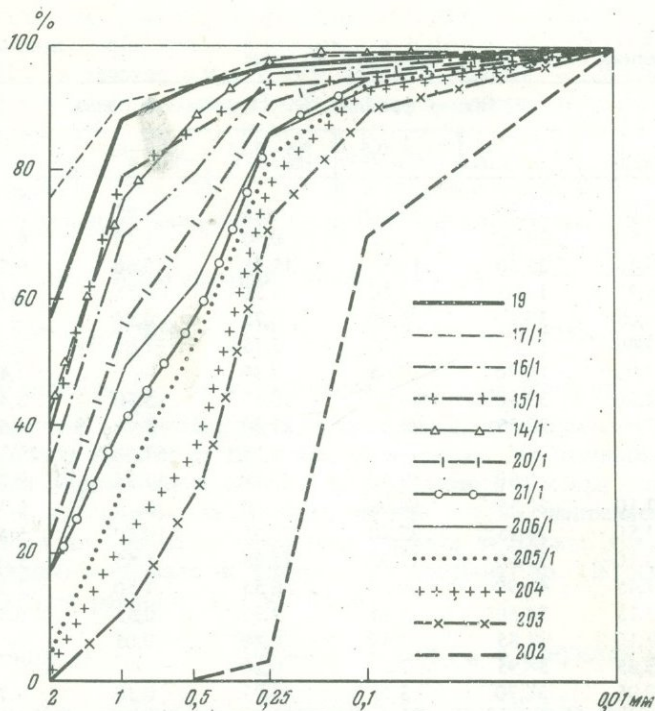


Рис. 7. Гранулометрический анализ черных пеплов, отобранных на разных расстояниях к востоку от II конуса

Пепел отобран (проба; расстояние указано в километрах): 19 — 2,5; 17/1 — 5,0; 16/1 — 6,0; 15/1 — 6,5; 14/1 — 7,5; 20/1 — 8,5; 21/1 — 9,0; 206/1 — 11,5; 205/1 — 13,5; 204 — 16; 203 — 17; 202 — 18

с уд. весом $1,11 \text{ г/см}^3$ и 20% — шлака с уд. весом $0,77 \text{ г/см}^3$, пепла = $0,54608 \text{ км}^3 = 546080000 \text{ м}^3$, шлака = $0,13652 \text{ км}^3 = 136520000 \text{ м}^3$. Тогда вес пепла составит $P_{\text{пепла}} = 546080000 \text{ м}^3 \cdot 1,1 \text{ т/м}^3 = 600688000 \text{ т} = 0,6 \cdot 10^9 \text{ т}$. Вес шлака $P_{\text{шлака}} = 136520000 \cdot 0,77 \text{ т/м}^3 = 105120400 = 0,105 \cdot 10^9 \text{ т}$. Общий вес пирокластического материала (пепел и шлак): $P = 600688000 + 105120400 \text{ т} = 705808400 \text{ т} = 0,706 \cdot 10^9 \text{ т}$. Средний удельный вес лавы = $2,0 \text{ г/см}^3$ (по 5 определениям). Удельный вес материала, слагающего конусы, определяется из средних удельных весов лавы, шлака и пепла и составляет $1,29 \text{ т/м}^3$. Вес материала, слагающего шлаковые конусы, составит $P = 327000000 \times 1,29 = 419830000 \text{ т} = 0,42 \cdot 10^9 \text{ т}$. Итак, основные цифры (по весу): вес пепла и шлака: $P = 0,706 \cdot 10^9 \text{ т}$; вес материала конусов: $P = 0,42 \cdot 10^9 \text{ т}$; общий вес пирокластики: $P = 1,126 \cdot 10^9 \text{ т}$.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКЛАСТИКИ

Пирокластический материал характеризуется довольно значительным разнообразием как химического состава, так и петрографо-минералогического состава, текстур и структур.

Пеплы Северного прорыва, близкие химически и минералогически к лавам этого прорыва, отличаются от Южных содержанием SiO_2 (49–50% для Северных и 51% для Южных), высоким содержанием Mg (больше почти в 2 раза), Ca (на 3–4%); пеплы Южного прорыва более щелочные (на 1,0–1,5%) (табл. 4). Анализировались пробы пепла разных этапов извержения и пеплы, взятые на разных расстояниях от вулкана; также анализировались пробы свежего пепла, отобранные непосредственно во время его выпадения, и пробы пепла из шур-

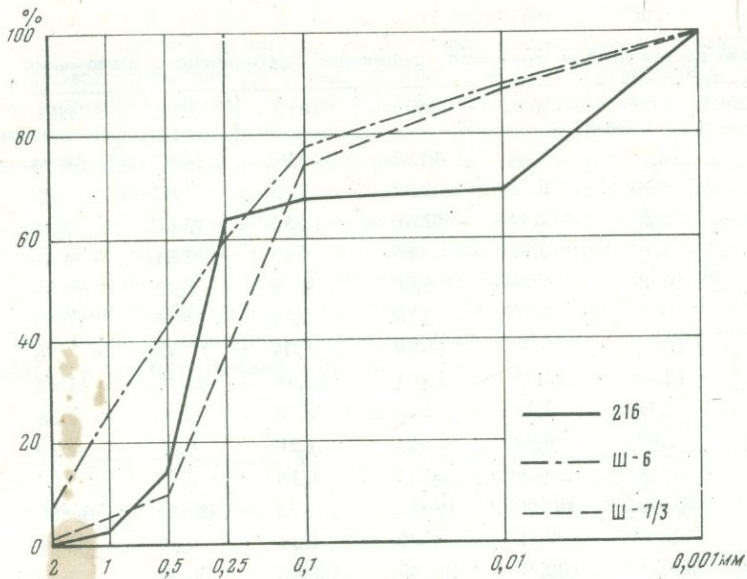


Рис. 8. Гранулометрический анализ белого пепла

Пробы пепла отобраны (дата, расстояние): 216 — 9 августа; Ш-6 — 19 августа, шурф в 2,5 км от конуса; Ш-7/3 — 21 августа, шурф в 6 км от конуса

фов, уже перекрытые пеплом последующих выбросов. Пеплы из шурфов отличаются от тех же пеплов, отобранных во время их выпадения, повышенным содержанием SiO_2 от 49 до 50% и меньшим содержанием Fe, Mg, Ca. Эоловая дифференциация в химическом составе заметна слабо. От всех пеплов резко отличается по химизму и минералогии светло-серый пудрообразный пепел, выпавший в ночь с 8 на 9 августа. Химический состав светло-серого пепла отличается от состава черных пеплов более высоким содержанием кремнезема (на 3–4% и до 5%) и H_2O^- , H_2O^+ и меньшим содержанием Mg (на 3–4%), Ca (на 2–3%). По гранулометрическим свойствам черные пеплы (см. табл. 2) также резко отличаются от светлых (см. табл. 1): в черных ювенильных пеплах на расстоянии до 20 км совершенно отсутствует пелитовая фракция (см. рис. 7); четко заметно уменьшение псефитовой фракции от 77% вблизи прорыва до 3–4% на расстоянии 20 км от прорыва; в светлом пепле алевро-пелитовая фракция присутствует до 30%, а псефитовая — 3–7% (рис. 8).

Просмотр шлихов из белого и черного пепла под бинокулярной лупой дал интересные результаты. Пепел I и II конусов представлен преимущественно непрозрачным темным стеклом с незначительным содержанием буро-зеленого стекла, а пепел извержений последних чисел августа преимущественно содержит оплавленные, остроугольные обломки зеленого, вспученного стекла. Вместе со стеклом в пеплах встречаются также единичные обломки кристаллов плагиоклаза, пироксенов, оливина. Светлый пепел по минералогии резко отличается от ниже- и вышележащих пеплов: почти полностью отсутствует ювенильный материал — вулканическое стекло (во всех фракциях); магнитная фракция представлена магнетитом и обломками эффузивных пород; в электромагнитной фракции обломки эффузивных пород составляют 90%, пироксены — 3–5%, плагиоклаз — 1–2%, оливин 1–2%, измененные обломки — 1%, сульфиды — единичные знаки; в немагнитной фракции основными минералами являются кварц, плагиоклаз, пироксен и единичные знаки пирита.

Таким образом, по составу и форме обломков (слабоокатанной, окатанной) это преимущественно резургентный материал. Пробы этого же пепла из шурфов содержат те же самые минералы и незначительное количество обломков вулканического стекла, присутствие которых может быть объяснено двумя причина-

Таблица 4

Химический состав пеплов Большого трещинного Толбачинского извержения

Компонент	203	1010	1014	1017	III-3	III-1	III-2
SiO ₂	49,54	49,94	49,92	49,90	49,72	50,24	50,32
TiO ₂	1,02	0,96	0,97	1,05	1,02	1,05	1,05
Al ₂ O ₃	13,22	12,99	12,50	14,56	13,06	13,45	13,70
Fe ₂ O ₃	3,71	2,93	3,65	5,19	3,81	4,80	3,68
FeO	6,09	6,84	6,06	4,59	5,92	5,69	5,62
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17
MgO	10,02	10,70	11,39	8,04	10,02	9,46	9,65
CaO	12,48	12,35	12,41	12,48	12,41	11,42	11,34
Na ₂ O	2,39	2,28	2,18	2,70	2,60	2,56	2,48
K ₂ O	1,02	0,93	0,93	1,20	0,98	1,20	1,20
H ₂ O ⁻	0,18	0,16	0,12	0,14	0,16	0,04	0,06
H ₂ O ⁺	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	0,26	Н/обн.	Н/обн.	0,21
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0,20	0,19	0,19	0,28	0,28
Сумма	100,45	100,45	100,49	100,46	100,05	100,36	99,76

Таблица 4 (окончание)

Компонент	III-5	I	II	III	III-6	1018	252	253
SiO ₂	50,20	52,04	52,84	53,06	54,10	51,02	51,00	51,26
TiO ₂	1,00	1,00	1,02	0,95	0,96	1,76	1,76	1,76
Al ₂ O ₃	13,65	14,28	14,53	14,36	15,86	15,92	15,48	15,67
Fe ₂ O ₃	3,60	4,06	4,37	4,95	4,01	3,09	4,97	4,75
FeO	5,78	5,00	4,62	4,45	4,14	4,47	6,21	6,67
MnO	0,17	0,12	0,15	0,14	0,17	0,18	0,18	0,16
MgO	9,55	6,68	5,86	6,79	5,87	4,86	5,57	5,54
CaO	11,48	9,66	9,07	8,65	7,55	8,09	7,75	7,87
Na ₂ O	2,48	3,21	3,21	2,70	2,91	3,86	3,14	3,14
K ₂ O	1,20	1,20	1,20	1,20	1,42	2,40	2,45	2,34
H ₂ O ⁻	0,06	1,22	1,36	1,22	0,72	0,10	0,30	0,16
H ₂ O ⁺	0,22	0,52	0,96	0,68	1,50	0,47	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,28	0,31	0,33	0,29	0,26	0,55	0,61	0,50
Сумма	99,67	99,40	99,54	99,36	99,47	99,77	99,52	99,91

Аналитики: Г. Новоселецкая, Т. Осетрова, Н. Гусакова.

Примечание: 203 — пепел I конуса, отобран 24.VII. в 4,5 км к югу от прорыва; 1010 — пепел II конуса, отобран 31.VIII. в 9,0 км к востоку; 1014 — пепел I конуса, отобран 26 июля в районе вулкана Кизимен, в 60 км от прорыва; 1017 — пепел I конуса, отобран 2 августа в верховьях р. Кававли, в 80 км от прорыва; III-3, III-1, III-2, III-5 — разрез пепла I конуса, отобран из шурфа 19 августа в 2,5 км к западу от прорыва; I, II, III — белый пепел (сборы А.П. Хренова), отобран 9 августа; III-6 — белый пепел, отобран из шурфа 19 августа; 1018 — пепел Южного прорыва, отобран 6 декабря (сборы Петрова); 252, 253 — пепел Южного прорыва, отобран 28 и 30 декабря.

ми: 1) это стекло из ниже- или вышележащих слоев пепла; проба пепла III 7/3 была отобрана из слоя мощностью 10 мм, и в нее, естественно, при отборе мог попасть материал из других слоев; 2) это может быть и ювенильный материал, извергнутый одновременно с резургентным; 3) кроме того, во время бури, сопровождавшей выброс светлого пепла, обязательно должно было произойти смешение светлого резургентного пепла с черным ювенильным пеплом.

Выброс резургентного материала может быть объяснен следующим. Перед извержением светлого пепла в деятельности I конуса происходили значительные перерывы продолжительностью до 9 час, во время которых отмечались по геодиническим данным наклоны земной поверхности. Следовательно, во время пауз в результате тектонических подвижек могли произойти обрушения в канале и истирание обрушившихся пород частично в момент обрушения, а частично во время мощной газовой продувки, сопровождавшей извержение белого пепла.

Таким образом, предположение о белом пепле как о переходном между извержением Северного прорыва и извержением Южного прорыва, высказанное ранее на основании лишь результатов химических анализов, не совсем верно, тем более, что после извержения белого пепла при возникновении II, III и IV конусов выбрасывался исключительно ювенильный материал, представленный вулканическим стеклом буро-зеленого цвета.

ЛИТЕРАТУРА

Риттманн. Вулканы и их деятельность. М.,
Мир, 1964. 400 с.
Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.

Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193—1195.

ОСОБЕННОСТИ ПИРОКЛАСТИКИ СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ И ГЕНЕЗИС СВЕТЛО-СЕРОГО ПЕПЛА

Извержение новых вулканов Большого трещинного прорыва вулкана Плоский Толбачик, начавшееся 6 июля 1975 г. (Федотов, Хренов, Чирков, 1976), характеризовалось разнообразием пирокластического материала. Большое количество пепла, шлака, бомб было выброшено на поверхность независимо или одновременно с излиянием лавы. При этом, судя по кумулятивной кривой массы лавового материала Северного прорыва (рис. 1), расплав поступал на поверхность практически с постоянным дебитом, который в среднем составлял $0,02-0,025 \cdot 10^9$ т/сутки. По соотношению между взрывными продуктами и лавами извержение Северного прорыва можно подразделить на четыре периода.

1. Взрывной; с 6 по 27 июля, взрывы I конуса; взрывной индекс $E = 100\%$ (вес).
2. Эффузивно-взрывной; с 27 июля по 12 августа, взрывы I конуса, 1-й и 2-й лавовые потоки; $E = 75-90\%$.
3. Взрывно-эффузивной; с 12 по 26 августа, взрывы II и V конусов, 3-й и 11-й лавовые потоки; $E = 20-40\%$.
4. Эффузивно-взрывной; с 26 августа по 15 сентября; взрывы III конуса; 5-й, 6-й, 12- и 15-й лавовые потоки; $E = 80\%$.

В начальные стадии извержения плингианского и стромболианско-плингианского типов I конус выбрасывал непрерывную струю пирокластиков на высоту 11–8 км с разномасштабным пеплом до 500 км. Вынос раскаленного обломочного ювенильного материала напоминал работу сопла реактивного двигателя. В дальнейшем происходили извержения стромболианско-вулканского типа. Высота взрывного облака постепенно снизилась до 3–5 км, а в конце июля и начале августа — до 2–3 км. 8 августа во второй половине дня стромболианское извержение прекратилось и в 18 час 50 мин началось вулканское извержение, характеризующееся выбросом тонкого пепла. В начале вулканского этапа выбрасывался светло-серый перел, затем черный и впоследствии темно-серый. Этим извержение I конуса завершилось. Последующие прорывы — конусы II и III, возникшие в августе, характеризовались более слабыми извержениями, с высотой взрывного облака преимущественно 2–3 км, хотя рост куполов имел примерно ту же скорость. Образование прорыва на месте II конуса, расположенного в 400 м к северу от I конуса, наблюдал один из авторов. Извержение началось выбросом белого газа, затем черного чуждого материала на высоту 100–200 м, за ними следовали выбросы ювенильного материала.

Для Южного прорыва характерны стромболианский и гавайский типы извержений с высотой выбросов пирокластиков вначале от нескольких сот метров, впоследствии — до нескольких десятков метров.

Сила взрывов влияла на процесс воздушной дифференциации материала. Во время сильных стромболианских извержений пелитовый и алевритовый материал почти не отлагался вблизи конусов, в то время как в 100–200 км от Северного прорыва в пос. Ключи, в низовьях р. Камчатки (Камаки) и на оз. Ажабачьем был обнаружен преимущественно алевритовый материал.

В процессе формирования I конуса грубообломочный материал с поперечником 2–3 м и более выбрасывался в раскаленном состоянии на высоту 1–2 км. Падая на конус, он дробился и скатывался к подножью. Иногда раскаленный обломочный материал при невысоких и косых взрывах концентрировался в какой-либо части конуса, и тогда формировались раскаленные лавины, спускающиеся с вершины конуса к подножью. Ярко-красный и оранжевый цвет обломочного материала раскаленных лавин позволяет предполагать образование агглютинатов. Преобладающий размер обломков и глыб, слагающих конус, — 0,2–1 м. Форма глыб преимущественно угловатая, реже округлая. Вязкость лав обуславливала скульптурные образования типа хлебных корок, слабую пористость, бугристость, иногда припай

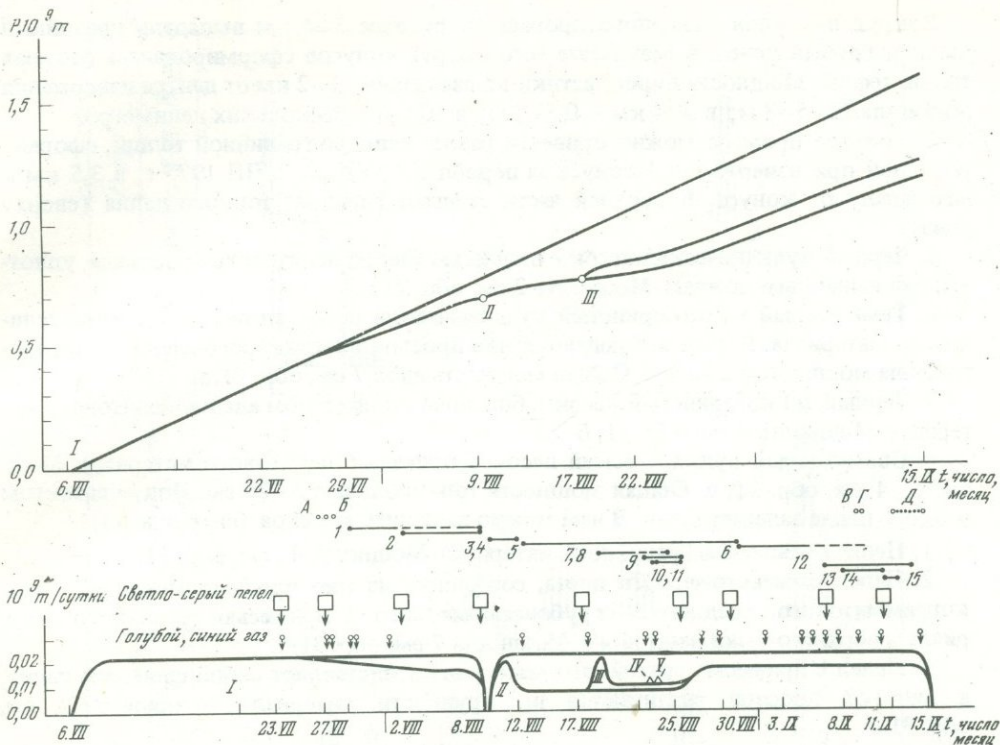


Рис. 1. Кумулятивная кривая и дебит извергнутого материала Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения

Значками отмечено время появления в процессе извержения светло-серого пепла, голубого и синего газа, лавы, не оформившейся в виде лавовых потоков (А, В, В, Г, Д); отмечены периоды излияния отдельных лавовых потоков (1–15), время работы отдельных шлаковых конусов (I, II, III, IV, V). При построении кумулятивной кривой использованы данные инструментальных наблюдений по приросту во времени, объемов отдельных шлаковых конусов (Федотов, Эрман и др., 1976); данные подсчета общего объема пирокластики Северного прорыва (Федотов и др., 1976), данные подсчета объемов отдельных лавовых потоков

материала. Фигурные бомбы почти отсутствовали. Грубообломочный материал сложен преимущественно слабопористой и плотной лавой. По периферии бомб и глыб наблюдается более крупная пористость, а внутренняя часть их сложена плотной или тонко- и слабопористой лавой, причем поры неправильной формы, обычно плоские.

Обломочный материал II конуса представлен более пластичными фрагментами меньшего размера. Во время извержения в кратере, вероятно, образовывались и лопались пузыри лавы, что приводило к образованию и выбросу значительного количества тонких пластин лавы. Преобладали пластинки лавы 5–20 см в поперечнике, толщиной 1–3 мм и больше. Иногда они достигали 0,3 м в поперечнике при толщине 1,5–2,5 мм. Края пластин обычно рваные, поверхность деформирована, пористость слабая. Среди продуктов пирокластики наблюдается значительное количество типичных базальтовых фигурных бомб шаровой и веретенообразной формы, а также сложно закругленные комки базальтовой лавы.

Пирокластический материал, слагающий III конус, представлен большим количеством сильнопористого шлака, обломки которого обладают рваными, неровными поверхностями, остроугольными краями. Поры имеют обычно шаровую форму, объемный вес шлака равен 0,6–0,9 г/см³. Наряду со шлаком встречались также и фигурные бомбы.

Пирокластика Южного прорыва отличалась еще большей пористостью. Отдельные обломки шлака после выбросов опускались подобно листьям, опадавшим с деревьев. Кроме того, выбрасывались отпрепарированные кристаллы плагиоклаза более 2 см в поперечнике.

Вокруг вулканов Северного прорыва в радиусе 3–4 км выпадали гравийный шлак и грубый пепел, в результате чего вокруг конусов сформировалась сложная толща тефры. Мощность пирокластики на расстоянии 1–2 км от центра извержения достигала 12–5–3 м; в 3–4 км — 0,5–1 м; в 10 км — нескольких дециметров.

В качестве примера можно привести разрез пеплово-гравийной толщи, сформированной при извержении I конуса за период с 31.VII по 9.VIII 1975 г. в 3,5 км к юго-западу от конуса. В верхней части залегает горизонт тонкого пепла (сверху вниз).

1. Черный вулканический песок с примесью алевро-пелитового материала, уплотненный выпавшим дождем. Мощность 2 см, обр. 21.

2. Темно-серый мелкозернистый вулканический песок с примесью алевро-пелитового материала. В слое наблюдаются два прослоя светло-серого алевро-пелитового пепла мощностью 2–3 мм. Общая мощность слоя 7 см, обр. 21, а.

3. Черный тонкозернистый песок с большим количеством алевро-пелитового материала. Мощность 3 см, обр. 21, б.

4. Светло-серый вулканический песок с примесью пелитового материала. Мощность 4 см, обр. 21, в. Общая мощность тонкого пепла 5–20 см. Под горизонтом тонкого пепла залегает шлак. В нем можно выделить три слоя (сверху вниз).

1. Пепел с примесью гравийного материала. Мощность 45 см, обр. 31/1.

2. Пепел рыжевато-черного цвета, состоящий из трех прослоев: нижнего — тонкопсаммитового, среднего — грубопсаммитового с примесью гравийного материала и верхнего — псаммитового. Мощность 7 см, обр. 31/2.

3. Пепел с примесью гравийного материала представляет собой слоистую пачку, в которой прослои различаются по крупности материала. Мощность 26 см, обр. 31/3.

Общая мощность грубой пирокластики на 9 августа в 3,5 км юго-западнее I конуса. Мощность 78 см.

Пепел и обломки гравийного материала размером до 2 см присутствовали в общей массе черно-серого цвета. Форма обломков округлая и угловато-зазубренная, с комковатой рваной поверхностью. Обломочный материал размерами менее 2 мм обладает более угловатой формой.

Проведенные анализы гранулометрического состава пепла (табл. 1) показали, что до появления светло-серых пеплов (в период с 31 июля по 8 августа) и после их появления в завершающую стадию работы I конуса (9 августа) взрывчатый материал I конуса в виде черных пеплов имеет на расстоянии до 3,5–4,0 км более или менее однородный гранулометрический состав со средней степенью сортировки (рис. 2, обр. 31/1–31/3, 21 г). Размер материала соответствует псефито-крупнопсаммитовым разностям. Тонкопсаммитовая, алевритовая фракция составляют самые первые проценты, а пелитовая фракция отсутствует полностью. Гистограммы пеплов первых порций II конуса также показывают средне-хорошую сортировку пеплового материала, независимо от его размерности (обр. 30, 34).

Светло-серый пепел, выпавший 8–9 августа, в чистых, стерильных пробах резко отличается своим гранулометрическим составом от черных пеплов, т.е. от всей массы пеплов, извергнутых I конусом. В пепле значительно увеличивается количество пелитового, алевритового и мелкопсаммитового материала. При этом гистограммы характеризуются ясной двувёршинностью, что указывает на наличие материала разных источников. Несколько менее показательны в этом отношении гистограммы проб неразделенных пеплов и пеплов, образованных в заключительный период работы I конуса (8–9 августа), но все же и эти гистограммы выявляют чрезвычайно плохую сортировку материала, что также подтверждает наличие материала разных источников.

Просмотр пепла различных фракций в шлифах и специально приготовленных препаратах выявил, что черные пеплы Северного прорыва сложены, как и лавы Северного прорыва, оливин-пироксеновыми базальтами или фрагментами их — стеклом основной массы, кристаллами оливина и пироксена, в единичных случаях — плагиоклаза. Обломки пород составляют до 80% всего объема пепла и имеют округлую или рваную форму. Оливин-пироксеновые базальты характери-

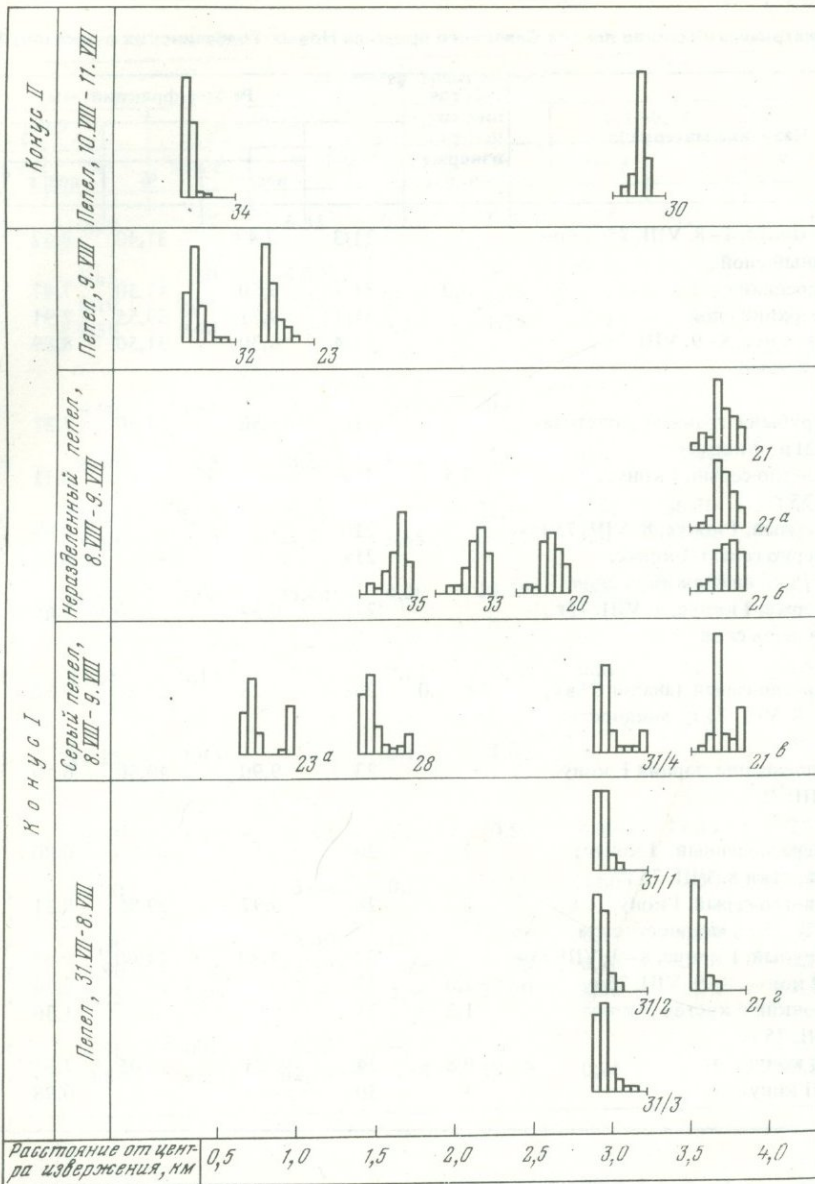


Рис. 2. Пеплы Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения
Цифры около гистограмм соответствуют номерам образцов

зуются сериально-порфировыми структурами, компактны или пористы. Основная масса имеет, как правило, гиалиновую, гиалопилитовую, реже интерсертальную структуру. Стекло основной массы обычно насыщено микролитами, микронолитами плагиоклаза, пироксена, оливина и рудной пылью. Стекло представлено или светло-коричневой прозрачной, или темно-коричневой бурой, почти черной непрозрачной разностью.

Светло-серый пепел, кроме оливин-пироксеновых базальтов, состоит на 50—60% из угловатых обломков плагиоклазовой породы и ее фрагментов: стекла основной массы с разной степенью раскристаллизации и кристаллов плагиоклаза. Обломки этой породы отличаются порфировым проявлением кристаллов плагиоклаза в виде фенокристаллов, субфенокристаллов, с резко подчиненным количеством вкрапленников пироксена и оливина. Основная масса имеет гиалопили-

Таблица 1

Гранулометрический состав пеплов Северного прорыва Новых Толбачинских вулканов, 1975 г.

Название материала	Расстояние от центра извержения, км	Размер фракций, мм				
		№ обр	2,0		2-1	
			вес, г	%	вес, г	%
Шлак, I конус, 1-8. VIII. 75 г. по- дошвенный слой		31/3	7,48	37,40	8,62	43,10
То же, средний слой	3,0	31/2	9,50	47,50	7,97	39,85
” верхний слой		31/1	9,71	39,55	7,91	39,55
Пепел, I конус, 8-9. VIII. 75 г. неразделенный		31/4	6,30	31,50	8,89	44,45
Пепел грубый с гравием, подстила- ющий 21в, I конус		21г	10,86	54,30	7,27	36,35
Пепел светло-серый, I конус, 8. VIII. 75 г.	3,5	21в	—	—	0,31	1,55
Пепел черный, I конус, 8. VIII. 75 г.		21б	—	—	0,89	4,45
Пепел черно-серый, I конус, 9. VIII. 75 г., нижняя часть слоя		21а	—	—	0,51	2,55
Пепел серый, I конус, 9. VIII. 75 г., верхняя часть слоя		21	0,54	2,70	1,69	8,45
Пепел светло-серый (аналог 21в), I конус, 8. VIII. 75 г., мощность почти 9 см.	0,8-1,0	23а	4,25	21,25	7,80	39,00
Пепел, последняя порция I кону- са, 9. VIII. 75 г.		23	9,90	49,50	6,10	30,50
Пепел неразделенный, I конус; взят с палатки 8. VIII. 75 г.	2	20	—	—	0,80	4,00
Пепел светло-серый, I конус, с 8 по 9. VIII. 75 г., мощность 9 см	1,5	28	5,97	29,85	8,31	41,55
Пепел грубый, I конус, 8-9. VIII. 75 г.		32	4,80	24,00	9,63	48,15
Пепел, I конус, 8-9. VIII. 75 г.	2,0	33	—	—	0,76	3,80
Пепел тонкий с кустов, I конус, 8-9. VIII. 75 г.	1,2	35	—	—	1,30	6,50
Шлак, II конус	0,8	34	12,21	61,05	7,37	36,85
Пепел, II конус	3	30	—	—	0,98	4,90

товую, интерсервальную структуру, сложена лейстами плагиоклаза, микролитами оливина, пироксена, рудным минералом. Стекло основной массы в разной степени окислено, обычно присутствуют непрозрачные бурые, темно-коричневые, реже прозрачные светло-коричневые разности. Любопытно, что плагиоклазовая порода легко расщепляется по контакту стекло — кристалл и поэтому обломки характеризуются угловатыми формами. Количество обломков плагиоклазовой породы в крупнопсаммитовых фракциях доходит до 30-40%, в тонкопсаммитовых — до 60-65% (табл. 2), а в алевритовых и пелитовых фракциях, судя по визуальным оценкам, — не менее 60-80%.

В шлифах, промытых из светло-серых пеплов, обнаружены призматические и угловатые единичные зерна амфибола и угловатые, угловато-окатанные зерна кварца — до 15-16% (табл. 3).

Светло-серые пеплы резко отличаются по химическому составу от черных пеплов (табл. 4). Черные пеплы, как и основной объем лав и шлака Северного прорыва, имеют состав высокомагнезиальных базальтов (Вольнец и др., 1976) с повышенным содержанием кальция (CaO), умеренным содержанием щелочей (Na₂O +

Размер фракций, мм									
1-0,5		0,5-0,25		0,25-0,1		0,1-0,01		0,01	
вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%
2,10	10,50	1,27	6,35	0,26	1,30	0,27	1,35	—	—
1,73	8,65	0,80	4,00	—	—	—	—	—	—
1,82	8,10	0,54	2,70	0,22	1,10	—	—	—	—
1,90	9,50	0,40	2,00	0,35	1,75	0,37	1,85	1,79	8,95
1,20	6,00	0,54	2,70	0,13	0,65	—	—	—	—
1,38	6,90	11,65	58,25	1,52	7,60	0,68	3,40	4,46	22,30
1,20	6,00	4,15	20,75	4,55	22,75	5,34	26,70	3,87	19,35
1,10	5,50	6,90	34,50	5,65	28,25	3,56	17,80	2,28	11,40
1,20	6,00	7,08	35,40	4,26	21,30	3,06	15,30	2,17	10,85
2,31	11,55	0,13	0,65	0,17	0,85	0,52	2,60	4,82	24,10
2,25	11,25	1,43	7,15	0,32	1,60	—	—	—	—
0,73	3,65	5,10	25,50	6,10	30,50	4,49	22,45	2,78	13,90
2,58	12,90	0,68	3,40	0,17	0,85	0,50	2,50	1,79	8,95
3,58	17,90	1,68	8,40	0,17	0,85	0,14	0,70	—	—
0,78	3,90	2,56	12,80	5,29	26,45	6,70	33,50	3,91	19,55
0,63	3,15	2,05	10,25	4,40	22,00	8,30	41,50	3,32	16,60
0,35	1,75	0,07	0,35	—	—	—	—	—	—
2,17	10,85	12,55	62,75	3,88	19,40	0,25	1,25	0,17	0,85

+ K₂O), низким содержанием алюминия (Al₂O₃). Таким образом, химический состав черных пеплов отражает истинный химический состав ювенильных продуктов извержения Северного прорыва. Светло-серые пеплы характеризуются высоким содержанием алюминия (Al₂O₃), средним содержанием щелочей (Na₂O + K₂O) и магнезия (MgO), умеренным содержанием титана (TiO₂), пониженным — кальция (CaO) и железа (FeO + Fe₂O₃). Кроме того, в светло-серых пеплах отмечается несколько повышенное количество кремнезема (SiO₂). По химическим особенностям светло-серые пеплы довольно близки к глиноземистым субщелочным базальтам (Вольнец и др., 1976), которые в виде мегаплагиофировых лав составляют весь объем вулканических продуктов Южного прорыва. Но количество кремнезема в светло-серых пеплах несколько выше (рис. 3), а количество железа и кальция заметно ниже, чем в оливин-пироксеновых и тем более в мегаплагиофировых базальтах. Содержание же алюминия, магнезия и щелочей в светло-серых пеплах сравнимо с содержанием этих компонентов в мегаплагиофировых базальтах. Таким образом, если даже объяснимо наличие излишков кремнезема, недостатка железа и кальция, необходимо обратить внимание на существенное, если не полное, преоб-

Таблица 2

Соотношение ювенильного материала и материала примеси в отдельных фракциях серого пепла I и II конусов Северного прорыва

№ образца	Фракция; материал, %							
	2-1		1,0-0,5		0,5-0,25		0,25-0,1	
	ювенильный	чуждый	ювенильный	чуждый	ювенильный	чуждый	ювенильный	чуждый
21в	70	30	—	—	64	36	41	59
23а	66	34	—	—	—	—	—	—
33/1	60	40	—	—	—	—	36	64
21	74	26	—	—	68	32	—	—
21а	—	—	—	—	74	26	—	—
31/4	92	8	—	—	—	—	—	—
20	—	—	—	—	78	22	—	—
35	—	—	—	—	—	—	75	25
II конус, X*			96	4	76	24	72	28

Примечание. Определения проведены на установке МИУ-I; наименования пород (1-я графа таблицы) указаны в табл. 1 и 4;

* — образец А.П. Хренова.

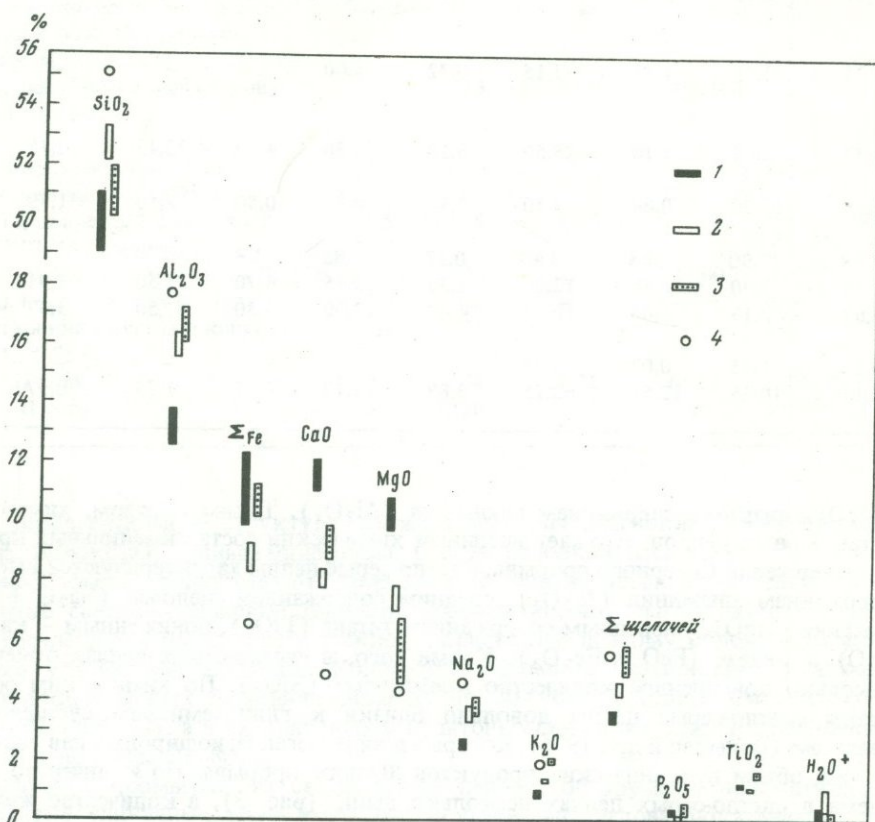


Рис. 3. Вариации химического состава продуктов Большого трещинного Толбачинского извержения

1 — оливин-пироксеновые базальты Северного прорыва; 2 — светло-серый пепел Северного прорыва; 3 — мегаклапифиновые базальты Южного прорыва; 4 — материал примеси в светло-серых пеплах Северного прорыва

Таблица 3

Минералогические анализы шлихов пирокластических продуктов Северного прорыва Новых Толбачинских вулканов

Шлих	Общий вес, г	Н/эл. фракция	Эл. магнитная фракция	Магнитная фракция	Легкая фракция	Минералы			
						Апатит	Лейкоксиен	Пирит	Марказит
31/4-75	3,32	Зерна	1,10	1,12	1,10	Ед. зерна	—	Зерна	Зерна
11-75	2,50	Ед. зерна	0,85	0,04	1,61	—	—	Ед. зерна	—
23 а-75	5,28	Зерна	0,86	2,25	2,17	—	Ед. зерна	Зерна	Зерна
21 а-75	9,45	То же	2,49	1,19	5,77	—	—	То же	Ед. зерна
30-75	8,80	—	2,0	0,6	6,2	—	—	—	—
Ц - 75	7,57	Зерна	0,50	1,04	6,03	—	—	Ед. зерна	Ед. зерна
31-75	4,68	То же	1,28	0,35	3,05	—	—	То же	—

Таблица 3 (окончание)

Шлих	Минералы								Пирокластические образования
	Амфиболы	Ильменит	Оливин	Пироксены	Эпидот	Магнетит	Кварц	Полевые шпаты	
31/4-75	Зерна	Ед. зерна	Ед. зерна	38,3	—	10,1	15,0	Ед. зерна	36,5
11-75	—	—	—	54,3	—	Зерна	Ед. зерна	То же	45,6
23 а-75	Ед. зерна	—	Ед. зерна	12,3	Ед. зерна	0,2	4,0	”	83,6
21 а-75	То же	Ед. зерна	То же	19,7	—	1,3	16,3	”	62,6
30-75	—	—	—	78,4	—	0,1	Ед. зерна	—	21,4
Ц - 75	Ед. зерна	Ед. зерна	Ед. зерна	11,5	Ед. зерна	Ед. зерна	—	—	88,4
31-75	—	—	То же	33,7	—	—	—	—	66,2

Таблица 4

Химические анализы пирокластических продуктов Северного прорыва Новых Толбачинских

Название материала	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Шлак 28. IV. 75 г. Вершинный кратер, Плоский Толбачик, I конус	1	51,02	2,26	14,64	3,96	8,30	0,18
Шлак 1-8. VIII, I конус, нижняя часть слоя	31/3	50,02	1,10	13,50	4,43	5,99	0,17
Шлак 1-8. VIII, I конус, средний слой	31/2	49,74	1,10	13,70	4,34	5,76	0,17
Шлак 1-8. VIII, I конус, верхний слой	31/1	49,70	1,10	13,70	4,42	5,96	0,18
Лава, южная бокка, I конус, последняя порция потока № 1	925-ЮК	49,50	1,01	13,18	3,18	6,85	0,18
Лава, северная бокка, I конус	27	49,74	1,00	13,72	6,04	4,76	0,33
Пепел светло-серый 8. VIII. 75 г., I конус	21в	53,16	0,98	15,52	4,38	4,31	0,29
Пепел черный 8. VIII. 75 г.	21б	53,08	0,98	16,17	3,90	4,31	0,29
Пепел черно-серый 9. VIII. 75 г., нижняя часть слоя	21а	52,42	0,98	15,88	4,12	5,02	0,31
Пепел серый 9. VIII - верхняя часть слоя	21	52,02	0,98	15,89	4,07	5,11	0,30
Пепел 8-9. VIII. 75 г., общий слой	31/4	53,32	1,00	18,63	2,38	4,35	0,15
Грубый пепел. 9. VIII. 75 г., II конус	30	50,24	1,10	13,25	3,16	6,66	0,17
Шлак и пепел, 9. VIII. 75 г., II конус	25	49,42	1,00	14,21	6,44	4,31	0,24
Бомба, 10. VIII. 75 г., II конус	29	49,58	1,00	14,22	5,99	4,36	0,30
Лава, поток № 7, 20. VIII. 75 г.	919-ЮК	49,36	0,95	13,30	3,79	6,33	0,15
Лава, поток № 8, 23. VIII. 75 г.	918-ЮК	50,04	0,83	13,58	7,02	2,89	0,18
Лава, поток № 6, 1. IX. 75 г.	926-ЮК	49,52	1,02	13,18	2,87	7,08	0,17
Лава, Южный прорыв, 24. VIII. 75 г.	930-ЮК	50,76	1,31	16,77	3,30	6,75	0,16
Бомба, Южный прорыв, 27. IV. 75 г.	9	51,18	1,56	16,98	3,48	6,67	0,15
Лава, Южный прорыв, 5. XI.	929-ЮК	51,46	1,55	16,99	4,46	5,82	0,16

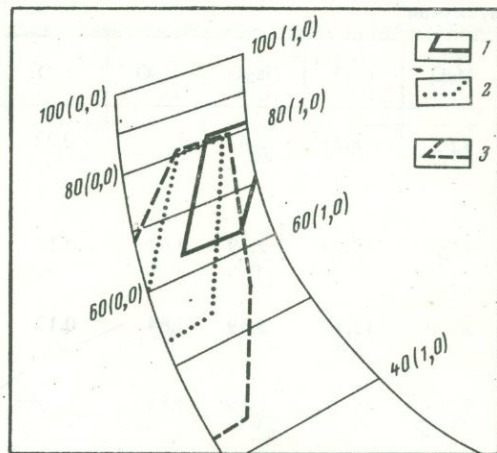
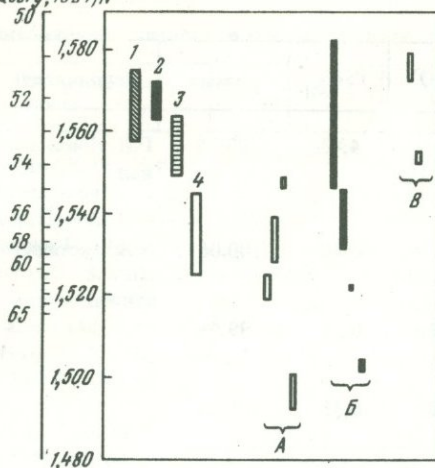
Примечание. Проба 1 (6074) — колл. А.И. Фарберова; проба 9 (3872) — колл. В.А. Ермакова; проба 930-ЮК — сборы Е.К. Мархинина; проба 920-ЮК — сборы А.Л. Иванова; пробы

вулканов

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма	Исполнитель
	4,63	8,35	3,47	2,29	0,22	Нет	0,43	99,75	Г.П. Новоселецкая
	9,26	12,04	2,39	0,64	0,12	Н/обн	0,40	100,06	Л.А. Карташева
	9,18	12,16	2,49	0,84	0,12	Н/обн	0,39	99,99	"
	9,30	12,16	2,49	0,84	Н/обн.	Н/обн	0,38	100,23	"
	9,98	12,34	2,18	0,93	0,29	0,00	0,25	99,87	"
	9,62	11,44	2,28	0,88	Нет	0,18	0,18	100,17	Л.Г. Байцаева
	7,07	8,23	2,96	1,20	0,80	0,70	0,12	99,72	"
	6,96	7,89	3,21	1,20	0,94	0,63	0,12	99,66	"
	7,68	7,71	3,21	1,20	0,72	0,32	0,16	99,73	"
	7,47	8,08	3,34	1,20	0,86	0,31	0,11	99,76	"
	4,85	8,85	3,47	1,26	0,70	0,97	0,26	100,19	Л.А. Карташева
	9,83	12,04	2,49	0,84	0,08	Н/обн	0,35	100,22	"
	9,86	11,28	2,28	0,88	Нет	0,30	0,12	100,34	Л.Г. Байцаева
	9,86	11,28	2,60	0,84	0,10	0,02	0,12	100,27	"
	9,75	12,40	2,34	1,04	0,12	0,12	0,28	99,95	Л.А. Карташева
	10,56	11,06	2,49	1,02	-	0,08	0,16	99,91	А.М. Округина
	9,99	12,22	2,39	0,96	0,27	0,00	0,21	99,98	Л.А. Карташева
	6,60	8,76	3,47	1,85	-	0,19	0,52	100,44	А.М. Округина
	4,81	9,10	3,47	1,91	0,36	Нет	0,49	100,16	Т.В. Долгова
	4,91	8,65	3,72	2,02	-	0,11	0,57	100,42	А.М. Округина

925-ЮК, 919-ЮК, 918-ЮК, 926-ЮК — колл. Ю.В. Ванде-Киркова; остальные пробы — колл. Е.Ф. Малеева

$\text{SiO}_2, \pm 2\%$
(Qeary, 1924)N



Р и с. 4. Показатели преломления природных стекол в продуктах Большого трещинного Толбачинского извержения и вулкана Плоский Толбачик

1 – оливин-пироксеновый базальт Северного прорыва; 2 – оливин-пироксеновый базальт черных пеплов Северного прорыва; 3 – мегаплагифириновые базальты Южного прорыва; 4 – материал примеси в светло-серых пеплах Северного прорыва; А – пеплы ранних стадий извержения вулкана Плоский Толбачик; Б – пеплы поздних стадий извержения вулкана Плоский Толбачик; В – пеплы молодых конусов; А, Б, В – по И.И. Гуценко (1965)

Р и с. 5. Вариационное поле состава плагиоклаза лав и пеплов Большого трещинного Толбачинского извержения

1 – оливин-пироксеновые базальты Северного прорыва; 2 – мегаплагифириновые базальты Южного прорыва; 3 – материал примеси в светло-серых пеплах Северного прорыва

ладание в светло-серых пеплах материала, соответствующего по химическим особенностям мегаплагифириновым базальтам Южного прорыва. Это явно не согласуется с фактическими данными: в светло-серых пеплах количество ювенильного материала, характерного для продуктов Северного прорыва, составляет не менее 40–50%. Поэтому, вероятно, следует говорить о присутствии в светло-серых пеплах такого лавового материала, который мог бы в качестве механической примеси повлиять на состав ювенильных черных пеплов. Состав этого материала примеси вычислен нами на основании известного химического состава светло-серых пеплов и ювенильного материала светло-серых пеплов с учетом количественных соотношений в светло-серых пеплах ювенильного материала и материала примеси (в том числе свободного кварца, обнаруженного в шлихах): SiO_2 – 56–58%; TiO_2 – 1,0%; Al_2O_3 – 17–18%; ΣFe – 6,0%; MnO – 0,3%; MgO – 4–5%; CaO – 5,0%; Na_2O – 4,0%; K_2O – 1,6% (см. рис. 3). Интересно, что андезито-базальты с такими соотношениями породообразующих элементов залегают в основании Ключевской группы вулканов в виде мегаплагифириновых лав (Пийп, 1956; Петрохимия..., 1966). Кроме того, аналогичные комплексы мегаплагифириновых лав входят в состав плиоценового фундамента Ключевской группы (см. статью А.Е. Шандера в наст. сборнике).

Детальные петрографические исследования показали, что обломки плагиоклазовой породы действительно могут отвечать по составу андезито-базальтам. Так, судя по показателям преломления (рис. 4), стекло основной массы этих обломков значительно кислее, чем стекло основной массы ювенильных продуктов Южного и тем более Северного прорывов. Оно содержит 55–61% SiO_2 , что характерно, по данным И.И. Гуценко (1965), для природных стекол пеплов ранних стадий извержения вулкана Толбачик.

Плагиоклаз лавового материала примеси имеет более широкое вариационное поле состава, чем плагиоклаз ювенильных продуктов Северного и тем более Южно-

го прорыва (рис. 5). Кроме того, качественные характеристики плагиоклаза, т.е. зависимость структурного состояния¹ плагиоклаза от его состава, имеют черты, свойственные андезито-базальтовым и андезитовым разностям пород.

Итак, на основании приведенных фактических данных, пожалуй, можно говорить о присутствии в светло-серых пеплах материала чуждого, отличающегося от ювенильных продуктов данного извержения и вынесенного на дневную поверхность из глубоких горизонтов вместе с ювенильным материалом в процессе извержения вулканского типа.

Таким образом, светло-серые пеплы — это тонкораздробленный взрывной материал, преимущественно тонкопсаммитовой, алевритовой, пелитовой размерности, представленный ювенильными образованиями Северного прорыва и, вероятно, чуждым материалом, не характерным для данного извержения.

Светло-серые пеплы появлялись в процессе извержения Северного прорыва неоднократно с постоянной закономерностью (см. рис. 1) — они выбрасывались в конце работы взрывных конусов перед образованием новых прорывов, в том числе перед возобновлением взрывной деятельности II конуса и перед излиянием на дневную поверхность новых потоков, отдельных порций лав. Поскольку эта закономерность нарушается в конце деятельности II конуса, т.е. в конце деятельности всего Северного прорыва, извержение Южного прорыва, вероятно, следует рассматривать независимо от извержения всего Северного прорыва.

ЛИТЕРАТУРА

- Ванде-Кирков Ю.В.* Новый вариант диаграммы для определения средних — основных плагиоклазов на Федоровском столике. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 130–132.
- Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М.* Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 115–126.
- Гущенко И.И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965. 144 с.
- Пийп В.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. М., Изд-во АН СССР, 1956. 312 с.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.* М., "Наука", 1966. 279 с.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. — Докл. АН, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Федотов С.А., Эрман В.Б., Магуськин М.А., Левин В.Е., Жаринов Н.А.* Внедрение базальтов и образование питающих трещин Большого Толбачинского извержения 1975 г. по геодезическим данным. — Докл. АН, 1976, т. 229, № 1, с. 170–173.

¹ Степень упорядоченности плагиоклаза определена по графикам Ю.В. Ванде-Киркова (1974).

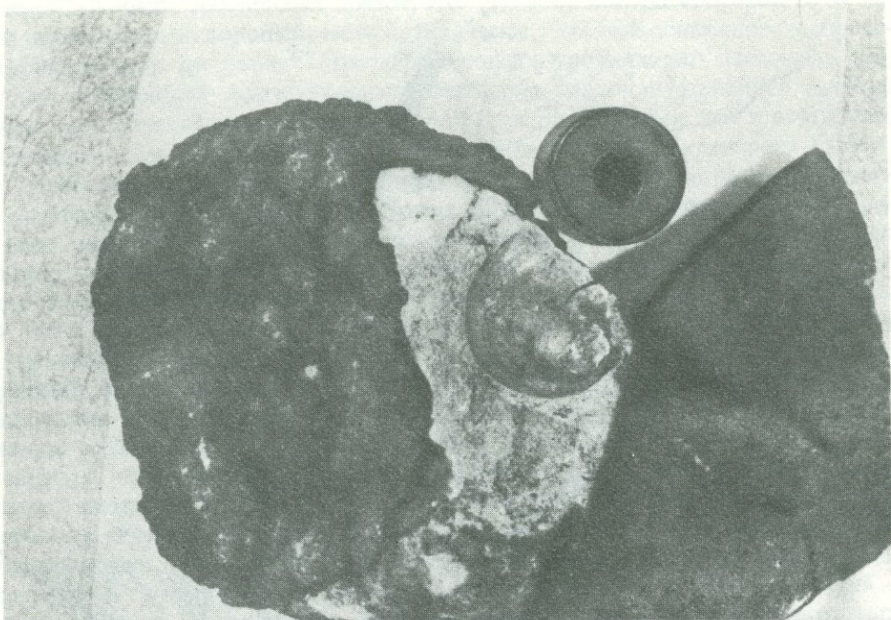
КСЕНОЛИТЫ ФУНДАМЕНТА В ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДЯЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КАНАЛОВ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В период работы Первого и Второго конусов Северного прорыва Новых Толбачинских вулканов в продуктах извержения были обнаружены в большом количестве ксенолиты осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород фундамента. Чаще всего ксенолиты ассоциируются с выбросами пирокластики, крайне редко они встречаются в глыбовых базальтовых потоках. Обычно ксенолиты являются ядрами округлых вулканических бомб. Они представлены обломками (в подавляющей массе угловатыми) как осадочных, так и магматических пород и практически неизменены. Местами на поверхности ксенолита наблюдается слабый обжиг, выражающийся в некотором уплотнении породы и ее окислении с изменением цвета от светло-серого, серого, зеленовато-серого (неизменные разности) до светло-красного (окисленные). Там, где лавовая рубашка нарушена и обломок породы непосредственно соприкасался с газовой струей, обжиг намного значительнее.

К сожалению, при изучении извержения не было произведено хотя бы приблизительного количественного и качественного подсчета разновидностей ксенолитов и не фиксировалась последовательность появления тех или иных разновидностей в процессе развития извержения. Отметим, что по временному графику извержения, составленному Ю.В. Ванде-Кирковым на основании синтеза всех режимных наблюдений, наиболее массовое появление ксенолитов в продуктах извержения обычно следует вслед за выбросами серого (резургентного) пепла (см. статью Е.Ф. Малеева и Ю.В. Ванде-Киркова в наст. сборнике), образование которого в общем может быть связано с подземными взрывами и дроблением фундамента. Весьма ориентировочно было также замечено, что при работе Второго конуса сначала поставлялось на поверхность больше ксенолитов осадочных пород, а затем вулканогенных.

В целом ксенолиты можно разделить на три группы. Первая группа — это вулканомиктовые песчаники и алевролиты с преобладанием прибрежно-морских разностей, в песчаниках часто встречаются хорошо сохранившиеся раковины и обломки раковин морских моллюсков (рис. 1). По заключению палеонтолога В.Н. Гладиковой (Камчатское ТГУ) комплекс ископаемой фауны в ксенолитах извержения характерен для верхнемиоцен-плиоценовых толщ Камчатки. Вторая группа — песчаники и алевролиты с преобладанием континентальных разностей, в обломках пород часто встречаются остатки стеблей растений и обуглившийся детрит. Обломки вулканогенных пород весьма редки. Третья группа — преимущественно базальтовые туфы (обычно псефитовые и псаммитовые разности), реже ксенолиты оливин-пироксеновых и мегалпагиофировых базальтов, песчаники и алевролиты встречаются в подчиненном количестве. Было проведено сравнение ксенолитов с породами плиоценового разреза, расположенного в примыкающем с востока поднятии. При этом совершенно отчетливо выявилась сходство первой группы ксенолитов с нижней частью разреза, второй — со средней его частью и третьей — с верхами разреза (в неогеновом разрезе снизу вверх происходит закономерная смена фаций от прибрежно-морских к континентальным терригенным и вулканогенным).

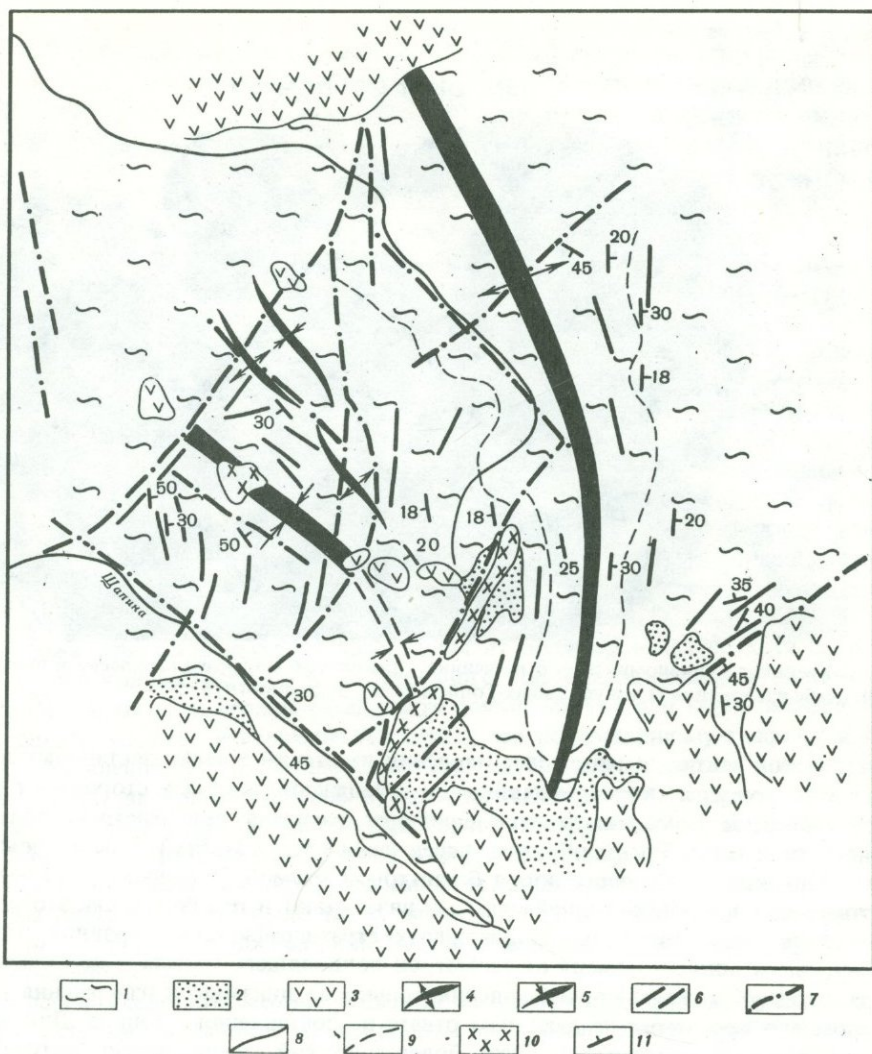
Присутствие ксенолитов в продуктах извержения в первую очередь заставляет задуматься о том, каким образом и при каких условиях магма способна к захвату обломков фундамента. Если предположить простейшую модель подводящего канала в виде вертикальной дайки, внедрившейся по трещинке в верхней части земной коры, то захват ксенолита вообще маловероятен: быстрое поступательное движение повышенной вязкости (по сравнению с нормальными жидкостями)



Р и с. 1. Ксенолит вулканомиктового песчаника с раковиной морского моллюска в вулканической бомбе извержения II конуса новых Толбачинских вулканов 1975 г.

магматической массы, значительные давления на стенки трещин заставляют предпологать не захват, а скорее выдавливание вмещающих пород в стороны от контактов дайки, невозможность перемешивания расплава при быстром подъеме к поверхности и пр. Таким образом, перед нами встает задача — как происходит захват обломков вмещающих пород базальтовой магмой (ζ относительно низкой по сравнению с кислой и средней магмами вязкостью) и тем более, как это может происходить последовательно на различных стратиграфических уровнях. По-видимому, здесь многое зависит от геометрии подводного канала и особенностей его развития. К сожалению, наблюдения только за динамикой извержения и характером его продуктов не дают нам ответа на поставленный вопрос. Для этого представляется интересным привлечь более широкий геологический материал с попыткой найти ближайшие аналогии современному извержению Толбачика в уже сформировавшихся и, эродированных на значительную глубину разрезах. Чтобы подойти вплотную к этой цели, необходимо кратко охарактеризовать геологическое строение обрамления района современного извержения.

Извержение Новых Толбачинских вулканов 1975 г. произошло в зоне развития четвертичного ареального вулканизма у южного подножья вулкана Плоский Толбачик, входящего в Ключевскую вулканическую группу. Наиболее характерной чертой вулканизма ареальной зоны (Толбачинского дола) является массовое излияние высокоглиноземистых мезо-, мега- и гигантоплагиофировых лав (Б.И. Пийп, 1956) с подчиненным количеством магнезиальных оливин-пироксеновых разновидностей. Современному извержению присущи в общем те же петрографические разности — мегаплагиофировые лавы в Южном прорыве и оливин-пироксеновые — в Северном. Ключевская группа вулканов расположена в пределах Центральной Камчатской депрессии. На широте южного окончания Ключевской группы депрессия представляет собой односторонний широкий грабен, ограниченный как с запада, так и с востока односторонними же горстами хребтов Козыревский и Тумрок. Причем сочленение Центральной Камчатской депрессии с горстом Козыревского хребта плавное (моноклинальное погружение), осложненное лишь на отдельных участках расколами с незначительной амплитудой, а с горстом хр. Тумрок — резкое, по серии ступенчатых сбросов. Горстовое поднятие хр. Тумрок непосредственно граничит с зоной ареальных излияний юга Ключевской группы вулканов. В его



Р и с. 2. Тектоническая схема северной части хр. Тумрок

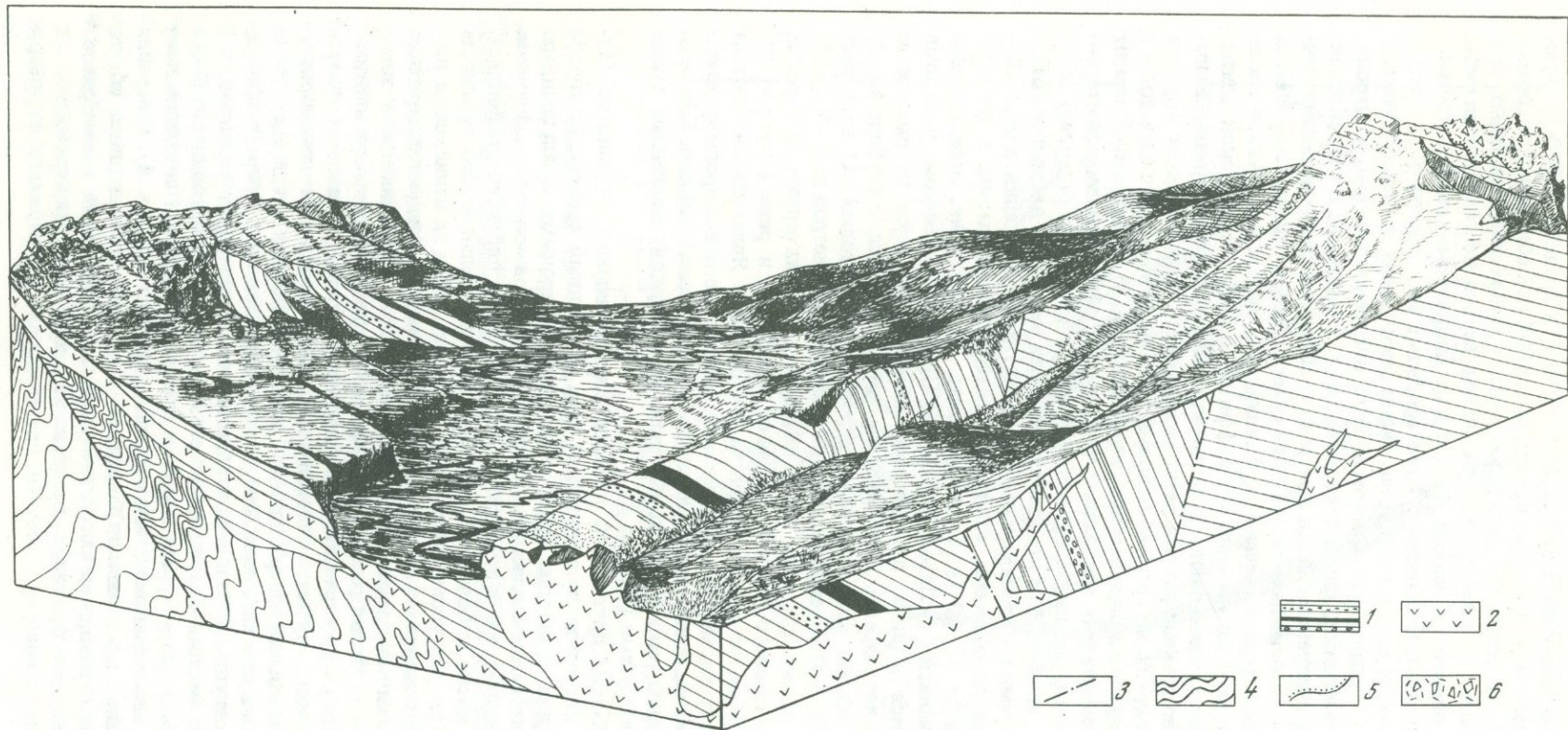
1 — мел-палеогеновый структурный этап; 2 — неогеновый структурный этап; 3 — четвертичный структурный этап; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; 6 — линии простира-
 ния складок; 7 — основные разломы; 8 — геологические границы; 9 — маркирующие границы
 в мелу; 10 — дайки мегаплагифирических базальтов; 11 — элементы залегания

пределах хорошо вскрыт дочетвертичный фундамент, представленный меловыми, палеогеновыми и верхнеогеновыми породами, принимающими участие в строении ряда весьма характерных структур этого района (рис. 2). В неогеновом разрезе (щапинская свита), как уже указывалось, наблюдается последовательная смена фаций во времени и по латерали от прибрежноморских к континентальным терригенным и вулканогенным (Шанцер и др., 1966). Характерными особенностями вулканизма этого времени являются значительные по площади и по мощности излияния плагифирических (до мега- и гиганто-плагифирических) лав базальтового состава с последующими мощными извержениями масс кислой (дацитовой) спекшейся пирокластик. Палеовулканологические реконструкции позволяют говорить о наличии в позднем неогене обширных базальтовых ареальных зон, сопряженных с крупными лавовыми вулканами (по-видимому, типа щитообразных). Формирование более поздних игнимбритовых покровов тесно ассоциируется с образованиями крупных кальдер и вулканотектонических кольцевых структур.

Изучение глубоких эрозионных врезов (1,5–1,8 км) в пределах горста хр. Тумрок при исключительно хорошей, часто практически 100%-ной обнаженности, позволило зафиксировать на разных стратиграфических уровнях ряд пластовых тел, по составу отвечающих плагиофировым базальтам верхов неогенового разреза. Пластовые тела соединяются с лавами разреза как наклонными, так и вертикальными секущими дайками. Наиболее глубоко вскрытые тела такого рода отмечаются в туфогенной части мелового разреза. Далее снизу вверх по разрезу неоднократно наблюдаются аналогичные пластовые тела, внедрение которых контролируется как литологическими, так и тектоническими факторами. В относительно однородных толщах внедрение силлов приурочено к пачкам слабосцементированных или достаточно пластичных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов). Так, подобные тела встречены во флишеидных пачках палеогена, а также среди сравнительно рыхлых песчаников, туфитов и туфов шапинской свиты. Значительный интерес представляют межформационные пластовые интрузии базальтов, внедрившиеся по границе раздела резко разнородных толщ. Особенно крупное тело такого рода вскрыто на границе меловых кремнисто-вулканогенных толщ с терригенным и терригенно-вулканогенным неогеном (рис. 3). В настоящий момент в результате неотектонических дислокаций, связанных с образованием одностороннего горста хр. Тумрок, оно имеет вид мощной (от 50 до 100 м в раздувах) пологонаклонной дайки, лежащей бок которой представлен меловыми дислоцированными эффузивами, туфами и кремнями с очень небольшой зоной закалки, а висячий — прибрежноморскими песчаниками, конгломератами и алевролитами, в которых зона обжига достигает 40–50 м. Вдоль водораздельного гребня, разделяющего бассейны рек Адриановки слевой Шапиной и Правым Толбачиком, указанная дайка прослеживается в виде практически сплошных выходов на расстояние 10–12 км. Во врезе верховьев р.левой Шапиной она трассируется на глубину порядка 80–1000 м. В общем мощность зафиксированных пластовых тел варьирует от долей метра до 50–100 м, секущих даек — от первых сантиметров до 3–4, редко 10–15 м. Следует также отметить, что в наиболее глубоких врезях в пределах эффузивной части мелового разреза отмечены пластовые и реже секущие тела плагиоклазовых габбро, по составу близких анортозитам. Являются ли эти тела присущими меловому магматизму или же они связаны с плагиофировым базальтовым циклом неогена, пока остается неясным. Наряду с системой даек в данном районе зафиксированы также небольшие тела типа штоков, сложенные также плагиофировыми базальтами (см. рис. 3).

Рассматривая разрезы других зон плиоценового ареального вулканизма (Валагинский хребет, Восточная вулканическая зона, Срединный хребет), продукты которого частично или полностью представлены плагиофировыми базальтами, мы также во врезях наблюдаем пластовые интрузии базальтов как плагиофировых (до мегаплагиофировых), так и пироксен-плагиоклазовых и пироксен-оливиновых. Силлы последних имеют небольшую мощность и незначительную протяженность по простиранию. Как уже упоминалось, в хр. Тумрок, вслед за излияниями плагиофировых лав, без видимого стратиграфического перерыва следуют извержения кислой пирокластики. В плиоценовых разрезах Восточно-вулканической зоны, а также в центральной части Срединного хребта наблюдается аналогичная картина: базальтовые потоки, распространенные на больших площадях, сменяются такими же по масштабам извергнутого материала покровами дацитовых игнимбритов. Подводящие каналы кислых извержений, как и в случае базальтовых, представлены системой пластовых и секущих даек. Так, в меловом разрезе хр. Тумрок зафиксированы силлы и секущие дайки роговообманковых гранодиорит-порфиров, а в неогеновом разрезе Восточной вулканической зоны (в пределах поднятого блока Валагинского хребта) многоярусные силлы с многочисленными соединяющими их дайками как гранодиоритового, так и диоритового состава (рис. 4). В верхних частях разреза дайки приобретают дацитовый и игнимбрито-дацитовый облик, что позволяет уверенно говорить о их генетической связи с покровами игнимбритов.

Огромное количество фактов, собранных как при изучении новейшего, так и древнего вулканизма говорит о том, что при внедрении и извержении на поверх-



Р и с. 3. Блок-диаграмма контакта меловых и неогеновых толщ с внедрившимся межформационным телом мегаплагифирированных базальтов

1 – неогеновая шапинская свита; 2 – мегаплагифирированные базальты пластовой (местами пологосекущей) дайки, штоков и верхов разреза шапинской

свиты; 3 – разломы; 4 – мел-палеогеновый фундамент; 5 – границы несогласий; 6 – Тумрокский верхнеплиоцен-четвертичный вулканогенный комплекс

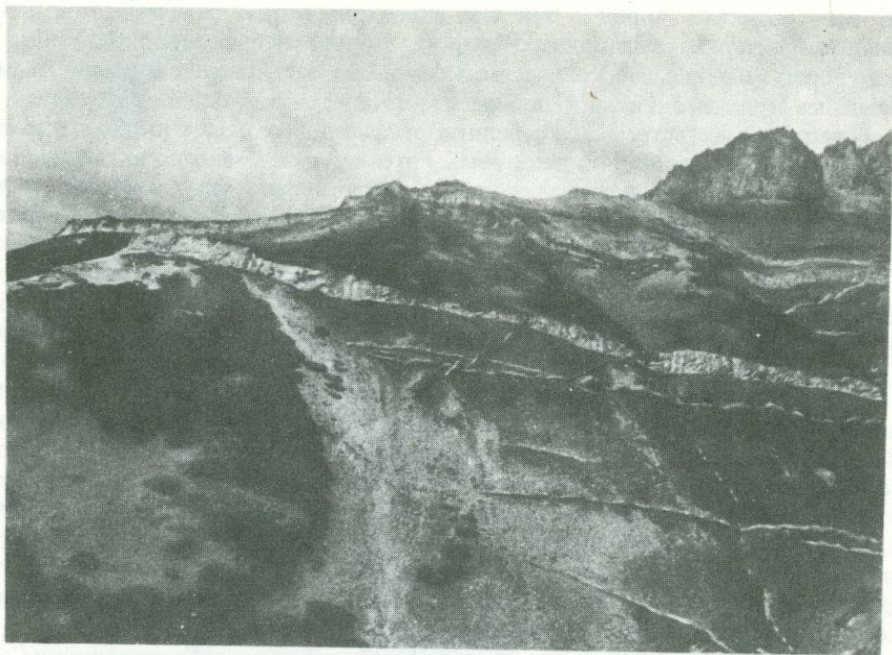
ность магматических пород в тех или иных количествах захватывается в виде ксенолитов материал вмещающего разреза. Причем наблюдается следующая закономерность: наибольшее количество ксенолитов захватывается кислой магмой, наименьшее (или практически полное отсутствие) — основной. На поверхности мы обычно в массе встречаем ксенолиты вмещающих пород в кислых агломератовых потоках, игнимбритах, дацитовых потоках, резко меньше их в глыбовых, достаточно вязких базальтовых потоках обычно оливин-пироксенового состава и одновременной с ними базальтовой пирокластике, а в потоках плагиофириновых и мегаплагиофириновых лав, образованных жидкой, очень подвижной газонасыщенной магмой, ксенолиты практически отсутствуют. Таким образом, захват ксенолита является прямой функцией вязкости магмы, а тем самым и скорости поступления ее к поверхности, что в свою очередь связано с характером подводящего канала, его конфигурацией, механикой и длительностью формирования.

Анализ геологических материалов позволяет говорить о том, что форма подводящих каналов как для основного, так и для кислого вулканизма однотипна в разрезах ареальных зон. В пределах Восточной Камчатки путем непосредственного наблюдения удастся проследить системы подводящих каналов (разнообразные сочетания даек) на глубину 2–3 км в глубоких эрозионных врезках хребтов Тумрок и Валагинский. Такие наблюдения дают возможность построить достаточно надежную модель последовательного развития магмоподводящего канала и высказать предположения о способе захвата ксенолитов на различных уровнях геологического разреза верхней части Земной коры.

Исходя из сейсмологических данных можно считать, что при извержении Северной группы Новых Толбачинских вулканов подъем магмы с достаточно больших глубин происходил очень быстро, порядка 100–150 м/час (Федотов и др., 1976) по ослабленным зонам, образовавшимся возможно как в силу тектонических причин, так и, видимо, с помощью поступающей магмы (раскрытие трещин и пр.). Но в такой неустойчивой зоне, где растягивающие усилия, видимо, чередуются с напряжениями сжатия, выработка оптимального подводящего канала происходит безусловно в период извержения. Вероятнее всего именно в связи с подобными внешними причинами в процессе извержения часто наблюдаются кратковременные перерывы в вулканической деятельности, неправильные пульсации, усиление или же ослабление эрупции, затухание одного конуса и рождение следующего. Перед поступающими с глубин порциями магмы могут возникать препятствия как тектонического, так и литологического свойства. Это или прикрытие трещин, или экранирование какими-либо плотными слоями возрастающего по дебиту восходящего потока магматического вещества. В таких случаях на подобных участках магма будет наряду с поступательным движением вверх стремиться разлиться по межпластиям с образованием силлов. Крупные пластовые залежи, для образования которых требуется значительное время, можно трактовать как небольшие промежуточные магматические очаги, в которых, возможно, происходит частичная дифференциация расплава. Таким образом, уничтожая перед собой тектонические и литологические препятствия, магма (снизу вверх) будет формировать разветвленный канал-очаг, представляющий собой сочетание пластовых и секущих инъекций, что мы и встречаем при изучении соответствующих разрезов.

В местах задержки ламинарное течение, присущее расплавам такого рода, по-видимому, нарушается и возможно возникновение различного рода турбулентностей, которые будут способствовать, с одной стороны, разработке канала вверх и в стороны (по пласту), а с другой — отрыву и захвату из перекрывающего пласта ксенолита (видимо, процесс типа обрушения кровли) с дальнейшим перемещением его вверх вплоть до поверхности. Такого типа завихрения (эластичная турбулентность) были выявлены при эксперименте с вязко-упругой жидкостью — полиакриламином (ПАМ) в Институте теплофизики СО АН СССР (Кутателадзе и др., 1971).

Вязкоупругие жидкости с очень низким числом Рейнольдса по физическим параметрам ближе стоят к магматическим расплавам, нежели обычные ньютоновские жидкости. Эксперимент показал, что в жидкостях типа ПАМ турбулентность возникает перед препятствием, а не после него, как в случае ньютоновских жид-



Р и с. 4. Многоярусные силлы диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров в Восточной части Валагинского хребта

костей. Можно предположить, что эластичная турбулентность возникает и в магме, когда та встречает на пути к поверхности определенные преграды. Таким образом, наиболее вероятен захват ксенолита при разработке подводящего канала в местах различного типа преград, возникающих перед поднимающейся магматической колонной, т.е. там, где потенциально может образоваться силл. Возможно, что в таких местах в результате скопления вулканических газов происходят подземные взрывы, вызывающие дробление пород фундамента и дальнейший их вынос газовой струей к поверхности. В верхней части канала при бурной дегазации магмы ксенолиты, как тела иного состава и иного агрегатного состояния, видимо, достаточно легко отделяются от расплава и выбрасываются совместно с пирокластикой, сохраняя полностью или частично лавовую рубашку. Причем за счет очень быстрой транспортировки ксенолитов к поверхности Земли они остаются практически неизменными. Часть их, естественно, может оставаться в изливающихся лавовых потоках и частично перерабатывается. По аналогии с чрезвычайно сходным вулканизмом в плиоцене (приведенные выше разрезы ареальных зон) можно предположить выработку подобного же магматического канала с образованием пластовых интрузий и при современном извержении. Вполне вероятно также, что формирование силлов происходит последовательно снизу вверх по разрезу и в такой же последовательности выбрасывается основная масса ксенолитов. Участки слоистого разреза, где образуется силл, являются лишь местами возможного массового захвата ксенолитов, случайные же захваты обломков вмещающих пород расплавом, естественно, могут происходить в любое время и на любом стратиграфическом уровне. Учитывая то, что в выбросах Толбачинских вулканов присутствуют лишь ксенолиты неогеновой части разреза (за исключением отдельных обломков базальтов, напоминающих меловые эффузивы), можно предположить, что кратковременные задержки поступления магмы к поверхности и возможное образование силлов происходили на сравнительно небольших глубинах. По выходам пород дочетвертичного фундамента в бассейне р. Толбачик можно (пока ориентировочно) оценить мощность четвертичных лав Толбачинской ареальной зоны в 400–500 м, максимальные мощности неогена 1200–1300 м. Таким образом, наиболее вероятное образование пластовых тел происходило на глубинах от 500 до 1800–2000 м.

В продуктах извержения и Северных конусов, и Южного присутствуют достаточно многочисленные включения белых и светло-серых пемзовидных пород. Недавно группой сотрудников Института вулканологии (Флеров и др., 1978) проведено исследование пемзовых и пемзовидных включений базальтовых четвертичных вулканов Камчатки и Курил, в частности рассматриваются и пемзовидные включения вулкана Плоский Толбачик. Авторы приходят к выводу, что пемзовидные включения суть продукты пирометаморфизма обломков магматических, вулканокластических и кремнистых пород фундамента и что такое выборочное плавление тем самым может происходить на незначительных глубинах. В лавах Южного прорыва (устное сообщение Ф.Ш. Кутыева) также обнаружены очень мелкие оливин-пироксеновые обособления. Являются ли они ксенолитами, пока неясно.

В заключение нам хотелось бы подчеркнуть, что интерпретация изложенного в статье материала ни в коем случае не претендует на исчерпывающую. Безусловно, дальнейшие исследования как геологии, так и непосредственно материала извержения могут внести совершенно неожиданные альтернативы. Одна же из основных целей статьи — это показать, какие возможности дает изучение собственно вулканического процесса и его продуктов в комбинации с привлечением материала по аналогичным явлениям в ближайшем геологическом прошлом.

Автор приносит искреннюю благодарность директору Института вулканологии С.А. Федотову и сотрудникам института О.Н. Волынец, Г.Б. Флерову, Ю.Б. Слезину, принявшим участие в предварительном обсуждении материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Кутателадзе С.С., Попов В.И., Хабахпашева Е.М.* К вопросу об обтекании цилиндра ламинарным потоком вязко-упругой жидкости. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3, с. 545–546.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, вып. 11, с. 308.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового, трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Флеров Г.Б., Волынец О.Н., Хренов А.П., Петрова В.В.* Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма). — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р.* Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., "Наука", 1966, с. 86–98.

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА

Толбачинский дол представляет собой обширную лавовую равнину, образованную излияниями многочисленных шлаковых конусов одноименной региональной (Пийп, 1956) или линейной (Сирин, 1968) зоны. Б.И. Пийп (1956) и И.В. Мелекесцев (Мелекесцев и др., 1970) определили возраст лав ареальных зон Ключевской группы вулканов как послеледниковый (голоценовый), а В.А. Ермаков и А.А. Вазеевская (1973) выделили среди вулканических образований Толбачинского дола две группы вулканитов — нижнеголоценовую и средне-верхнеголоценовую на основании разного состава лав и различной сохранности лавовых комплексов. Главной задачей исследований, результаты которых излагаются в настоящей статье, было детальное возрастное расчленение вулканических образований дола тефрохронологическими методами с определением стратиграфического положения практически каждого крупного конуса и его потоков. Любые другие, даже самые детальные геологические исследования имеют в этом плане ограниченные возможности, так как позволяют устанавливать соотношения и временную последовательность накопления вулканитов в случае их непосредственного соприкосновения. Для пространственно разобщенных вулканических образований определение их относительного возраста без привлечения тефрохронологии проблематично, а при переходе к абсолютному датированию тефрохронологический метод является практически единственным ключом.

Методика датирования вулканических образований с помощью тефростратиграфических исследований основана на очевидной закономерности, заключающейся в том, что для все более молодых вулканитов мощность перекрывающего их пирокластического чехла и количество горизонтов тефры и погребенных почв должны становиться все меньше и меньше. Задача сводится к получению разрезов тефры на лавовых потоках или в кратерах шлаковых конусов и сопоставлению их с эталонным разрезом пирокластических отложений района, что позволяет определить положение каждого датированного объекта в общей истории вулканической активности и, таким образом, провести относительное возрастное расчленение вулканитов. Располагая датировками для отдельных горизонтов тефры и погребенных почв, можно определить хронологические рамки формирования перекрываемых ими вулканических образований в абсолютных цифрах. Работы такого рода были впервые проведены на Камчатке на вулкане Малый Семячик (Брайцева и др., 1978), где тефрохронологическими методами была установлена последовательность формирования лавовых комплексов вулкана и определен их возраст. Принципиальная возможность применения тефростратиграфических методов для расчленения вулканических образований собственно Толбачинского дола была показана А.Н. Сириным (1968), который описал в кратерах его шлаковых конусов разрезы тефры, отличающиеся по своей мощности и количеству пепловых горизонтов.

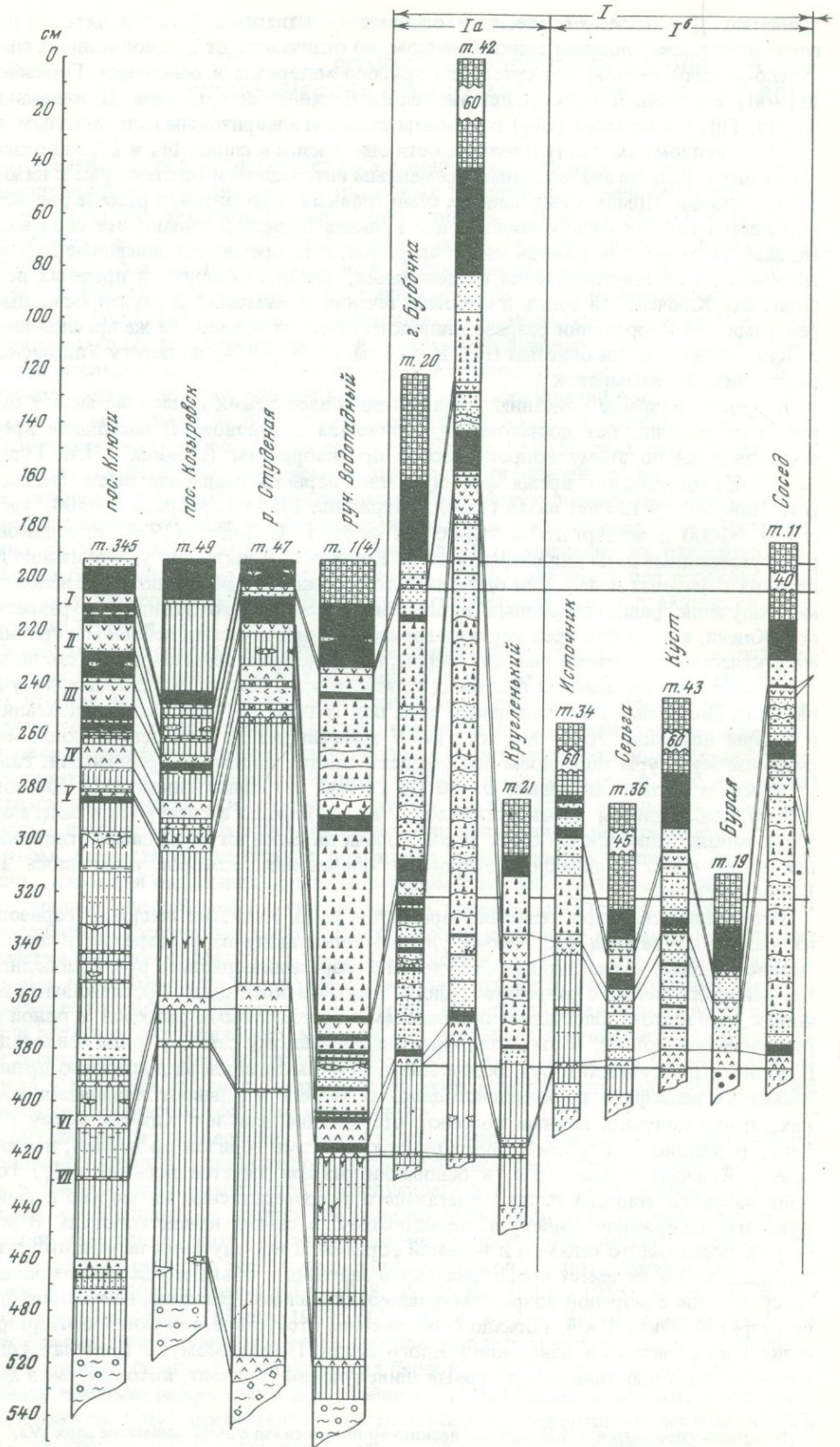
Первый шаг в проведении тефрохронологических работ — изучение наиболее полного эталонного разреза тефры района исследований. Необходимым условием использования этого разреза для последующего датирования вулканитов является наличие четких прослоев пеплов, которые прослеживались бы на значительные расстояния и могли служить надежными маркирующими горизонтами. Один из главных эталонных разрезов такого рода для Ключевской группы вулканов был описан многими исследователями (Пийп, 1948, 1956; Меняйлов, 1955; Мархинин и др., 1962; Гущенко, 1965; Диков, 1969; 1974) в пос. Ключи. Четкими маркирующими горизонтами разреза являются светлоокрашенные пеплы вулкана Шивелуч. Выделяются 7 главных горизонтов шивелучских пеплов (рис. 1), из которых верхние четыре были детально рассмотрены Б.И. Пийпом и И.И. Гущенко. Первый, самый верхний, горизонт (Ш₁) представлен известково-белым алевритовым пеплом, второй (Ш₂) и третий (Ш₃) горизонты — известково-белыми алевритовыми пеплами с

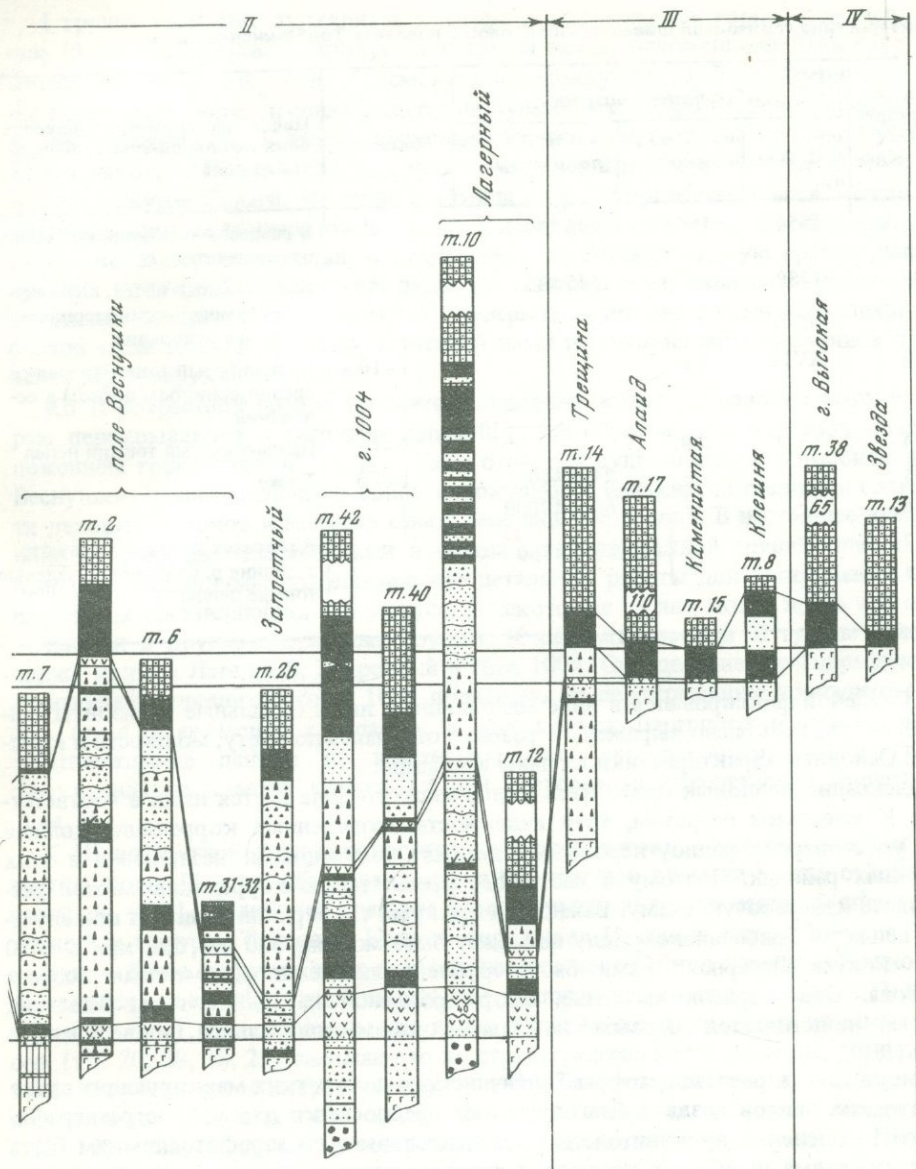
примесью вулканического песка в основании; четвертый (Ш₄) и пятый (Ш₅) горизонты также сложены тонким пеплом, но отличаются от вышеописанных слоев палево-желтым цветом и отсутствием грубого материала в основании. Горизонты Ш₁—Ш₅ составляют пачку пепловых слоев верхней части разреза. Нижележащие шестой (Ш₆) и седьмой (Ш₇) горизонты сложены алевритовым палево-желтым или палевым пеплом; по цвету и размерности они близки к слоям Ш₄ и Ш₅, но отделены от них в разрезе значительным временным интервалом и тяготеют уже к нижней части колонки. Помимо выделенных семи главных горизонтов, в разрезе пос. Ключи имеется еще несколько слоев пепла вулкана Шивелуч. Однако эти слои маломощны, часто выклиниваются по простирацию, в то время как описанные горизонты имеют, как показали наши исследования, распространение в пределах всего подножия Ключевской сопки и среднего течения р. Камчатки и служат основными реперами при корреляции разрезов пирокластических чехлов. Те же прослой шивелучских пеплов были описаны Н.Н. Диковым (1969, 1974) на берегу Ушковского озера близ пос. Козыревск¹.

Вопрос о возрасте описанных горизонтов шивелучских пеплов не может быть решен однозначно без достаточного количества датировок. В настоящее время представления по этому вопросу весьма противоречивы (таблица). И.И. Гуценко (1965) определил время формирования первого горизонта пепла (вслед за Б.И. Пийпом): ≈ 120 лет назад (пепел извержения 1854 г.), второго — ≈ 500 , третьего — ≈ 1000 и четвертого — ≈ 1800 лет назад. Н.А. Диков (1974) опубликовал радиоуглеродные даты для разрезов по р. Камчатке, значительно удрежняющие два верхних горизонта пепла. Для однозначного решения вопроса о возрасте необходимо получение радиоуглеродных датировок и для самого эталонного разреза в пос. Ключи, а пока для трех верхних горизонтов шивелучских пеплов мы принимаем в качестве ориентировочных те цифры, которые приведены на рис. 3 (см. ниже). Что касается более древних пепловых горизонтов, то дата около 2500 лет, полученная Н.Н. Диковым для культурного слоя под пеплом Ш₅ (по нашей индексации), и цифры порядка 6700—7000 лет (IV—V тысячелетия до н.э.) для верхней материальной культуры под слоем Ш₆ представляются достаточно реальными. Радиоуглеродные даты в интервале от 10 до 13 тыс. лет, приводимые И.Н. Диковым (1969) для подошвы пирокластического чехла, хорошо согласуются с залеганием его в районе Ушковского озера и пос. Ключи на флювиогляциальных отложениях последней фазы верхнеплейстоценового оледенения, которое окончилось 10—11 тыс. лет назад.

Непосредственно прослеживая маршрут по р. Камчатке пепловые горизонты из эталонного разреза пос. Ключи, удалось сопоставить их с разрезом в пос. Козыревск и далее через долину р. Студеной с разрезами верховьев руч. Водопадного, т.е. непосредственно с разрезами района Толбачинского дола. Прослеживание пепловых горизонтов облегчалось положением коррелируемых разрезов в одной меридиональной полосе, соответствующей определенному сектору зоны пеплопадов. В долинах р. Студеной и руч. Водопадного разрезы брались на достаточно древних элементах рельефа — верхнеплейстоценовых морене и флювиогляциальных равнинах, чтобы получить полные колонки, отвечающие, как и в Ключах, всему голоцену. В долине р. Студеной фиксируются все семь горизонтов пеплов, выделенные в Ключах; кроме того, в основании разреза имеется восьмой (Ш₈) горизонт палевого тонкого пепла, залегающего непосредственно на морене и фиксирующего извержение Шивелуча, по-видимому, в самом начале голоцена. В долине руч. Водопадного седьмой и восьмой горизонты шивелучских пеплов отсутствуют, однако это не имеет принципиального значения и объясняется более молодым по сравнению с мореной возрастом флювиогляциальной равнины, на которой брался разрез в точках 1 и 4. Гораздо существеннее отсутствие в верхней части разреза одного из горизонтов известково-белого пепла. По-видимому, в пределах Толбачинского дола выклинивается первый шивелучский горизонт, который уже в доли-

¹ Нумерация горизонтов у Н.Н. Дикова несколько иная в связи с выделением им слоя IVa, называемого нами пятым (Ш₅).





- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 |

Р и с. 1. Корреляция разрезов тефры на лавовых потоках Толбачинского дола с эталонными разрезами пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов

1 – вулканические бомбы и агломераты шлакового конуса; 2 – шлаковые лапилли; 3 – вулканический гравий; 4 – вулканический гравий и лапилли; 5 – стратифицированная тephра: переслаивающиеся горизонты лапилли, вулканического гравия и песка; 6 – пемзовый гравий; 7 – вулканический песок; 8 – вулканический песок с гравием; 9 – белые и палевые тонкие пеплы вулкана Шивелуч: а – однородные, б – с серым среднезернистым песком в основании; 10 – желтые и кремовые тонкие пеплы вулкана Шивелуч; 11 – серо-желтый грубозернистый вулканический песок; 12 – тонкие розовые и серые вулканические пески; 13 – тephра извержения 1975–1976 гг.; 14 – супеси; 15 – супеси, насыщенные: а – вулканическим гравием, б – вулканическим песком; 16 – погребенные почвы; 17 – базальты; 18 – морены; 19 – флювиогляциальные отложения; 20 – растительные остатки. I–VIII – главные маркирующие горизонты пеплов вулкана

Характеристика горизонтов шивелучских пеплов в пределах Толбачинского дола

Индекс по разрезу, пос. Ключи	Абсолютный возраст			Мощность, см	Цвет и гранулометрия шивелучских пеплов района Толбачинского дола
	по Б.И. Пийпу	по И.И. Гущенко	по Н.Н. Дикову (лет назад)		
Ш ₁	1854 г.	1854 г.	675±80		В разрезах Толбачинского дола отсутствует
Ш ₂	1780 г.	XV в.	1145±80	2-4	Палево-белый пепел, в единичных случаях с мелкозернистым песком в основании
Ш ₃	XVI в.	X в.	-	7-10	Палево-белый тонкий пепел со среднезернистым песком в основании
Ш ₄	XV в.	II в.	-	5-7	Палево-желтый тонкий пепел
Ш ₅	-	-	2440±80	1-1,5	То же
Ш ₆	-	-	6000±7000	3	"
Ш ₇	-	-	10300±360	-	В разрезах дола отсутствуют; в долине р. Студеной — палевые тонкие пеплы
Ш ₈	-	-			

не р. Студеной фиксировался в виде маломощных линз. Остальные горизонты пеплов Шивелуча прекрасно выражены в разрезе, отличаясь по цвету, мощности и крупности. Основные характеристики их даны в таблице.

Индексация пепловых горизонтов Толбачинского дола дается нами в соответствии с Ключевским разрезом, хотя надежность проведенных корреляций должна быть удостоверена радиоуглеродными датами, полученными независимо в этих удаленных районах. Поэтому в настоящее время такую корреляцию можно рассматривать как рабочую схему. Важно подчеркнуть, что верхний горизонт шивелучского пепла на Толбачинском долу не может быть моложе 350 лет, так как в т. 10 близ конуса Лагерного нами была срублена лиственница, имеющая возраст 342 года. Она выросла на почве, сформированной на шлаке горы Высокой, который подстилается первым на Толбачинском долу слоем шивелучского пепла (Ш₂).

Присутствие в разрезах тефры Толбачинского дола четких маркирующих слоев шивелучских пеплов создало благоприятные предпосылки для тефростратиграфического расчленения вулканитов. И.В. Мелекесцевым по аэрофотоснимкам была составлена схема шлаковых конусов и лавовых потоков района, которая явилась основой для проведения работ по тефростратиграфическому датированию. На лавовых потоках в точках, показанных на схеме (более 40 точек), шурфами глубиной от 1 до 5 м был вскрыт пирокластический чехол, перекрывающий эффузивы. Большая глубина шурфов в ряде случаев определялась значительной мощностью тефры 1975 г. в связи с чем работа в осевой части ареальной зоны вблизи места прорыва была затруднена, а местами практически невозможна. Изучение тефры для целей датирования в кратерах шлаковых конусов не дает практических результатов, так как шурфы не могут быть пройдены до коренных пород из-за неглубокого залегания многолетней мерзлоты. Кроме того, во вскрытых эрозией кратерах тефра размыта, а в замкнутых — перекрыта мощными осыпными шлейфами. Поэтому датирование вулканитов проводилось по тефре, перекрывающей потоки и заверялось определением стратиграфического положения в общем разрезе тефры шлаков самих конусов там, где принадлежность их к тому или иному конусу не вызывала сомнений.

Разрезы тефры на лавовых потоках конусов представлены на рис. 1. По соотношению с маркирующими горизонтами шивелучских пеплов выделяется несколько возрастных групп вулканических образований.

I группа включает вулканы, которые перекрываются горизонтом пепла Ш₄ или Ш₅ и образовались в интервале времени между отложениями этих двух горизонтов и горизонта Ш₆ (рис. 2, см. вклейку между стр. 72–73.). Внутри этой группы выделяется более древняя подгруппа вулканических форм, возникших до отложения горизонта Ш₅. К этой подгруппе относятся конусы и потоки горы Бубочки и Крутленького¹. Более молодая группа включает конусы и лавовые потоки горы Бурой, конусов Серьги, Источника, Соседа и др., сформировавшиеся между отложением пепловых горизонтов Ш₄ и Ш₅. В целом же вулканические образования, несущие на схеме вертикальную штриховку, составляют единую группу наиболее древних конусов Толбачинского дола. Вулканы этого комплекса занимают значительные площади и лишь частично перекрыты более молодыми образованиями в осевой части зоны. В пределах изученной нами территории дола эффузивов древнее пепла Ш₆ обнаружено не было.

Ко II возрастной группе относятся шлаковые конусы и лавовые потоки, которые перекрываются горизонтом пепла Ш₃, т.е. образовались в период между отложением горизонтов Ш₃ и Ш₄. Сюда отнесены вулканические образования поля Веснушки, представляющего собой совокупность близких по облику и сохранности лавовых потоков и конусов самой северной части дола. В настоящее время это поле вулканических отнесено нами в целом ко II возрастной группе, однако в его пределах необходимы дополнительные детальные работы для датирования многочисленных составляющих его конусов; некоторые из них могут после этого переместиться в другие возрастные группы. К рассматриваемой II группе относятся также конусы Лагерный, Запретный и гора 1004. Определение стратиграфического положения вулканических гор 1004 проведено по перекрыванию горизонтом пепла Ш₃ (т. 42) ее мощных шлаков, а для конуса Лагерного получены взаимоподтверждающие данные по положению как его лавового потока (т. 12), так и шлаков самого конуса (т. 10), которые непосредственно кроются пеплом Ш₃.

К III возрастной группе относятся конусы и потоки, перекрывающиеся горизонтом пепла Ш₂, т.е. образовавшиеся в промежуток времени между отложением слоев Ш₃ и Ш₂. Наиболее древним в этой группе является лавовый поток, тяготеющий к конусам Трещины. Конусы: гора Алаид, Песчаные горки, Клешня, Каменистая — более молодые, и их лавовые потоки повсеместно непосредственно перекрываются слоем Ш₂. Существенно, что мощные шлаки горы Алаид и Песчаных горок (1–2 м), фиксированные по линии запад-восток неподалеку от самих конусов (т.т. 20, 28, 18, 25) занимают то же стратиграфическое положение, что и потоки этих конусов, располагаясь между пепловыми горизонтами Ш₂ и Ш₃. Можно, однако, полагать, что самым молодым конусом в этой группе является Клешня, лавовые потоки которой обтекают гору Алаид и Песчаные горки.

К IV возрастной группе относятся конусы и потоки, образовавшиеся после отложения пепла Ш₂. Это гора Высокая и конус Звезда. На их лавовых потоках залегает только почва, перекрытая пирокластикой 1975 г. Тэфра горы Высокой прекрасно фиксируется в непосредственной близости от нее (точки 10, 11, 12, 26, 14, 42) и везде занимает то же стратиграфическое положение, что и лавовые потоки: она залегает на горизонте Ш₂ и сама кроется современной почвой. Возможно, что именно с прорывом конуса Звезды связано отмеченное С.П. Крашенинниковым извержение Толбачика в 1740 г., во время которого излившаяся лава сожгла лес у подножия вулкана ("Каталог вулканов"..., 1957). Важно отметить, что максимальный возраст лиственниц на лавовых потоках Звезды равен 190 годам. Эти деревья были срублены нами на краю потока вблизи более древних останцов леса, т.е. они являлись первыми поселенцами на лавах Звезды.

К V возрастной группе нами отнесены исторически известные извержения 1941 г. и последний прорыв 1975–1976 гг.

¹ Названия конусам даны для удобства описания и рассмотрения материала.

Выделенные пять возрастных групп вулканических образований Толбачинского дола показаны на схеме (рис. 3).

Исходя из того, что в пределах изученной части Толбачинского дола наиболее древними образованиями оказались вулканиты, залегающие под пепловым горизонтом Ш₅ (при отсутствии на них горизонта Ш₆), можно полагать, что ареальные излияния в пределах этой части дола начались около 2500—3000 лет назад. Таким образом, все они относятся к позднему голоцену, в рамках которого и выделены указанные пять возрастных групп вулканитов. Вулкан Плоский Толбачик в целом сформировал свою постройку значительно раньше (в верхнем плейстоцене — начале голоцена); ареальная деятельность Толбачинского дола, по-видимому, сопоставима по времени с образованием его сложно построенной кальдеры.

На первом этапе вулканизм проявлялся рассредоточенно по всей территории дола. Затем вулканические проявления "стягиваются" к осевой части зоны, где и возникают конусы II—V возрастных групп. В.А. Ермаковым и А.А. Важеевской был сделан вывод о сокращении ареальной деятельности и сосредоточении ее вблизи терминального кратера Плоского Толбачика, по-видимому, на том основании, что самыми молодыми прорывами они считали конус 1941 г. и Клешию. Однако результаты наших стратиграфических исследований показывают, что на последних этапах истории прорывы вулканических конусов распределяются достаточно равномерно по площади в осевой части зоны — так наиболее молодые конусы фиксируются и в северной части дола (прорыв 1941 г.), и в средней его части (гора Высокая, Звезда, конусы Северного прорыва 1975 г.), и на крайнем юге (прорыв 1975 г.).

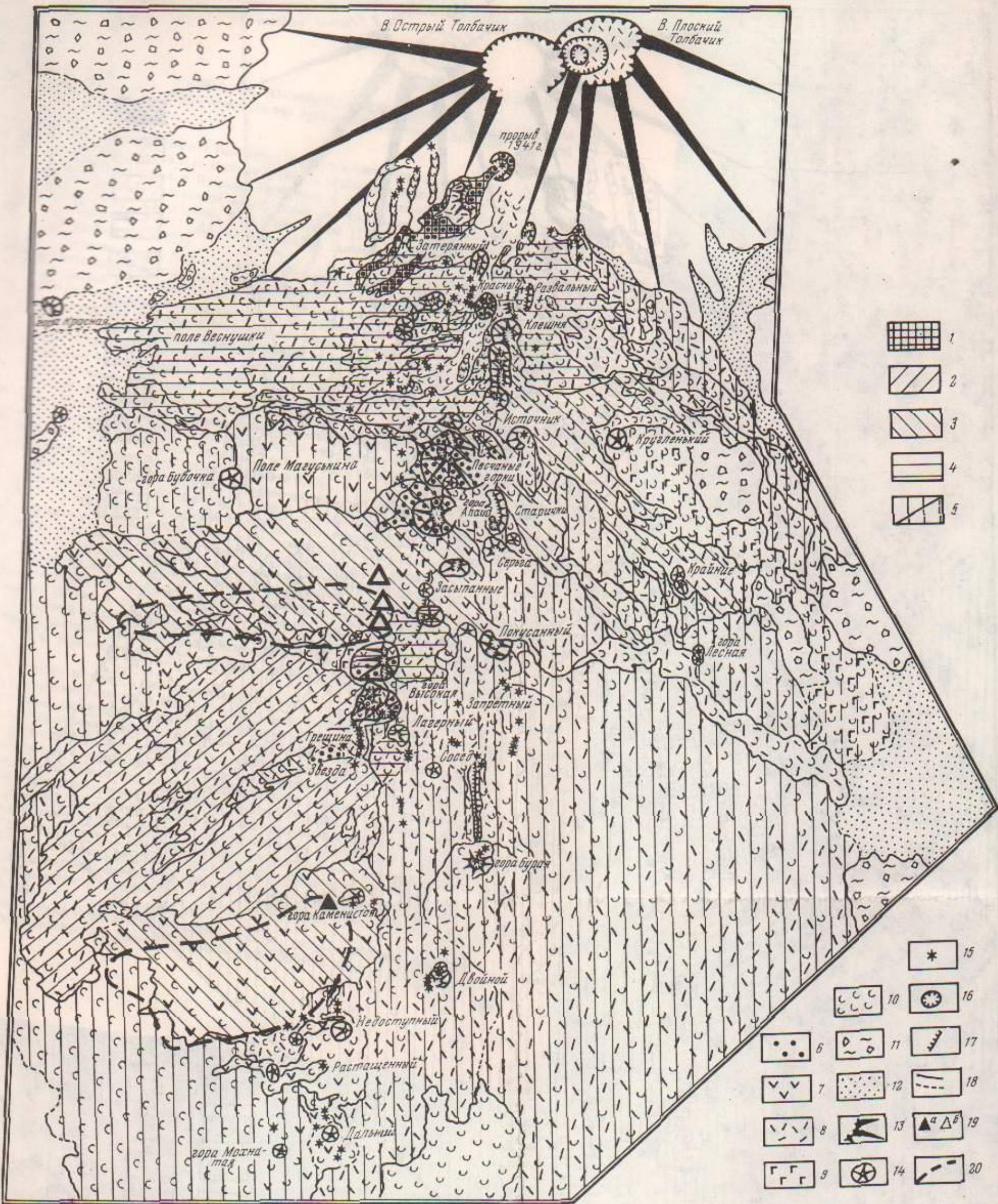
Обращает внимание, что крупнейшие конусы Толбачинского дола относятся ко II—V возрастным группам и начали возникать около 2000 лет назад, отсутствуя в составе более древней I группы. Эти конусы располагались в средней и северной частях дола (северной широтной линии, проходящей через гору Высокую) и отличаются наибольшей эксплозивностью, что связано, по-видимому, с поступлением здесь в это время на поверхность магнизиальной магмы (см. статью Б.Б. Флерова и Г.Е. Богоявленской в наст. сборнике). С извержениями крупнейших молодых конусов — Алаида, Песчаных гор, горы Высокой связана тефра, по своим мощностям сопоставимая с тефрой Северного прорыва 1975 г. На возрастание коэффициента эксплозивности во время второй фазы ареального вулканизма указывали и предыдущие исследователи (Ермаков, Важеевская, 1974).

Полученные результаты по хронологической привязке вулканических образований Толбачинского дола можно рассматривать во многом как предварительные. Для однозначного решения этого вопроса необходимы данные абсолютного возраста. Радиоуглеродные датировки могут уточнить возрастные рубежи, разделяющие группы, и внести важные коррективы в сопоставления разрезов дола с разрезами в пос. Ключи, Козыревск и др. Однако результаты проведенных тефростратиграфических исследований имеют актуальное значение уже в настоящее время и сохраняют свою ценность в дальнейшем с внесением дополнений и уточнений после получения данных радиоуглеродного датирования и детального изучения остальной части Толбачинского дола.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О.А., Егорова И.А., Селягин О.Б., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А. Тефрохронологическое датирование и реконструкция истории формирования современного вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 100—115.
- Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965. 144 с.
- Диков Н.Н. Древние костры Камчатки и Чукотки. Магадан, 1969. 252 с.
- Диков Н.Н. Археология Камчатки и возраст пеплов вулкана Шивелуч. — Труды СВКНИИ, 1974, вып. 59, с. 132—135.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачики. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 43—54.

- Каталог действующих вулканов Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25. 180 с.
- Мархинин Е.К., Пугач В.Б., Мархинина С.Н.* Об естественной намагниченности пепловых слоев района Ключевской группы вулканов. — Бюл. вулканол. станции, 1962, № 33.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970, 104 с.
- Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9, 264 с.
- Пийп Б.И.* Новое эруптивное состояние вулкана Шивелуч с конца 1944 года по май 1945 года и некоторые замечания о геологической структуре этого вулкана и его прошлых извержениях. — Бюл. вулканол. станции на Камчатке, 1948, № 14, с. 38—51.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11, 310 с.
- Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма, М., "Наука", 1968, 196 с.



Р и с. 1. Геолого-петрохимическая схема вулканических образований Южной зоны Толбачицкой региональной зоны шлаковых конусов

1-5 - возрастные комплексы вулканических образований: 1 - пятый (современный); 2 - четвертый (120-400 лет); 3 - третий (400-1000 лет); 4 - второй (1000-2000 лет); 5 - первый (2000-2500 лет); а - первая подгруппа, б - вторая подгруппа; 6-9 - петрохимические типы базальтов: 6 - собственно магнезиальные, тип I; 7 - магнезиальные промежуточного типа, тип II; 8 - глиноземистые субщелочные, тип III; 9 - глиноземистые промежуточного типа, тип IV; 10 - лавовые

потоки, 11 - морены; 12 - флювиальные отложения; 13 - конусы стратовулканов Острый и Плоский Толбачики; 14-15 - шлаковые конусы и лавовые купола: 14 - выраженные в масштабе, 15 - не выраженные в масштабе; 16 - кратеры; 17 - вулканотектонические уступы, выраженные в рельефе; 18 - границы: а - установленные, б - предполагаемые; 19 - местоположение шлаковых конусов зоны Большого трещинного Толбачицкого извержения: а - Южного прорыва, б - Северного прорыва; 20 - схематичные контуры лавовых полей Северного и Южного прорывов

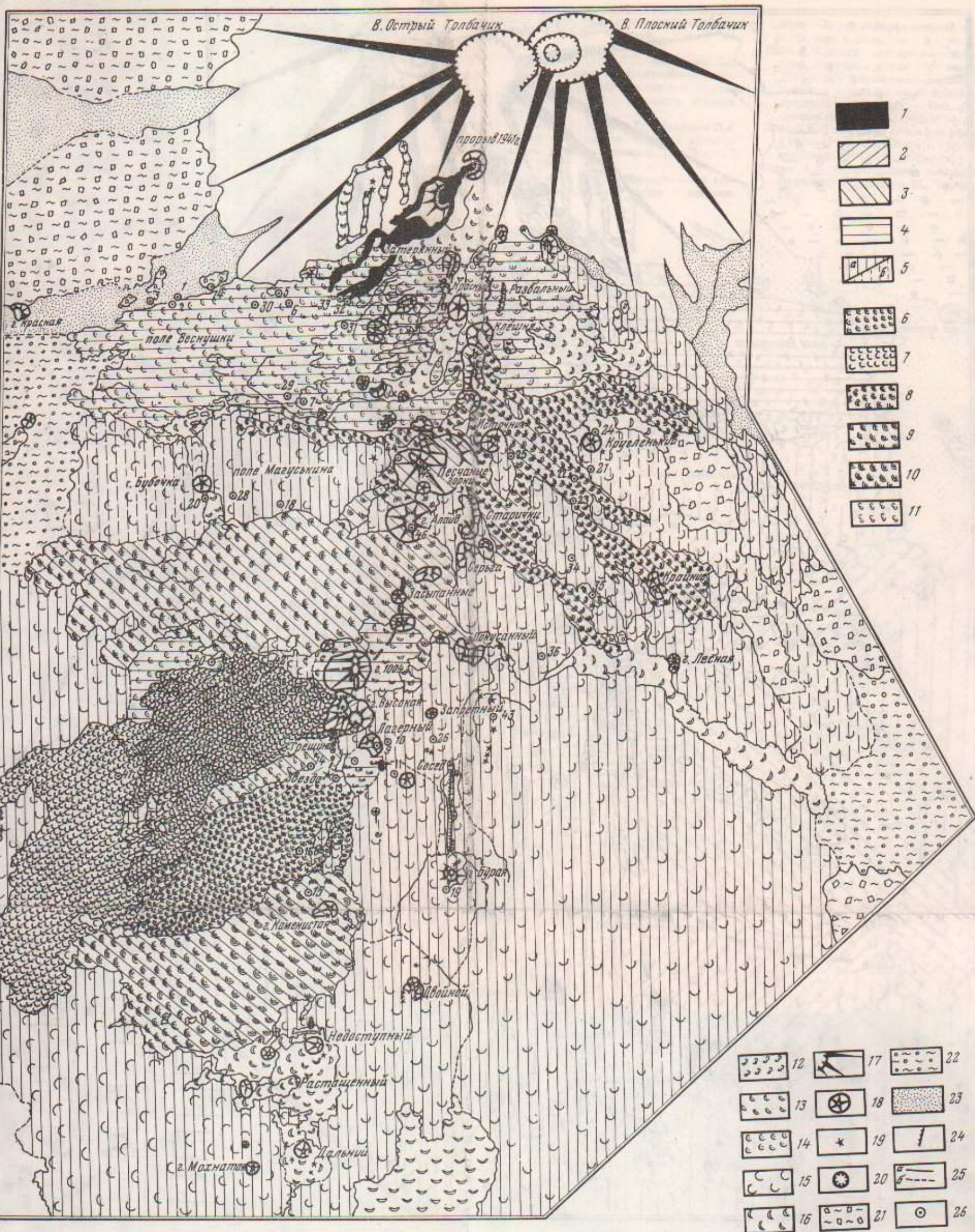


Рис. 2. Схема вулканических образований Толбачицкого дола

Возрастные комплексы вулканических образований: 1 – пятый, 2 – четвертый, 3 – третий, 4 – второй, 5 – первый: а – первая подгруппа, б – вторая подгруппа.

Вулканические образования: 6–16 – лавовые потоки; 6 – конуса Звезды, 7 – горы Высокой, 8 – конусы Клеши, 9 – горы Каменистой, 10 – горы Алаид, 11 – трещины, 12 – конуса Лагерного, 13 – предполагаемые потоки горы 1004 и конусов Засыпаших, 14 – поля Веснушки; 15 – конусов первого возраст-

ного комплекса, 16 – лавовые потоки, возраст которых не установлен; 17 – вулканы Острый и Плоский Толбачики; 18 – шлаковые конусы; 19 – небольшие центры излияния и бокки, 20 – кратеры

Прочие обозначения: 21 – морены; 22 – флювиоглициальные равнины; 23 – пролювиальные равнины; 24 – вулкано-тектонические уступы, выраженные в рельефе; 25 – границы: а – установленные, б – предполагаемые; 26 – точки наблюдений

ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ТОЛБАЧИНСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ

Изучением вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов, названной так вслед за Б.И. Пийпом (1956), и пространственно связанных с ней стратовулканов Острый и Плоский Толбачики, в той или иной мере занимался ряд исследователей. Результаты исследований опубликованы в работах Б.И. Пийпа (1946, 1956), А.Н. Сирина, К.М. Тимербаевой (1971), А.А. Важеевской (1976), В.А. Ермакова (1971), И.Т. Кирсанова, Г.П. Пономарева (1974), В.А. Ермакова, А.А. Важеевской (1973).

Согласно данным этих исследователей и авторов настоящей статьи, Толбачинская региональная зона шлаковых конусов является наложенной по отношению к вулканам Острый и Плоский Толбачики и тем самым отвечает более молодому (голоценовому) возрасту. Образование самой постройки стратовулкана Плоский Толбачик датируется верхним плейстоценом — началом голоцена (Мелекесцев и др., 1970). По характеру проявления вулканизм ее относится к ареальному типу. Ареальный вулканизм региональной Толбачинской зоны шлаковых конусов широко проявился на юго-западе от вулкана Плоский Толбачик, в меньшей мере — на северо-восточном его склоне. С начальными этапами описываемого нами ареального вулканизма, по-видимому, связано образование мощной кратерной кальдеры вулкана Плоский Толбачик, впоследствии компенсированной продуктами извержений центрального кратера. Посткальдерную деятельность Плоского Толбачика Б.И. Пийп (1956) еще ранее связывал с вулканизмом ареальной зоны, и этой точки зрения придерживаются авторы настоящей статьи.

Наиболее подробные сведения о геологии района с приложением возрастной геологической схемы мы находим в работе В.А. Ермакова и А.А. Важеевской (1973). В ней дается информация о геологическом строении и составе пород всей Толбачинской группы вулканов, включая стратовулканы Острый Толбачик; исторически деятельность последних предшествовала вулканизму ареального типа. По данным этих авторов, время формирования всей Толбачинской группы охватывает период от среднего — верхнего плейстоцена ($Q_2 - Q_3^1$) до настоящего времени. Проявления же ареального вулканизма относятся, по их мнению, к голоценовому времени. Настоящая статья посвящена исследованиям вещественного состава пород Толбачинской ареальной зоны. В работе использованы некоторые полевые и аналитические материалы, любезно предоставленные О.Н. Вольинцом, А.А. Абдурахмановым, А.А. Важеевской и В.А. Ермаковым, которым авторы приносят благодарность.

На основе детального геолого-петрографического и петрохимического картирования шлаковых конусов и лавовых потоков нами составлена геолого-петрохимическая схема размещения продуктов голоценовых извержений в районе региональной зоны шлаковых конусов к югу от вулкана Плоский Толбачик. На схеме показано распределение петрохимических разновидностей базальтов в пространстве соответственно с возрастным расчленением вулканических комплексов (рис. 1). О принципе выделения этих типов и особенностях их состава будет сказано ниже. Эта классификация принята по аналогии с таковой продуктов извержения 1975—76 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976б). Выделение возрастных магматических комплексов проведено по данным тефро-геохронологических исследований (О.А. Брайцева и др., см. ст. в наст. сборнике). Этими исследователями в районе шлаковых конусов изученной части ареальной зоны в пределах верхнего голоцена по формальному признаку устанавливаются по меньшей мере 5 крупных временных вулканических комплексов: I — 2000—2500 лет, II — 1000—2000 лет, III — 400—1000 лет, IV — 120—400 лет, V — современный.

Изученный нами район ареального вулканизма (см. рис. 1) охватывает территорию от подножия вулкана Плоский Толбачик до р. Толбачик на юг от р. Толуд на

Таблица 1

Объемы магматического вещества извержений и площади, сложенные продуктами вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

Районы, возрастные группы	Собственно магнезиальные базальты (тип I)			Магнезиальные базальты промежуточного типа (тип II)			Глиноземистые базальты (тип III-IV)			Все базальты	
	Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем, км ³
		км ³	%		км ³	%		км ³	%		
Южная зона											
Возрастные группы:											
I	—	—	—	—	—	—	800	40,0	100	800	40,0
II	1	0,1	3	6	0,3	9	157	2,8	88	164	3,2
III	5	1,5	48	61	1,2	38	48	0,4	13	114	3,10
IV	0,5 (?)	0,1 (?)	6	0,6	0,06	4	78	1,45	90	79	1,60
V	16,4	1,43	60	—	0,02*	1	30	0,9	39	46	2,35
Вулканические продукты неуставленного возраста	—	0,03	3	—	0,8	71	—	0,3	26	40	1,13
Породы комплексов II-V	—	3,16	28	—	2,38	21	—	5,8	51	443	11,34
Вся Южная зона	—	3,16	6	—	2,38	4	—	45,85	90	800	51,39
Кальдера вулкана											
Плоский Толбачик	—	—	—	—	—	—	8	2	100	8	2
Северная зона	—	—	—	—	—	—	100	5	100	100	5
Вся ареальная зона	—	3,16	5	—	2,38	4	—	52,8	91	908	58,4

Примечание. Площади по возрастным группам рассчитывались по реконструкциям вулканических комплексов;

* — объем промежуточных разностей извержения 1975 г.

востоке до линии гора Красная — р. Озерная на западе, а также участок северо-восточней вулкана Плоский Толбачик до р. Студеной. Площади ареальных излияний вулкана Плоский Толбачик охарактеризованы в табл. 1. Общая площадь изверженных продуктов всей зоны составляет около 908 км². Вулканические образования западнее этой линии А.Н. Сирин (1968), И.В. Мелекесцев (1970) связывают с деятельностью вулкана Плоского.

Как видно на геологической схеме (см. рис. 1), на территории к югу от вулкана Плоский Толбачик наиболее обширные площадные излияния характеризуют ранний этап формирования изученной нами Толбачинской ареальной зоны (I комплекс). Формы проявления вулканизма (обширные лавовые поля с относительно невысокими шлаковыми конусами, лавовые купола, трещинные излияния) свидетельствуют о том, что ареальный вулканизм этого этапа имел существенно эффузивный характер. Изверженные в этот этап лавы представлены мега- и мезоплагиофировыми глиноземистого типа базальтами, широко развитыми также в более древних толщах (плейстоцен, плиоцен) основания вулканов Ключевской группы (Пийп, 1956; Ермаков, 1971; и др.) и слагающими, в частности, сопки Плоские (Сирин, 1968). Со временем ареал вулканизма сокращается и вулканические проявления все более локализируются в осевой части зоны (см. рис. 1; Брайцева и др., см. статью в настоящем сборнике; комплексы II–V). Эруптивные центры и продукты их извержений (комплексы III–V), слагающие шлаковые конусы, протягиваются в виде полосы в северо-восточном направлении на расстояние до 45 км при ширине ее 3 км. Меняется характер вулканизма. При сохранении преобладания эффузивных излияний в общем объеме вулканического материала заметно возрастает роль эксплозивных извержений: образуются мощные шлаковые конусы (Песчаные горки, гора Алаид, конус Красный, гора 1004, гора Высокая, прорыв 1941 г., Северный прорыв 1975 г.). Сокращается количество центров извержений (комплексы III–V), вулканизм приобретает более автономный характер. При этом эруптивные центры концентрируются в пределах осевой субмеридиональной линии, образуя непрерывную цепочку конусов, сформировавшихся в различное геологическое время. Одновременно эволюционирует вещественный состав поступающего на поверхность магматического материала: наряду с типичными глиноземистыми субщелочными плагиофировыми базальтами, наследующими химический состав лав предыдущих геологических этапов, появляются отличные от них по химизму оливин-пироксеновые магнезиальные базальты, играющие подчиненную роль в общем балансе вещества всей ареальной зоны. Широкое развитие получают и магнезиальные промежуточные типы базальтов. Оливин-пироксеновые базальты в основном слагают мощные шлаковые конусы, упомянутые выше.

Подобная геолого-структурная эволюция вулканизма (стяжение эруптивных центров к осевой линии) с одновременным изменением его характера (от эффузивного к эффузивно-эксплозивному) и типа глубинного магматического вещества (появление двух контрастных разновидностей базальтов), на наш взгляд, свидетельствует о том, что вулканическая деятельность Толбачинской региональной зоны со временем сосредоточивается в довольно узкой линейной структуре дизъюнктивного характера, в первом приближении сходной со структурами рифтов. Поступление магматического вещества при этом контролируется глубинным разломом субмеридионального простирания, играющим роль магмопроводника; об этом же пишут и предыдущие исследователи (Пийп, 1956; Федотов, 1976). Существование разлома подтверждается данными ГСЗ и гравиметрической съемки, согласно которым шлаковые конусы располагаются в зоне крутопадающего глубинного разлома шириной около 5 км, фиксируемого на поверхности серией параллельных разломов (Зубин и др., 1976; Балеста и др. см. статью в настоящем сборнике). В то же время с точки зрения структурного контроля вулканизма ареальной зоны характерно (см. рис. 1), что район развития шлаковых конусов, сложных оливин-пироксеновыми собственно магнезиальными базальтами, строго ограничен: эруптивные центры (шлаковые конусы) подобного состава расположены лишь к северу от широты горы Высокой. Вулканические проявления собственно магнезиальных базальтов к югу от нее нами не наблюдались. Интерпретируя эти наблюдения, можно пред-

Таблица 2

Петрографические разновидности базальтов арельной зоны вулкана Плоский Толбачик

Петрографическая разность базальта*	Петрографическая характеристика базальтов				Содержание вкрапленников и субфенокристаллов, %
	Минеральная ассоциация вкрапленников и субфенокристаллов**	Макро и микроструктура	Основная масса		
			Состав	Структура	
Оливин-пироксеновый, пироксен-оливиновый	Ol+Px, Ol	Олигофирова- вая, афирова- вая, серийно-порфи- ровая	Плагиоклаз- оливин-пи- роксеновый, оливин-пиро- ксен-плагио- клазовый	Интерсертальная, гиалопилитовая, микролитовая, долеритовая	3-15
Плагиоклаз- оливин-пиро- ксеновый, пи- роксен-оли- вин-плагио- клазовый	Ol+Px+Pl	Олигофирова- вая, крупно- порфировая, слабомега- плагиофирова- вая, афировая	Пироксен- оливин-пла- гиоклазо- вый	Гиалопилитовая, интерсертальная, витрофирова- я, микролитовая	5-25
Пироксен-оли- вин-плагио- клазовый	Px+Ol+Pl	Мега- и мезо- плагиофирова- я	Оливин-пла- гиоклазо- вый	Микролитовая, интерсерталь- ная	15-30
Плагиоклаз- оливиновый, оливиновый	Ol±Pl±Px	Афировая, олигофирова- я	Оливин-пла- гиоклазо- вый, плагио- клаз пре- обладает су- щественно	Микролитовая	3-5
Оливин-пла- гиоклазовый	Ol+Pl±Px	Мега- и мезо- плагиофирова- я, афирова- я (ред- ко)	То же	Интерсертальная, гиалопилитовая, микролитовая, редко витрофи- ровая	5-20

Примечание. Петрографические разновидности базальтов выделены по соотношению вкрапленников и субфенокристаллов; во второй графе указан парагенезис: со знаком + постоянный, со знаком ± второстепенный

положить существование здесь северо-западного или субширотного скрытого своеобразного структурного барьера, играющего роль разлома глубокого заложения.

Все породы Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов по составу отвечают базальтам, среди которых выделяются меланократовые, лейкократовые и переходные между ними разности, отличающиеся по соотношению во вкрапленниках и основной массе темноцветных минералов (оливина и клинопироксена) и плагиоклаза. Петрографическая характеристика базальтов приведена в табл. 2. По количественно-минералогическому составу вкрапленников выделяется целая гамма разновидностей, где полюсными разностями являются оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты (типичные представители меланократовых базальтов) и мега-мезоплагиофировые (лейкократовые) базальты. Эти разновидности по петрографии аналогичны соответственно базальтам Северного и Южного прощывов 1975-1976 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976). Первая разновидность базальтов по объему среди пород арельной зоны имеет подчиненное значение и характеризуется постоянным присутствием во вкрапленниках (2-3%) и субфенокристаллах оливина и пироксена. Плагиоклаз встречается редко в виде единичных мелких кристаллов. Широко развиты мега- и мезоплагиофировые базальты, отличающиеся

своеобразной крупнопорфировой структурой, образованной крупными мегакристаллами — вкрапленниками плагиоклаза (0,5–3 см), содержание которых достигает 15–20% объема породы. Оливин среди вкрапленников встречается в виде единичных кристаллов, но постоянно присутствует среди субфенокристаллов и микролитов, причем всегда в подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Клинопироксен редок. Мега- и мезоплагиофировые лавы как петрографический тип выделены вслед за Б.И. Пийпом (1956), предложившим это название на основании особенностей структуры породы и размера вкрапленников. Между вышеописанными разновидностями базальтов существует целый ряд переходных разностей, где имеют место всевозможные вариации количественных соотношений минеральных фаз вкрапленников и микролитов и структурного облика.

Петрохимическая характеристика базальтов ареальной зоны дается на основе 119 анализов, из которых 35 были опубликованы ранее (Ермаков, Важеевская, 1973; Кирсанов, Пономарев, 1974). Химически проанализированы породы многих шлаковых конусов и связанных с ними лавовых потоков (в пределах всех возрастных комплексов, выделенных выше). Среди пород ареальной зоны отмечаются широкие вариации химического и петрографического состава, укладываемые в общем случае в один ряд от высокомагнезиальных умеренной щелочности базальтов (тип I) до субщелочных высокоглиноземистых (тип III) с существованием промежуточных разностей (типы II, IV) между ними (табл. 3)¹. Как видно из таблицы средних составов при незначительных изменениях кремнекислотности (49,8–50,8) существенные вариации наблюдаются в содержаниях MgO (10,1–4,8%), Al₂O₃ (13,9–17,4%), CaO (10,7–8,9%), а также суммы щелочей (3,5–5,3%) и K₂O (1–1,8%). Толбачинское извержение 1975–1976 гг. дало нам реальный материал, свидетельствующий о возможности одновременного автономного извержения контрастных по химическому составу типов базальтов, объединенных в то же время промежуточными разностями, составляющими, однако, минимальные количества (3–7%) в объеме извергнутого материала (Вольнец, Флеров и др., 1976б). Принимая во внимание, что эти два крайних типа прежде всего отличаются по содержанию MgO и Al₂O₃, мы, классифицируя ареальные базальты, используем соотношения этих окислов в качестве главного корреляционного критерия (рис. 2 и 3). На диаграмму MgO — Al₂O₃ (см. рис. 2) нанесены химические составы базальтов согласно их петрографическим разностям и отчасти их структурам. Несмотря на переходный характер химического состава выделяются два обособленных поля составом А и Б, разделенных хотя и минимальным, но все же заметным перерывом в интервале значений MgO/Al₂O₃ — 0,42–0,45. Поле А объединяет базальты магнезиального типа, поле Б — глиноземистого. Согласно исследованиям, проведенным по типизации всех четвертичных базальтов Камчатки (Вольнец и др., 1976а), магнезиальные базальты (поле А) соответствуют магнезиальным разностям известково-щелочного типа базальтов и отчасти субщелочного, глиноземистые — субщелочным глиноземистым (группа тефрито-базальтов) и отчасти глиноземистым известково-щелочного ряда. Поскольку при извержении 1975–1976 гг. мы воочию наблюдали излияние промежуточных по составу базальтов в каждом из прорывов (Вольнец, Флеров и др., 1976б), целесообразно выделение аналогичных разновидностей также внутри главных типов базальтов всей ареальной зоны (рис. 2, табл. 3). Среди магнезиальных базальтов (А) можно выделить: 1) группу собственно магнезиальных базальтов (I) — по существованию только оливин-пироксеновых разностей и внутри них подгруппу Ia, соответствующую по интервалу значений MgO и Al₂O₃ базальтам преобладающего типа Северного прорыва извержения 1975 г.; 2) группу магнезиальных базальтов промежуточного типа (II). Среди глиноземистых базальтов (Б) соответственно выделены группы: 1) высокоглиноземистых субщелочных базальтов (III), наиболее распространенных и сходных по составу с преобладающим типом пород Южного прорыва извержения 1975–1976 г.; 2) глиноземистых базальтов промежуточного состава (IV).

¹ В основу классификации главных типов базальтов положена классификация, предложенная О.Н. Вольнцом и его соавторами (1976а).

Таблица 3

Средние химические составы базальтов ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик, Толбачинской

Типы базальтов; количество определений (в скобках)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
А. Магнезиальные:	49,80	1,20	14,29	4,63
I. Собственно магнезиальные (15)				
Ia – типа Северного прорыва	49,68	1,12	13,90	4,29
1975 г. (6)				
Iб – базальты без подгруппы Ia (9)	49,88	1,25	14,55	4,86
II. Магнезиальные промежуточного типа (17)	50,54	1,37	14,86	3,63
Б. Глиноземистые:				
III. Глиноземистые субщелочные – типа Южного прорыва 1975 г. (49)	50,83	1,52	17,40	3,68**
IV. Глиноземистые промежуточного типа (17)	50,48	1,46	16,16	3,82
Базальты вулканов Острый и Плоский Толбачики (17) ****	50,00	1,30	17,80	3,40

Примечание. Количество определений: * – 5; ** – 47; *** – 6; **** – данные В.А. Ермакова

Приблизительные подсчеты объемов извергнутого базальтового вещества ареальной зоны (на данном этапе исследований) методом аналогии с извержениями Северного и Южного прорывов в 1975–1976 гг. и на основании реконструкции захороненных потоков дали соотношения, отраженные в табл. 1. По всем возрастным группам: типы III и IV составляют около 91% (52,8 км³), типы I и II в близких соотношениях – 5% (3,2 км³) и 4% (2,4 км³) соответственно; тип IV развит незначительно. За период от начала II возрастного комплекса (первое появление магнезиальных базальтов) по настоящее время с учетом только Южной зоны соотношения объемов базальтов различных типов иное: типы III + IV – 51% (5,8 км³), тип I и II – 28% (3,2 км³) и 21% (2,4 км³) соответственно.

На рис. 2 можно видеть определенную зависимость петрографического состава пород в группах от их химического состава. Оливин в качестве ведущего минерала присутствует в породах всех групп. В то же время отчетливо намечается прямая корреляция между отношением MgO/Al₂O₃ и соотношением Pх/Pl по мере смены химизма пород к высокоглиноземистым субщелочным разностям: пироксен является как бы индикатором химического состава породы.

Наблюдаются отличия и в степени кристалличности пород (по вкрапленникам). Для собственно магнезиальных оливин-пироксеновых базальтов группы I, независимо от их фациальной принадлежности, типичны субафировые и афировые структуры, в то время как глиноземистые субщелочные (тефрито-базальты) преимущественно представлены мегаплагиофировыми лавами; афировые и субафировые их разновидности (с единичными мегакристаллами плагиоклаза) обычно встречаются в лавовых прослоях шлаковых конусов и в бомбах. Для базальтов промежуточных групп (II и IV) при той же закономерности распределения структурных разновидностей по фациям (преобладание порфировых структур в потоках) характерны субафировые разности (как с редкими мегакристаллами плагиоклаза, так и без них) и в меньшей степени – крупнопорфировые оливин-пироксен-плагиоклазовые породы с мегаплагиофировым структурным обликом. Последние слагают лавовые потоки, подчас парагенетически связанные с крупными шлаковыми конусами, сложенными оливин-пироксеновыми субафировыми разностями. Они образуют выжимки в пределах построек шлаковых конусов, а также встречены в дайке у подножия горы Алайд (см. ниже, рис. 5).

Описанный характер неоднородности структур вулканических пород в различных формах их проявления отмечался и ранее рядом исследователей, изучавших

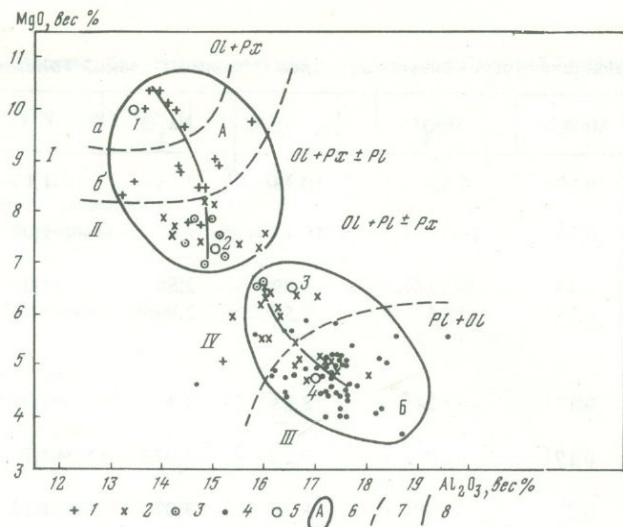
региональной зоны шлаковых конусов, вулканов Острый и Плоский Толбачики

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
	6,05	0,19	9,43	10,28	2,58	1,17	0,32
	5,92	0,20	10,12	10,73	2,43	1,05	0,32*
	5,62	0,18	8,97	9,99	2,68	1,24	0,32
	7,28	0,18	7,64	9,56	2,84	1,48	0,41
	6,53**	0,17	4,81	8,88	3,44	1,84	0,47**
	6,89	0,19	6,10	9,22	3,07	1,70	0,39
	6,31	0,21	5,38	8,70	3,07	1,12	0,24***

базальтовые вулканические комплексы доисторического этапа (Важеевская, 1976; Сирин, 1968; и др.); современные извержения пород наблюдаются также в связи с динамикой активных извержений. В частности, при извержении Олимпийского побочного прорыва вулкана Алаид в 1972 г. первый ювенильный материал был представлен базальтами субафирового облика; по мере излияния порций потока кристалличность пород последовательно возрастала (Авдейко и др., 1974; Дрознин, Философова, 1976). Анализируя все эти закономерности, можно считать, что отличия в кристалличности продуктов извержения (в частности, в их порфиоровом строении) обусловлены разной скоростью остывания расплава, кристаллизующегося в условиях различных градиентов температур. Естественно, более высокие градиенты температур существуют в условиях эксплозий (при незначительной задержке расплава в кратере) и извержений, связанных с более скоростной подачей расплава к поверхности и с большей его температурой. В то же время градиенты температур снижаются при спокойной подаче магматического материала в изливающих потоках, экструзивных куполах, выжимках. Тем самым состав и количество вкрапленников в породах извержения отражают собой закалку кристаллизующегося расплава определенных ступеней системы ликвидус — солидус. Соответственно мы имеем возможность наблюдать структурные ряды пород от афировых до густопорфировых, серийно-порфировые до порфировых.

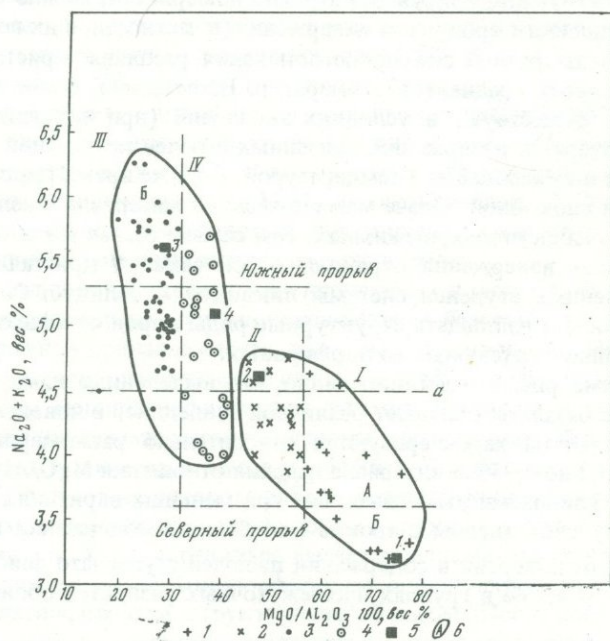
На диаграмме рис. 3 отчетливо видно, что выделенные нами глиноземистые и магнезиальные базальты обладают различной тенденцией в поведении щелочей. Магнезиальные базальты характеризуются относительно равномерным возрастанием щелочей — от 3,2 до 4,75% в интервале падения отношения MgO/Al_2O_3 от 76 до 45, в то время как глиноземистым базальтам при меньших вариациях отношения MgO/Al_2O_3 (45—30) свойственны широкие колебания в содержании щелочей (от 4 до 6,3%). При этом инверсия в содержании щелочей ступенчато фиксируется в интервале значений 4—4,75% в группах промежуточных разностей обоих типов базальтов (А и Б).

Аналогично ступенчатый, а не линейный характер эволюции химических составов двух типов базальтов наблюдается и на диаграмме $MgO-Al_2O_3$ (см. рис. 2) в области промежуточных составов базальтов магнезиального типа. Для ряда пород нарушается общая линейная зависимость количественных соотношений MgO и Al_2O_3 при сохранении общей тенденции к постепенному уменьшению относительного содержания MgO ; изменения в содержаниях Al_2O_3 незначительные. В то же время



Р и с. 2. Соотношение $MgO-Al_2O_3$ в базальтах Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

1 — оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты; 2 — оливин-пироксен-плагноклазовые, оливин-плагноклазовые базальты субафировой, афировой структур, иногда с редкими мегакристаллами плагноклаза; 3 — оливин-пироксен-плагноклазовые базальты мегали и мезоплагнофиорового облика; 4 — мега- и мезоплагнофиоровые базальты (оливин-плагноклазовые); 5 — средний состав базальтов извержения 1975–1976 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976): преобладающий тип Северного прорыва (1), промежуточный тип Северного прорыва (2), преобладающий тип Южного прорыва (3), промежуточный тип Южного прорыва (4); 6 — поля базальтов Толбачинской аральной зоны разного состава: А — магнезиальные базальты, Б — глиноземистые; 7 — границы раздела базальтов разного состава; 8 — линии эволюции состава базальтов. I–IV типы базальтов, табл. 3



Р и с. 3. Соотношения щелочности–магнезиальности в базальтах Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

1 — собственно магнезиальные базальты (тип I); 2 — магнезиальные базальты промежуточного типа (тип II); 3 — высокоглиноземистые субщелочные базальты (тип III); 4 — глиноземистые базальты промежуточного типа (тип IV); 5–6 — см. условные обозначения 5, 6 на рис. 2; а — граница раздела базальтов субщелочных и умеренной щелочности по О.Н. Вольнцу и др. (1976)

для этой группы пород наблюдается повышение общей щелочности (см. рис. 3, тип II).

Наличие двух различных эволюционных рядов среди пород ареальной зоны, соответствующих магнезиальным (А) и глиноземистым (Б) базальтам, свидетельствует в пользу существования двух самостоятельных серий пород (расплавов), химическая эволюция которых обязана прежде всего специфике исходной для каждой серии магмы. Вариации щелочности расплавов, несомненно, большие при эволюции глиноземистых расплавов.

Установленные неоднородность и контрастность вещественного состава базальтов ареальной зоны, как показывают геологические исследования (см. рис. 1), периодически повторяются в ее геологической истории (рис. 4, I—IV). Нанесенный на диаграмму рис. 4 состав пород стратовулканов Острый и Плоский Толбачики, взятый из работы В.А. Ермакова и А.А. Важеевской (1973), образует более широкое поле и отвечает составу глиноземистых (известково-щелочных) базальтов умеренной щелочности. Они заметно отличаются от соответствующего типа ареальной зоны прежде всего более низким содержанием щелочей, в особенности K_2O и в меньшей степени повышенной глиноземистостью (см. рис. 4 и табл. 3). Таким образом прямого наследования составов базальтов центральных построек базальтами ареальной зоны не наблюдается.

Если для раннего возрастного комплекса (рис. 4, I) нехарактерны извержения собственно магнезиальных базальтов, то в дальнейшем во всех возрастных циклах, включая современный, мы наблюдаем проявление всех петрохимических типов в различных их соотношениях. При этом различные петрохимические разновидности встречаются как в масштабе одного извержения, так и в извержениях, близких по времени, а подчас и тесно связанных пространственно. Основываясь на геологическом материале, раскрывающем характер пространственной и временной связи извержений базальтов различного типа, можно выделить три типа извержений.

1. Автономные извержения типичных крайних петрохимических типов базальтов (типы I и III) — собственно магнезиальных (оливиновых толеитов) и субщелочных глиноземистых (тефрито-базальтов), характеризующихся самостоятельными центрами извержения. Базальты промежуточных разновидностей в этом типе извержений хотя и наблюдаются, но отражают лишь определенную временную стадию извержения и имеют явно подчиненное значение в объеме извергнутого материала. Примером тому служит извержение 1975—1976 гг. (Северный и Южный прорывы), прорыв 1941 г., конус Красный и многие другие извержения глиноземистых базальтов ареальной зоны. Одним из таких постоянно действующих вулканических центров, периодически извергающих вплоть до настоящего времени мегаплагиофировые глиноземистые базальты, является вершинный кратер вулкана Плоский Толбачик (Кирсанов, Пономарев, 1974), посткальдерная жизнь которого парагенетически связана с ареальным вулканизмом. Извержения этого типа базальтов проявлялись как независимо, так и синхронно с извержениями магнезиальных базальтов при прорывах в 1941 и 1975 гг.

2. Извержения базальтов промежуточного типа с существенным преобладанием магнезиальных плагиоклаз-оливин-пироксеновых базальтов типа II из самостоятельного эруптивного центра, пространственно не связанного с центрами вышеописанного типа I. По характеру извержения они стоят ближе к глиноземистым типам базальтов. Этот тип извержений характеризует мощные извержения горы Каменистой и распространен в различной степени по всей ареальной зоне. На изученной нами площади самостоятельные извержения глиноземистых базальтов промежуточного типа встречены лишь в связи с извержением конуса Кругленького.

3. Сложный тип извержений, характеризующийся тесной парагенетической и пространственной связью выделенных петрохимических типов базальтов (собственно магнезиальных, глиноземистых субщелочных, промежуточных). Вулканические центры (шлаковые конусы, трещины излияния, лавовые куполы), извергающие различного состава базальты, пространственно сближены, в ряде случаев наследуются. В ареальной зоне, к юго-западу от вулкана Плоский Толбачик (см. рис. 1), этот тип извержения проявился мощными вулканическими комплексами, включающими

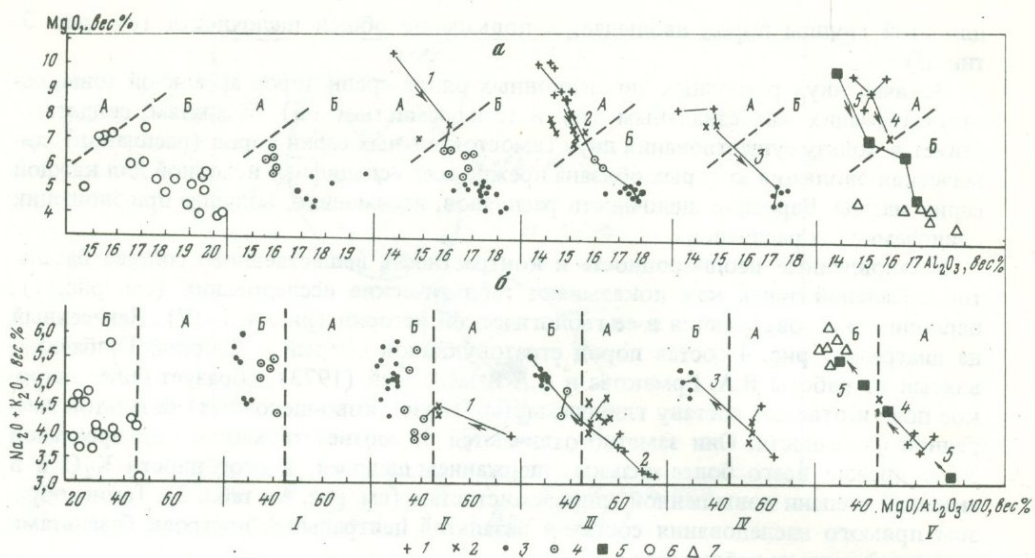
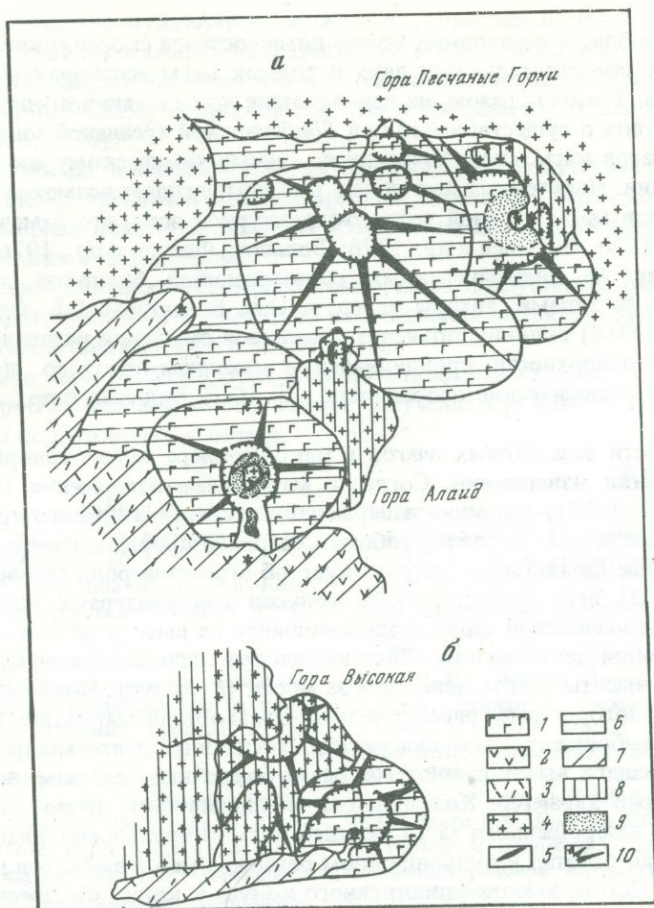


Рис. 4. Диаграммы соотношения $MgO-Al_2O_3$ (а) и $Na_2O + K_2O - MgO/Al_2O_3$ (б) в базальтах возрастных комплексов Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов и стратовулканов Острый и Плоский Толбачики

Базальты Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов: 1-5 — эти условные обозначения см. на рис. 3 (1-5); 6 — базальты стратовулканов Острый и Плоский Толбачики; 7 — базальты посткальдерных извержений вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик. Сплошной линией соединены составы базальтов вулканических комплексов единого извержения: горы 1004 (1), горы Алаид-Песчаных горок (2), горы Высокой (3), прорыва 1941 г. (4), извержения 1975-1976 гг. (5). Стрелки показывают направление эволюции состава базальтов. Пунктирная линия — граница раздела базальтов разного состава: магниезиальных (А) и глиноземистых (Б). I-V — возрастные комплексы

ми крупные шлаковые конусы: Песчаные горки — гора Алаид, представляющими собой одно извержение, гора Высокая, гора 1004. Изучение крупных шлаковых конусов показало, что они имеют сложное полицентрическое строение и характеризуются дваактным развитием (рис. 5). При этом породы шлаковых конусов и связанных с ними лавовых потоков отражают общую петрохимическую закономерность изменения состава пород от магниезиальных базальтов до высокоглиноземистых субщелочных (см. рис. 4). Первый этап извержений образовал мощные шлаковые и лавовые потоки базальтов, большей частью захороненные последующими лавовыми излияниями собственно магниезиального типа (тип I) для горы Алаид, горы Высокой, Песчаные горки, горы 1004. На участке горы 1004, как можно восстановить в настоящее время, извержение закончилось магниезиальными базальтами промежуточного типа (тип II). Последующий этап извержения в комплексах горы Алаид — Песчаные горки и горы Высокой ознаменовался появлением базальтов промежуточного типа (тип II, менее — тип IV) и завершился извержениями мегаплагиофировых глиноземистых базальтов (тип III). Базальты этого этапа дают площадные излияния лавовых потоков из трещин и куполов у подножия конусов, а также образуют структуры типа Сомма-Везувий в кратере конусов I этапа и экстрезивные выжимки, дайки и трещинные излияния на их склонах (см. рис. 5, а). В свою очередь эти вулканчики, центрично вложенные в кратеры, могут давать лавовые потоки: восточный конус Песчаных горок, юго-восточный конус горы Высокой (рис. 5, а, б). Мощные извержения субщелочных глиноземистых базальтов (тип III) завершающего этапа особенно характерны для вулканического комплекса горы Высокой, где они проявились в образовании шлакового конуса, эксцентрично расположенного на конусе предыдущего этапа, и серии лавовых потоков, излившихся на значительную площадь (см. рис. 5, б).

Полученный нами материал по геологии, петрохимии и объемам продуктов извержений в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов свидетельствует о



Р и с. 5. Геолого-петрографическая схема вулканических комплексов горы Алайд – Песчаных Горок (а) и горы Высокой (б)

1 – оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты; 2 – оливин-пироксен-плаггиоклазовые, оливин-плаггиоклазовые базальты субафировой, афировой, мегаплаггиолигофировой структур; 3 – оливин-пироксен-плаггиоклазовые базальты мега- и мезоплаггиолигофировой облика; 4 – мега- и мезоплаггиолигофировые базальты (оливин-плаггиоклазовые); 5 – дайка мегаплаггиолигофировых базальтов; 6–8 – петрохимические типы базальтов; 6 – собственно магнезиальные, 7 – магнезиальные промежуточного типа; 8 – глиноземистые субщелочные; 9 – ареал разброса бомб глиноземистых субщелочных базальтов; 10 – шлаковые конусы

том, что различия в химическом составе базальтов довольно трудно объяснимы с позиций кристаллизационной дифференциации, которой А.Н. Сирин и К.М. Тимербаева (1971) придавали ведущую роль, и магматической дифференциации в жидком состоянии единой базальтовой магмы в вулканическом канале или очаге¹. Этому противоречат: тенденция изменения химического состава базальтов в процессе извержений от магнезиальных к глиноземистым, завершающаяся глиноземистыми субщелочными базальтами и закономерно повторяющаяся в вулканических комплексах различных возрастных групп; парагенезис контрастных петрохимических типов базальтов, также повторяющийся периодически в геологической истории ареальной зоны; субафировый и афировый облик пород, типичный для базальтов магнезиального типа и в ряде случаев наблюдающийся в бомбах глиноземистых базальтов.

В то же время обособленность полей химических составов пород на петрохимических диаграммах, различная эволюция их внутри серий и наличие инверсион-

¹ Подробнее о роли процессов дифференциации в генезисе этих типов расплавов см. в статье "Петро-геохимические особенности" (О.Н. Вольнец и др., см. ст. в наст. сборнике).

ной ступени в области переходных между ними составов скорее свидетельствуют об относительной самостоятельности двух исходных магм магнезиального и глиноземистого типов. Таким образом, на данном этапе исследований представляется возможным говорить о существовании под Толбачинской ареальной зоной двух разноглубинных очагов магм, специфических по своему химическому составу и направлению эволюции. Полученный вывод еще раз подтверждает возможность генерации этих двух типов магм в одной геолого-структурной зоне, что отмечалось и ранее (Важеевская, 1976; Вольнец и др., 1976; Вольнец, Флеров и др., 1976б).

Образование же многочисленных разновидностей базальтов, объединенных промежуточными типами, авторы вслед за О.Н. Вольнцом, Г.Б. Флеровым и их соавторами (1976б) склонны объяснять гипотезой смещения расплавов в процессе их подъема к поверхности, принципиальный механизм которого предлагается в статье "Петро-геохимические особенности..." (О.Н. Вольнец и др., см. ст. в наст. сборнике).

О глубинности базальтовых очагов в какой-то мере можно говорить исходя из данных динамики извержений. Согласно материалам извержения 1975–1976 гг. (Федотов и др., 1976), динамика извержений Северного и Южного прорывов была существенно различной. Характер работы Северного прорыва, извергающего высокомагнезиальные базальты, свидетельствует об огромной роли газовой фазы в его деятельности. За весь период работы конусов над кратерами постоянно стоял огненный газовой столб, поднимавшийся на высоту до 8–12 км. В результате эксплозивной деятельности образовались три шлаковых конуса, один из которых достиг высоты 330 м менее чем за месяц (I конус). Коэффициент эксплозивности Северного прорыва равен 90% при общем объеме магматического материала 1,44 км³, выброшенного за два месяца. Эруптивная деятельность Южного прорыва, извергающего высокоглиноземистые субщелочные базальты, носила спокойный эффузивный характер. Коэффициент эксплозивности не превышал 10% при общем объеме выброшенного за 15 месяцев магматического материала около 0,8–0,9 км³. Вулкан работал в пульсационном режиме, высота выбросов пирокластики была порядка 200 м, высота единственного конуса к концу извержения составила 180 м. Расход магматического вещества в Северном прорыве составлял 130 м³/сек, в Южном – в 3 раза меньше (Федотов, 1976).

Описанные особенности динамики извержений соответствующих типов магм являются закономерными и характерны для вулканизма всей Толбачинской ареальной зоны. Действительно, наиболее мощные шлаковые конусы сложены оливинпироксеновыми собственно магнезиальными базальтами типа Северного прорыва. В то же время глиноземистые базальты и магнезиальные базальты промежуточного типа образуют небольшие конусы, а шлаковые конусы II этапа сложного типа извержений (тип III, Песчаные горки – гора Алаид), центрично вложенные в кратеры вулканической постройки I этапа, формируются, не разрушая ее целостности, и ареал разброса бомб не выходит за пределы кратера (см. рис. 5, б). Одним из показателей мощи извержений магнезиальных базальтов, на что в свое время обратил внимание С.А. Федотов, является образование в процессе извержения под действием высокоскоростных газовых струй, хорошо отшлифованных округлых и шарообразных бомб, подчас с включениями инородного материала.

Несомненно, главным энергетическим фактором магмы и ее движущей силой является содержащийся в ней газ. Таким образом, учитывая описанные выше динамические характеристики извержений различных типов базальтов, можно говорить о большей энергоемкости магмы собственно магнезиального типа сравнительно со субщелочной высокоглиноземистой и как следствие этого в какой-то степени – о большей глубине ее очага. Мощные извержения более энергоемких магнезиальных базальтов как бы провоцируют последующие извержения менее энергоемких глиноземистых субщелочных базальтов, поднимающихся, по-видимому, с относительно меньших глубин.

На основе расчетов расхода магмы в дайке при трещинном базальтовом извержении к такому же выводу еще ранее пришел С.А. Федотов (1976), который считал, что магмы крупных вулканов (в данном случае магнезиальных шлаковых кону-

сов) полей ареального вулканизма должны подниматься из более глубоких очагов. О разноглубинности очагов магнезиальных и глиноземистых субщелочных базальтов косвенно свидетельствуют данные сейсмической обстановки, предшествующей Северному и Южному прорывам Большого трещинного Толбачинского извержения (Федотов, 1976).

В соответствии со сказанным становятся понятными отсутствие в раннем возрастном комплексе ареальной зоны извержений собственно магнезиальных базальтов и закономерная последовательность извержений двух типов магм, тесно сближенных во времени и пространстве.

Предложенный механизм поступления магм из разноглубинных очагов не исключает, а, наоборот, повышает вероятность наследования магмоподводящих каналов, что способствует возможности смещения магм.

В заключение авторы благодарят чл.-корреспондента АН СССР С.А. Федотова и ст. научн. сотр. О.Н. Волицца за обсуждение полученных результатов и редактирование статьи при подготовке ее к печати.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. и др. Извержение вулкана Алай в 1972 г. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 64–80.
- Важеевская А.А. Два типа базальтов на Камчатке. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 127–134.
- Волицец О.Н., Ермаков В.А. и др. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. станций, 1976а, № 52, с. 115–126.
- Волицец О.Н., Флеров Г.Б. и др. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 года. — Докл. АН СССР, 1976б., т. 228, № 6, с. 1413–1422.
- Дроздин В.А., Философова Т.Н. Термодинамическая информативность кристалличности продуктов извержения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 447–450.
- Ермаков В.А. Мегаплагифирированные лавы — аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, стр. 56–72.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачики. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 43–54.
- Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А. Плотностные и геоэлектрические неоднородности земной коры и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Труды IV Всес. вулканол. совещания. М., "Наука", 1977, с. 136–144.
- Курсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 53–63.
- Пийп Б.И. Новый побочный кратер вулкана Толбачик. — Бюл. вулканол. станции на Камчатке, 1946, № 13, с. 19–21.
- Пийп Б.И. Вулкан Плоский Толбачик. — Бюл. вулканол. станции на Камчатке, 1946, № 12, с. 70–73.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка, ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, № 11, 310 с.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970, 104 с.
- Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., "Наука", 1968, 196 с.
- Сирин А.Н., Тимербаева К.М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 147–150.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5–23.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975, Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД
БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1975—1976 гг.
В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Изучено распределение главных (Si, Al, Mg, Ca, Fe, Ti, Na, K, P) и редких (Rb, Li, F, B, Be, Ag, Nb, Ta, Zr, Hf, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Sn, Ga, Mo, Mn, Sc, As, Ge, Y, La, Ce, Na, Yb) элементов в породах извержения. Степень детальности проведенных исследований, а также точность использованных методик для разных элементов неодинаковы. Наиболее детальные данные получены для главных элементов, а также для Rb, Li, F, B, Be, P, Ti, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Sn, Ga; данные по остальным элементам пока лишь предварительные. Содержания главных элементов определялись с помощью обычных методов полного силикатного анализа пород в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. В Институте геохимии СО АН СССР им. А.П. Виноградова были определены содержания Na, K, Pb, Li (методом фотометрии пламени), F, B, Be, Ag (количественным спектральным методом по специальным методикам, разработанным для F, B, Be Л.Л. Петровым, а для Ag — В.А. Легейдо), Ba, Sr, La, Ce, Nd, Y, Yb (количественным рентгено-спектральным методом), Sr, Mg, Ca, Al (методом атомной абсорбции на приборе Perkin-Elmer—403), Nb, Ta, Zr, Hf (спектрохимическим методом). Содержания Ni, Co, Cr, V, Ga, Pb, Zn, Cu, Sn определялись в лаборатории физико-химических методов исследования Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР количественным спектральным методом. Предварительные данные о содержаниях Ni, Co, Cr, V, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Sc, Ga, Ge, Y, Zr, P, Ti, Mn, B, Nb получены с помощью уточненного полуквантитативного спектрального анализа в лаборатории Геохимической экспедиции Центрального геофизического треста (г. Александров). Там же по специальной методике количественного спектрального анализа определялись содержания As, Sb. Кроме того, в Институте Геохимии СО АН СССР выполнены два определения изотопного состава Sr из базальтов извержения.

Прежде всего необходимо напомнить некоторые, уже изложенные ранее (Волынец и др., 1976б) сведения о петрохимических особенностях твердых вулканических продуктов извержения. Как отмечалось, все породы извержения отвечают по составу базальтам. И хотя по классификации С.Г. Йодера и К.Э. Тилли (1965) все они относятся к одной группе — группе оливиновых толеитов (так как содержат нормативные оливин и гиперстен), базальты Северного и Южного прорывов сильно отличаются по содержанию Al_2O_3 , MgO, CaO, K_2O , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2 . При этом содержания MgO и CaO более высокие в базальтах Северного прорыва, а остальных перечисленных компонентов — в базальтах Южного прорыва (табл. 1, рис. 1). Разница в содержании кремнезема и окислов железа в породах обоих прорывов незначительна (0,6—0,7%), причем, и того и другого чуть больше в породах Южного прорыва. Вследствие резкого уменьшения содержания Mg в породах Южного прорыва по сравнению с породами Северного прорыва железистость первых много выше, чем железистость вторых (50—60 ат. %, против 30—40%). Степень окисленности железа в базальтах обоих прорывов близка (25—35 ат. % для подавляющего большинства пород).

Резко отличающиеся по составу базальты Северного и Южного прорывов объединяются в ходе извержения проявлением базальтов промежуточного состава (см. рис. 1). Появление последних приурочено преимущественно к концу Северного и началу Южного прорывов и происходит в течение весьма ограниченного интервала времени. Состав базальтов Северного прорыва начинает изменяться лишь за неделю до конца его деятельности (при общей продолжительности Северного прорыва в 10 недель). Состав базальтов Южного прорыва (при общей его продолжительности почти в 15 месяцев) также интенсивно изменяется только в первую неделю извер-

Таблица 1

Средние химические составы базальтов Толбачинского извержения 1975–76 гг.

Оксиды	Северный прорыв		Южный прорыв		
	Преобладающий тип лав (6. VII. 75–10. IX. 75)	Промежуточные лавы конца Северного прорыва (11. IX. 75–15. IX. 75)	Промежуточные лавы первых дней Южного прорыва (18. IX. 75–24. IX. 75)	Промежуточные лавы начала извержения (25. IX. 75–30. XI. 75)	Преобладающий тип лав (1. XII. 75–9. XII. 76)
SiO ₂	49,76 49,18–50,91	50,02 49,46–50,74	50,30 49,58–50,76	50,90 50,20–51,46	50,69 49,72–51,88
TiO ₂	1,02 0,83–1,10	1,30 1,10–1,59	1,51 1,31–1,78	1,70 1,45–1,85	1,66 1,30–1,95
Al ₂ O ₃	13,48 12,10–14,22	15,32 13,83–16,35	16,62 16,02–17,07	16,83 16,12–17,30	17,10 15,91–18,60
Fe ₂ O ₃	3,06 2,08–4,86	3,47 2,22–4,87	3,14 2,03–5,09	3,42 2,74–4,46	3,55 1,49–6,01
FeO	6,99 5,48–8,19	6,88 5,72–7,47	6,95 5,11–7,61	7,05 5,82–7,56	6,99 4,78–8,79
MnO	0,16 сл. – 0,21	0,17 0,15–0,18	0,18 0,13–0,20	0,17 0,17–0,21	0,17 0,08–0,22
MgO	9,88 9,21–10,66	7,69 6,21–8,83	6,44 5,74–6,95	5,39 4,42–6,26	4,87 3,83–5,83
CaO	11,60 10,46–12,34	9,83 9,12–10,53	9,20 8,67–9,75	8,74 8,06–9,17	8,65 7,84–9,42
Na ₂ O	2,44 2,18–2,75	3,14 2,83–3,96	3,30 3,09–3,52	3,36 3,21–3,72	3,60 3,24–3,97
K ₂ O	1,03 0,84–1,44	1,62 1,36–1,89	1,83 1,75–2,02	1,99 1,85–2,19	2,10 1,88–2,40
P ₂ O ₅	0,25 0,16–0,37	0,35 0,27–0,40	0,40 0,20–0,52	0,40 0,13–0,57	0,53 0,42–0,68
H ₂ O ⁺	0,13 0,00–0,68	0,09 0,00–0,43	0,02 0,00–0,19	0,06 0,00–0,20	0,06 0,00–0,39
H ₂ O [–]	0,18 0,00–0,34	0,11 0,00–31	0,19 0,00–0,34	0,25 0,00–0,50	0,11 0,00–0,46
n	21	11	8	14	85

Примечание: n – количество анализов для подсчета среднего. В числителе – средние содержания базальтов, в знаменателе – вариации содержаний в отдельных пробах.

жения, хотя потом еще в течение двух месяцев происходит постепенное выравнивание состава. Следует напомнить также, что объемы базальтов промежуточного состава невелики и составляют в общем 5–10% от объема пород каждого прорыва.

Согласно предложенной ранее схеме классификации четвертичных базальтов Камчатки (Вольнец и др., 1976, а), базальты Северного прорыва следует отнести к

Р и с. 1. Вариации химического состава пород в ходе извержения

1 — лавы, бомбы; 2 — пеплы; 3 — шлаки вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик; 4 — перерыв во времени извержения Северного и Южного прорывов. Черный кружок с точкой — данные, полученные методом атомной абсорбции, остальные обозначения — результаты валового силикатного анализа

магнезиальному типу с умеренной щелочностью, а базальты Южного прорыва — к глиноземистому субщелочному типу. По соотношению MgO с величиной Al_2O_3/SiO_2 базальты Северного прорыва близки к Гавайским толеитам, а базальты Южного прорыва — к Гавайским щелочным базальтам (рис. 2), хотя по содержанию щелочей, титана, величине K/Na отношения и ряду других признаков отличия пород Толбачинского извержения от Гавайских лав существенны. Средний состав промежуточных базальтов не отвечает какому-либо из рассчитанных средних типов базальтов Камчатки, однако весьма сходен со средним составом соответствующего типа базальтов Толбачинской ареальной зоны (см. статью Г.Б. Флерова, Г.Е. Бого-явленской в настоящем сборнике).

Содержание редких и рассеянных элементов в базальтах Северного и Южного прорывов существенно различается в соответствии с отличиями в содержаниях главных петрогенных элементов (табл. 2, 3). При этом средние содержания редких элементов в различных типах базальтов извержения сходны с таковыми для соответствующих средних петрохимических типов базальтов Камчатки (Пополитов и др., 1976, а; Леонова, Кирсанов, 1974; Леонова, Огородов, 1975; Леонова и др., 1974).

Как видно из табл. 2 и 3, отмеченные ранее рядом авторов региональные особенности вулканитов Камчатки (Леонова, Кирсанов, 1974; Леонова и др., 1974; Пополитов и др., 1976, б) — повышенное по сравнению с кларком содержание В (в 5–10 раз), пониженное — Nb (в 3–5 раз) и Ti (в 1,3–2 раза) — наблюдаются и для пород извержения. Вместе с тем впервые выполненные для камчатских базальтов количественные определения As и Sb показали также повышенные относительно кларкового (Turekian, Wedepohl, 1961) концентрации этих элементов (в 2–5 раз)¹.

По сравнению с преобладающим типом базальтов Камчатки — глиноземистыми базальтами умеренной щелочности (или базальтами известково-щелочной серии по другой терминологии) базальты Северного прорыва отличаются повышенными содержаниями Mg, Cr, Ni, Ag, В, в меньшей степени — Cu, Be, Nb, Ta при сходных содержаниях Ca, Fe, Ti, Sr, P, Mn, Co, La, Ce, Nd, Y, Yb и несколько пониженных содержаниях Al, Na, K, Rb, Li, Ba, F, Pb, Sn, Mo, Zn, V.

Базальты Южного прорыва отличаются от этого преобладающего типа базальтов повышенными содержаниями Na, K, Rb, Ti, P, В, Be, Cu, Nb, La, Ce, Nd, Y, Yb, несколько пониженным содержанием Mg, Ca, Zn, V, Co при сходных содержаниях остальных элементов.

По величине относительного изменения содержаний главных и редких элементов (n) в базальтах Южного прорыва по сравнению с базальтами Северного прорыва выделяются следующие группы элементов: $n > 3$ Hf, Rb; Zr, La; $n = 2-3$ — K, P, Pb, Ba, Nd, Be; $n = 1,5-2,0$ — Ti, В Mo, Nb, Y, Yb; $n = 1,25-1,50$ — Na, Al, Li, Ga, F; $n = 1,10-1,25$ — Cu, Mn, Sb, Ge; $n = 1,1-0,9$ — Si, Fe, Sn, Sr, Ta; $n = 0,8-0,9$ — Sc, V; $n = 0,7-0,8$ — Ca, Zn, Co; $n = 0,5-0,7$ Mg; $n < 0,5$ — Cr, Ni.

Как следует из изложенного, базальты Южного прорыва по сравнению с базальтами Северного прорыва отличаются более высокими концентрациями почти всех изученных редких и рассеянных элементов (особенно элементов, геохимическая история которых в той или иной мере связана с геохимической историей K—Rb, P, Ba, Pb) и, следовательно имеют заметно более высокий коэффициент накопления (Шоу, 1969). Лишь небольшая группа элементов, характерная для высокомагнезиальных типов пород (Cr, Ni, Co), а также Sc, V и Zn, концентрируется (вместе с Mg и Ca) преимущественно в базальтах Северного прорыва.

¹ Имеющиеся в распоряжении авторов данные о содержании Sb в средних-кислых четвертичных лавах Камчатки, полученные независимо методом нейтронно-активационного анализа, также выше кларковых в 5–10 раз.

Таблица 2

Содержание микроэлементов в базальтах Толбачинского извержения по данным уточненного полук количественного анализа

Элементы	Северный прорыв		Южный прорыв			Голоценовые
	Преобладающая масса пород 6. VII, - 10. IX. 75 (43)	Промежуточные разности 11. IX. - 15. IX. 75 (12)	Промежуточные разности 18-24. IX. 75 (31)	Промежуточные разности 24. IX-31. XI. 75 (27)	Преобладающая масса пород 1. XII. 75-9. XII. 76 (55)	Мегаплагиофировые лавы Толбачинской зоны шлаковых конусов (9)
1	2	3	4	5	6	7
Cu	160 50-300	160 120-300	230 100-400	210 100-400	340 150-500	200 100-400
Zn	230 80-800	170 120-250	210 100-400	200 120-300	270 200-600	180 120-250
Pb	2,5 2,0-3,0	4 2,0-6,0	5 2,0-10,0	4,5 4,0-20	7 4,0-15,0	7 3,0-15,0
Ni	55 20,0-100,0	40 30,0-80,0	40 20,0-80,0	35 20,0-50,0	35 20,0-60,0	30 20,0-40,0
Co	25 8,0-50,0	20 12,0-40,0	20 10,0-40,0	20 12,0-30,0	23 12,0-40,0	20 8,0-30,0
Cr	390 150-1000	300 200-400	270 120-500	210 150-400	160 100-300	130 60-250
V	230 80-400	220 150-300	280 120-500	260 200-400	260 200-600	250 200-500
Mo	0,5 0,3-0,8	0,6 0,4-1,0	0,7 0,3-2,0	0,9 0,6-1,5	1,0 0,6-1,5	1,0 0,3-1,5
Ag	-	0,08 0,08-0,08	0,07 0-0,1	0,05 0-0,4	0,08 0,08-0,6	0,08 0-0,12
Mn	1100 100-1500	950 600-1200	950 500-1500	950 600-1200	1300 1000-1500	950 600-1000
As	5 2,0-15	4 3,0-8,0	4 3,0-6,0	5 3,0-15,0	5 3,0-20,0	3 2,0-4,0
Sb	0,4 0,0-3,0	1,7 0,0-8,0	1,4 0,0-6,0	2,3 0,0-5,0	1,5 0,0-6,0	1,2 0,0-4,0
Sn	1,5 0,0-3,0	1,7 1,0-4,0	1,1 0,0-5,0	1,3 1,0-3,0	2,6 2,0-5,0	2,0 1,0-5,0
Sc	9 0,0-12,0	10 8,0-12,0	8 0-12,0	10 8,0-12,0	8 8,0-10,0	8 8,0-10,0
Ti	1700 500-8000	2100 500-3000	1900 1000-4000	1900 1500-5000	3900 40-6000	2800 2000-5000
Nb	0,02 0,0-8,0	2 0,0-8,0	0,5 0,0-8,0	1,2 0,0-8,0	2,2 0,0-8,0	1,0 0,0-8,0

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Y	8 8,0-10,0	10 8,0-12,0	9 8,0-10,0	9 8,0-15,0	10 8,0-12,0	9,0 8,0-12,0
Zr	70 50-80	75 60-100	70 50-100	70 50-80	80 50-100	75 60-100
P	1400 600-2000	2700 300-4000	3700 1000-6000	3100 2500-6000	5400 2000-8000	3200 2000-5000
Ge	1,0 0,0-2,0	0,9 0,8-1,0	1,1 0,0-2,0	0,8 0,0-2,0	1,3 1,0-2,0	0,8 0,0-1,2
Ga	11 6,0-15,0	12 8,0-20,0	14 8,0-25,0	11 6,0-20,0	19 12,0-30,0	9 6,0-20,0
B	25 12,0-30,0	30 15,0-40,0	30 15,0-60,0	25 20,0-50,0	60 30,0-100,0	35 20,0-50,0

Примечание. Цифры в скобках — количество анализов; содержания элементов в г/т. В числителе — средние содержания микроэлементов, в знаменателе — от минимальных до максимальных.

Таблица 3

Содержание малых и редких элементов в базальтах Толбачинского извержения

Элементы	Северный прорыв		Южный прорыв		
	Преобладающий тип лав (7. VII, 75-10. IX, 75)	Промежуточные лавы конца извержения (11. IX, 75-15. IX, 75)	Промежуточные лавы первых дней извержения (18. IX, 75-24. IX, 75)	Промежуточные лавы начала извержения (25. IX, 75-30. XI, 75)	Преобладающий тип лав (1. XII, 75-9. XII, 75)
1	2	3	4	5	6
Na	1,87 (68) 1,62-2,18	2,27 (15) 2,04-2,58	2,54 (18) 2,35-2,80	2,67 (19) 2,38-2,76	2,71 (136) 2,48-3,40
K	0,75 (68) 0,66-0,86	1,31 (17) 1,00-1,60	1,49 (18) 1,40-1,57	1,60 (19) 1,52-1,68	1,75 (136) 1,66-2,21
Rb	11,6 (56) 10-14	23,7 (7) 20-30	31,4 (11) 27-35	40,0 (15) 31-50	46,5 (94) 38-60
Li	9,8 (56) 4,5-23,0	12,4 (7) 8-16	13,7 (11) 10-19	15,1 (14) 11-21	15,7 (81) 10-48
F	285 (65) 150-560	350 (19) 190-680	350 (22) 180-540	310 (27) 250-500	405 (147) 110-830
B	34 (72) 19-48	43 (19) 20-57	57 (22) 20-85	56 (27) 45-66	60 (167) 40-99
Be	0,67 (75) 0,45-1,30	1,1 (19) 0,70-1,90	1,4 (23) 1,0-2,2	1,3 (27) 0,90-1,70	1,5 (167) 0,80-2,60

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Ba	330 (15)	440 (4)	535 (7)	535 (6)	870 (11)
	280-360	420-470	430-600	450-690	570-1100
Sr	315 (16)	425 (5)	410 (8)	470 (6)	325 (11)
	220-450	300-530	240-530	360-570	240-450
Ni	120 (28)	78 (10)	71 (11)	41 (10)	52 (50)
	55-182	40-125	36-130	26-55	24-100
Co	42 (28)	32 (10)	31 (11)	29 (10)	31 (50)
	30-57	24-42	25-45	23-35	20-46
Cr	265 (28)	195 (10)	145 (11)	120 (10)	102 (48)
	160-460	100-430	85-200	57-190	38-210
V	250 (28)	220 (10)	225 (11)	170 (10)	210 (50)
	150-320	150-310	158-300	93-240	93-320
Ga	12 (28)	11 (10)	12 (11)	12 (10)	16 (50)
	7-20	5-19	5,5-22	6-19	7-28
Pb	2,7 (28)	3,2 (10)	4,4 (11)	3,5 (10)	5,9 (50)
	0-5	0-6	2-7	2-6	0-12
Zn	75 (27)	52 (10)	58 (10)	45 (10)	59 (50)
	42-91	28-110	36-79	36-63	30-100
Cu	145 (28)	140 (10)	170 (11)	155 (10)	175 (50)
	100-220	110-190	110-240	110-190	110-290
Sn	3,3 (28)	2,2 (10)	3,1 (11)	2,4 (10)	3,3 (50)
	1-5	1-4	1-9	1-4	1-5
Ag	0,15 (51)	0,13 (7)	0,15 (9)	-	-
	0,08-0,25	0,11-0,16	0,12-0,19	-	-
F	0,11 (29)	0,16 (15)	0,18 (10)	0,18 (18)	0,24 (74)
	0,07-0,16	0,12-0,19	0,13-0,23	0,14-0,25	0,17-0,34
Ti	0,61 (22)	0,78 (11)	0,90 (8)	1,02 (11)	1,0 (72)
	0,50-0,66	0,66-0,95	0,79-1,07	0,87-1,11	0,64-1,38
Nb	2,7 (10)	2,9 (5)	4,8 (3)	3,2 (4)	4,7 (20)
	1,0-5,8	1,0-4,3	2,3-7,0	2,2-5,5	2,6-7,0
Ta	1,1 (6)	0,5 (5)	1,2 (3)	0,7 (4)	1,0 (8)
	0,4-1,9	0,3-0,7	1,0-1,6	0,3-1,4	0,5-1,5
Zr	70 (10)	145 (5)	239 (4)	175 (4)	231 (20)
	10-143	70-188	125-362	165-200	125-330
Hf	1,0 (9)	3,6 (5)	3,3 (4)	4,3 (4)	5,5 (20)
	0,2-2,0	2,0-4,2	2,8-4,6	3,4-6,0	3,3-8,0
La	~ 10 (3)	-	-	-	30 (8)
	~ 10-10	-	-	-	25-33
Ce	< 30 (3)	-	-	-	43 (8)
	< 30-< 30	-	-	-	20-50

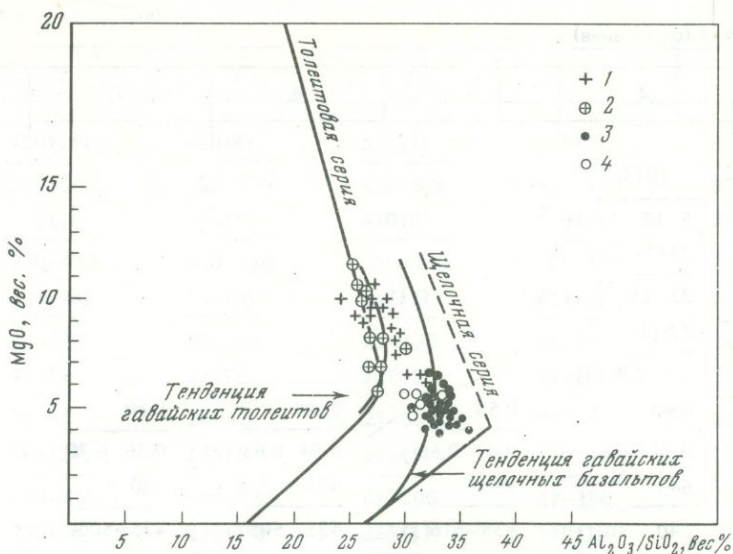
Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Nd	~ 10 (3)				23 (8)
	5-15	-	-	-	20-30
Y	24 (3)				43 (8)
	23-25	-	-	-	41-45
Yb	2,6 (3)				4,6 (8)
	2,2-2,9	-	-	-	4,3-5,0
K/Na	0,40	0,58	0,59	0,60	0,65
	0,34-0,48	0,42-0,66	0,54-0,63	0,56-0,70	0,55-0,71
K/Rb	645	550	475	400	375
	540-740	435-615	435-505	435-500	315-475
Ba/Sr	1,05	1,04	1,30	1,14	2,68
	0,73-1,83	0,9-1,24	0,8-1,41	0,8-1,57	1,42-3,80
Nb/Ta	2,5	5,8	4,0	4,6	4,7
	1,5-4,5	3,3-8,6	4,4-5,0	3,9-7,7	3,2-7,3
Zr/Hf	70	40	72	41	42
	13-116	34-50	37-129	33-48	30-51
Ni/Co	2,85	2,4	2,3	1,4	1,7
	1,6-4,4	1,6-3,3	1,4-3,2	1,0-1,8	1,1-2,2
V/Ni	2,1	2,8	3,2	4,1	4,0
	1,3-3,2	1,5-5,0	2,3-5,6	3,4-7,5	2,5-5,9
La/Yb	3,8				6,5
	3,4-4,5	-	-	-	6,0-7,7

Примечание: Содержания Na, K, F, Ti в вес. %, остальных элементов в г/т. В числителе — среднее содержание элемента (в скобках количество анализов для подсчета среднего), в знаменателе — вариации содержаний элемента в отдельных образцах от минимального до максимального

Базальты промежуточного типа по содержанию редких и рассеянных элементов (так же, как и по содержанию главных элементов) закономерно занимают промежуточное по отношению к базальтам Северного и Южного прорывов положение. При этом в период проявления их в ходе извержения (конец Северного прорыва и начало Южного) содержания изученных элементов в породах в общем монотонно изменялись от значений, характерных для магнезиальных базальтов умеренной щелочности, до значений, типичных для субщелочных глиноземистых базальтов (см. рис. 1; рис. 3). Соответственно дисперсии содержаний отдельных элементов в базальтах промежуточного состава заметно (в 1,5-3 раза) превышают таковые для преобладающей массы пород каждого прорыва¹.

Заметные отличия наблюдаются и в составах отдельных образцов базальтов промежуточного этапа, отобранных в течение одного дня извержения. Так, если в различных образцах базальтов одного дня извержения Северного прорыва вариации в содержании Na не превышают 0,15-0,18%, K — 0,08-0,10%, Rb — 1-2 г/т, В — 3-10 г/т, F — 100-150 г/т, Be — 0,3-0,5 г/т, MgO — 1,0-1,3%, то в базальтах последнего дня извержения этого прорыва вариации в содержании Na достигают 0,3%, K —



Р и с. 2. Соотношения $MgO-Al_2O_3/SiO_2$ в породах извержения

1—2 — Северный прорыв; 3—4 — Южный прорыв; 1, 3 — лавы и бомбы; 2, 4 — шлаки и пеплы

0,4%, Rb — 7 г/т, В — 20 г/т, F — 420 г/т, Ве — 1 г/т, MgO — 2,6%. Для сравнения укажем, что в течение двух первых месяцев извержения Северного прорыва вариации в содержании указанных элементов составляли: Na — 0,56%, K — 0,2%, Rb — 4 г/т, В — 30 г/т, F — 410 г/т, Ве — 0,9 г/т, MgO — 1,5%. Аналогичные особенности характерны и для промежуточных базальтов первых дней извержения Южного прорыва. Таким образом, базальты промежуточного этапа в отличие от преобладающей массы весьма гомогенных базальтов Северного и Южного прорывов характеризуются неоднородным (неравновесным) составом. Следует, однако, подчеркнуть, что состав базальтов последнего дня извержения Северного прорыва практически идентичен среднему составу базальтов первого дня извержения Южного прорыва.

Вследствие существенной разницы в составе базальтов Северного и Южного прорывов и весьма небольших вариаций в концентрациях отдельных элементов в базальтах каждого прорыва фигуративные точки преобладающей массы пород Северного и Южного прорывов на различных петро-геохимических диаграммах дают обособленные рои. Однако эти рои объединяются наличием базальтов промежуточного состава. Тем не менее в большинстве случаев корреляционные связи между отдельными элементами (если рассматривать все породы извержения) не являются линейными. Это хорошо видно на парных графиках корреляции $MgO-K_2O$, $K-Na$, $K-Rb$ и др. (рис. 4, 5, 6). Заметим, что иной тип соотношений элементов установлен для дифференцированных серий гавайских лав, где содержания всех элементов меняются линейно в зависимости от содержания Mg (Murata, Richter, 1966).

Порядок поступления на поверхность базальтов разного состава (сначала магнезиальные умеренной щелочности, потом промежуточные и наконец, субщелочные глиноземистые) ставит под сомнение возможность образования всей этой гаммы пород за счет дифференциации магм в единой магматической колонне. Действительно, проявление любых процессов дифференциации, основанных на гравитационном разделении вещества (кристаллизационной, эманационной, магматической дифференциации), должно привести к обогащению верхней части колонны рядом относительно легких и легкоподвижных элементов (в первую очередь щелочами) и,

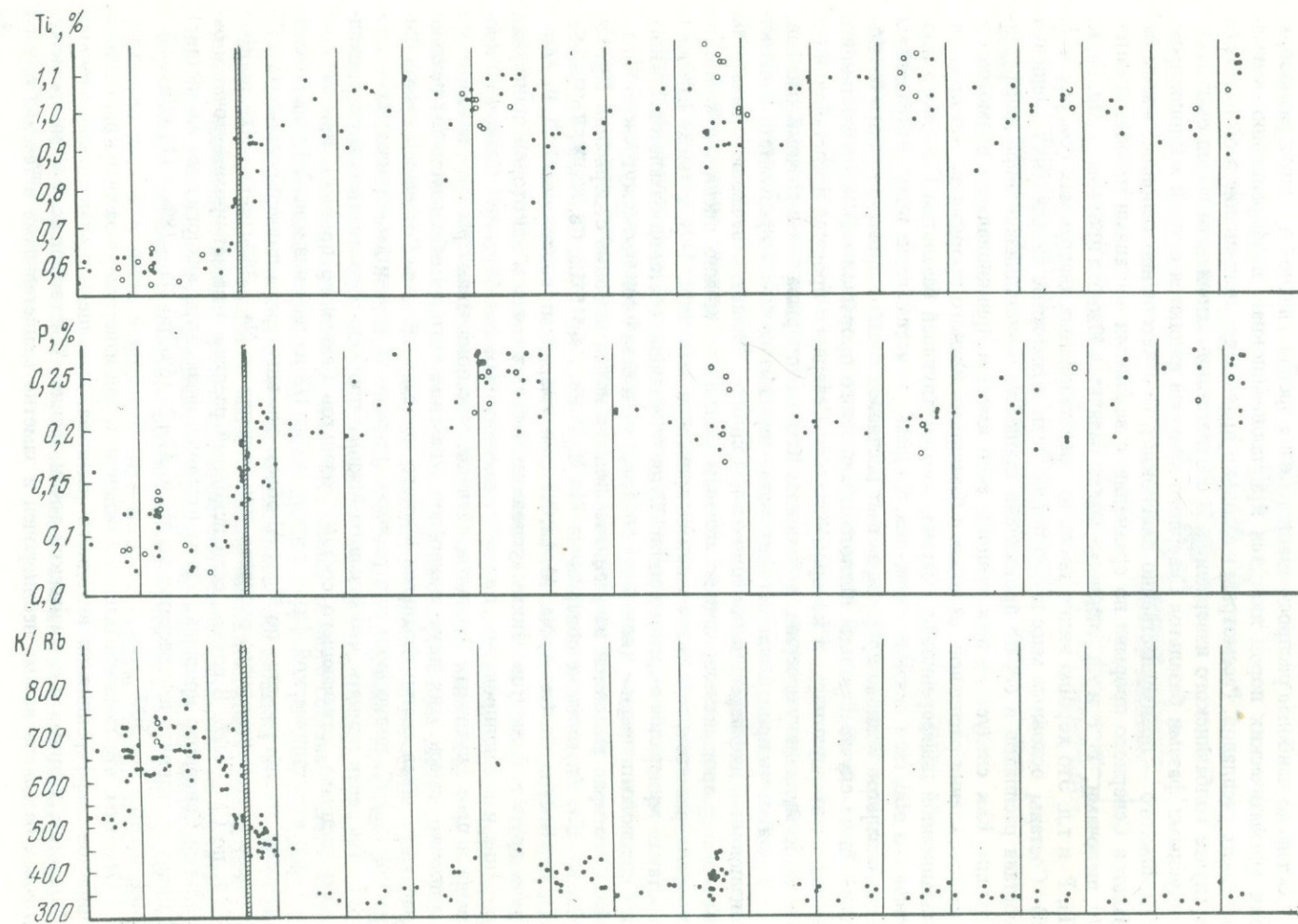
¹ Сказанное не относится к F, В и H_2O^+ , поведение которых в ходе извержения рассматривается в отдельной статье.

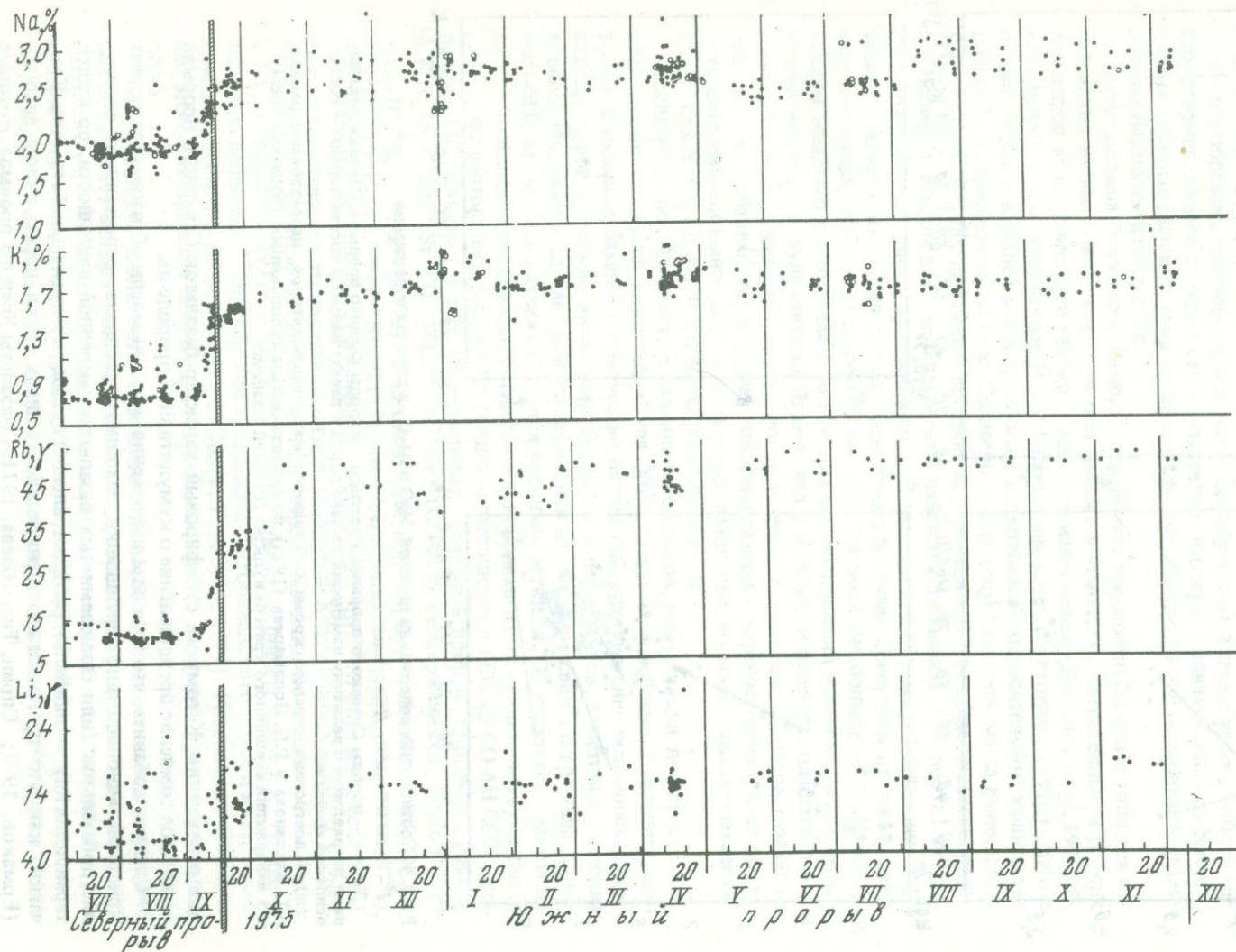
следовательно, не может обеспечить наблюдающуюся последовательность смены состава пород в ходе извержения. Резкая разница в средних составах пород Северного и Южного прорывов, устойчиво однородный состав преобладающей массы лав каждого прорыва при небольшом в общем коэффициенте вариаций содержаниях отдельных элементов, весьма ограниченный объем пород промежуточного состава — все это позволяет предполагать известную самостоятельность расплавов, исходных для Северного и Южного прорывов. Однако это не снимает вопроса о том, могли ли базальты разного типа образоваться за счет каких-либо процессов дифференциации единой исходной магмы в относительно глубинном магматическом очаге (или очагах), и вопрос этот требует специального обсуждения.

Согласно наиболее распространенной точке зрения главной причиной разнообразия магматических пород является кристаллизационная дифференциация магматических расплавов. Рассмотрим насколько правомочно применение этой гипотезы в случае Толбачинского извержения. В соответствии с химизмом пород окололиквидусными фазами базальтов Северного прорыва являются оливин и клинопироксен, Южного — преимущественно плагиоклаз. Соответственно основные массы базальтов Северного прорыва по сравнению с валовыми составами их обогащаются Al, щелочами, Ti, P и т.д., основные массы базальтов Южного прорыва — Mg, Fe, K, Ti, P и т.д. Это хорошо видно также на представленных диаграммах (см. рис. 4, 5, 6). Составы основных масс пород показывают возможные направления смещения состава расплавов в случае проявления процессов кристаллизационной дифференциации. Как следует из изложенного, если имеется принципиальная возможность происхождения расплавов, сходных с базальтами Южного прорыва за счет кристаллизационной дифференциации магмы, соответствующей базальтам Северного прорыва, то обратная связь исключается. Теоретически еще легче получить расплавы типа базальтов Южного прорыва за счет расплавов состава промежуточного базальта. В этом случае базальты Южного и Северного прорывов могли бы составлять комплементарную пару, в которой базальты Северного прорыва представляли бы собой кумулятивную серию, а базальты Южного прорыва — остаточный расплав.

Вероятность происхождения всех типов пород извержения в результате кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава, отвечающего базальтам Северного прорыва или промежуточным базальтам, можно оценить с помощью простых расчетов, используя данные, приведенные в табл. 1—3, а также данные о составах минералов-вкрапленников. Судя по разнице составов базальтов Южного и Северного прорывов (или Южного прорыва и базальтов промежуточного типа), фаза, которая удаляется из расплава, должна иметь высокие содержания Mg, Ca, Cr, Ni, Co, Zn, низкие содержания Rb, K, P, Pb, Zr, Hf, La, Ce, Na, Y, Yb, Ba, Sr, Ti, Be, V, Mo, Nb, Ga, F, Na, Al, Li, Sr при умеренных содержаниях Si, Fe, As и ряда других элементов. Таким условиям отвечает смесь в некоторой пропорции оливина и клинопироксена, т.е. окололиквидусных фаз базальтов Северного прорыва и промежуточных базальтов. Однако, как показывают расчеты, невозможно подобрать смесь этих двух минералов, удаление которой обеспечило бы реально наблюдавшийся состав базальтов Южного прорыва: объемы "отсевшей кристаллической фазы", полученные при расчетах по разным элементам, отличаются в 2—3 раза. Так, если принять, что базальты Южного прорыва образовались за счет исходного расплава, отвечающего составу базальтов Северного прорыва, при отсадке из него кристаллической фазы, состоящей на 1/3 из оливина и на 2/3 из клинопироксена, то при расчетах по Mg и Al объем отсевшей фазы должен составлять 25% общего объема исходного расплава, при расчетах по Na — 35%, по K — 60%, по Rb — 75%, по Ca — 80%. В случае, если исходный расплав отвечает промежуточным базальтам Северного прорыва, объем отсевшей фазы (при аналогичном ее составе) должен составлять при расчетах по Mg и Al 12—15%, по Na — 18%, по K и Ca — 25—30%, по Rb — 40—50%.

Отметим, что гипотеза о происхождении пород извержения за счет кристаллизационной дифференциации исходного расплава, имеющего состав промежуточных базальтов, уязвима и с логической точки зрения. Действительно, состав промежуточных базальтов весьма неоднороден и заметно меняется даже в течение одного





• 1 • 2 || 3

Р и с. 3. Вариации содержания Ti, P, Na, K, Rb, Li и величины K/Rb отношений в породах извержения

1 - тавы и бомбы;

2 - пеплы;

3 - перерыв во времени извержения Северного и Южного прорывов

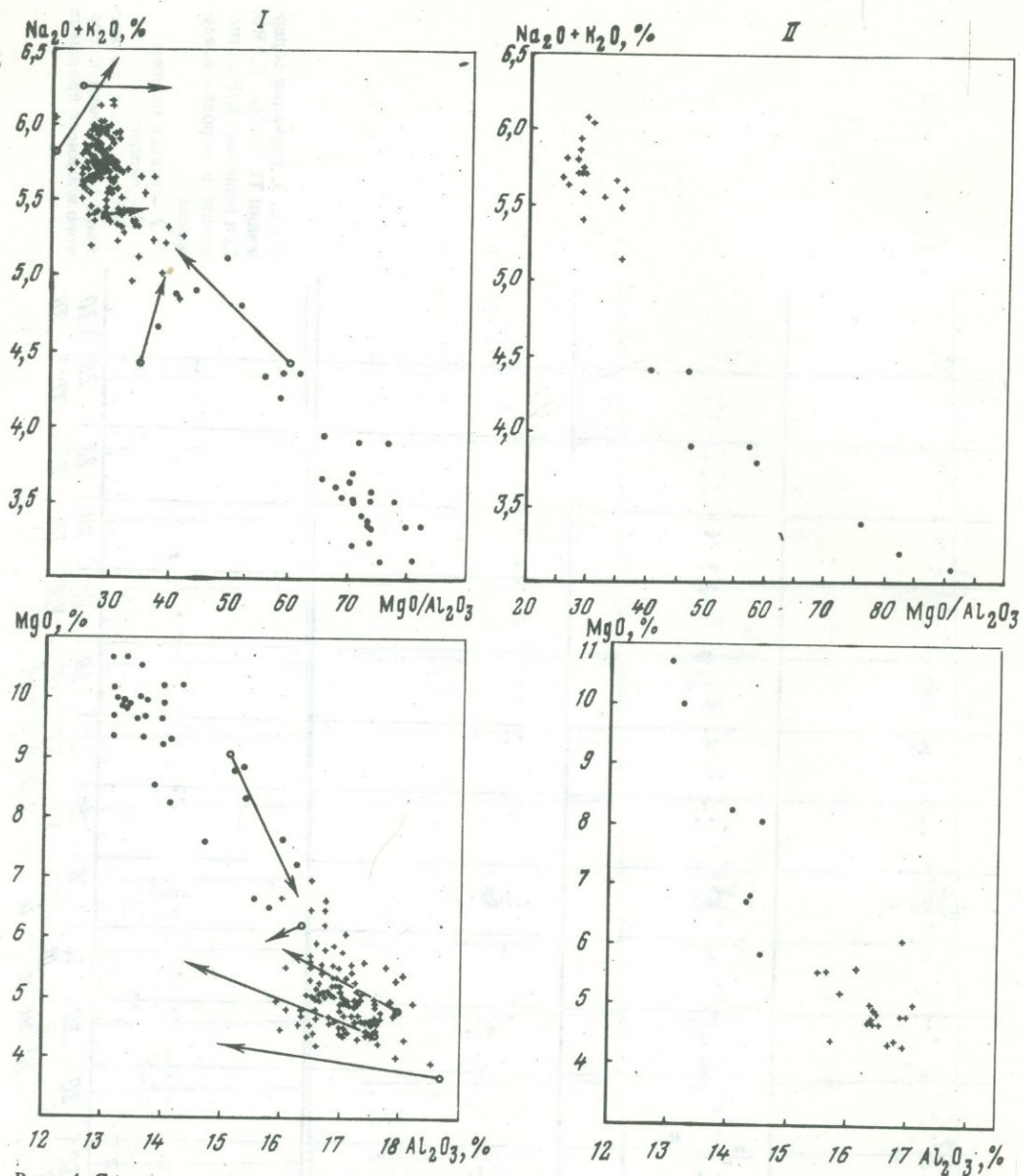


Рис. 4. Соотношения содержаний щелочей, MgO и Al₂O₃ в породах извержения

I — лавы и бомбы; II — пещлы

Точки — породы Северного прорыва, крестики — породы Южного прорыва. Стрелки показывают направление и величину изменения состава пород в парах: валовый состав породы — состав основной массы ее

При построении стрелок, кроме собственных материалов авторов, использованы данные И.Т. Кирсанова и Г.П. Пономарева (1974) по глиноземистым субщелочным базальтам последних извержений вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик

дня извержения. К тому же субафировый характер базальтов Северного прорыва ставит под сомнение представление о кумулятивной природе их.

Следует добавить, что базальты извержения вряд ли могли образоваться за счет кристаллизационной дифференциации исходного расплава, отвечающего составу плагиобазальтов (или глиноземистых базальтов умеренной щелочности, по нашей терминологии) — наиболее распространенного типа четвертичных базальтов Камчатки, как это предполагалось ранее для сходных типов пород рядом авторов (Ермаков, 1971; Сирин, Тимербаева, 1971). Базальты Южного прорыва, которые

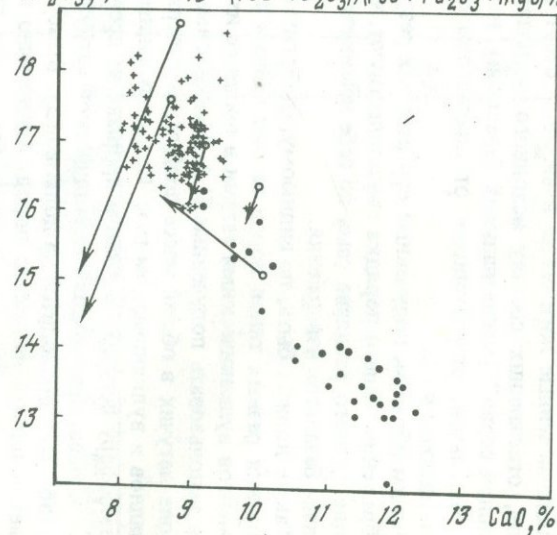
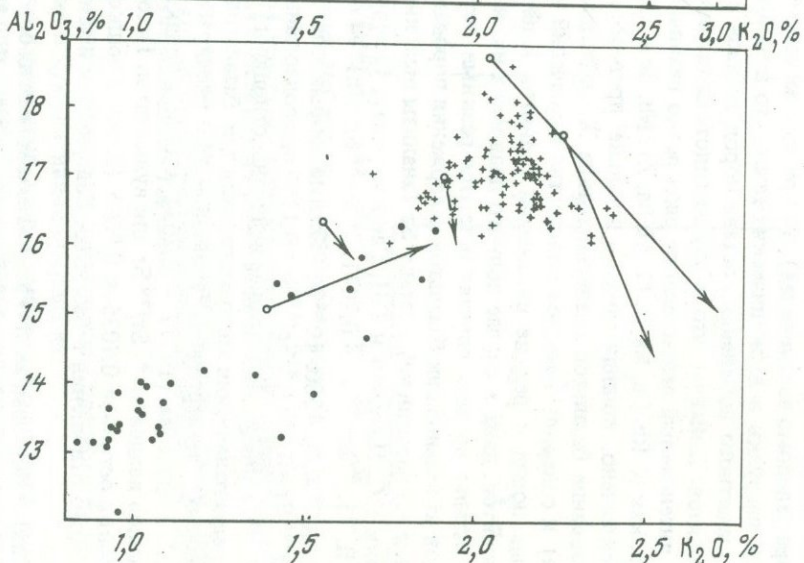
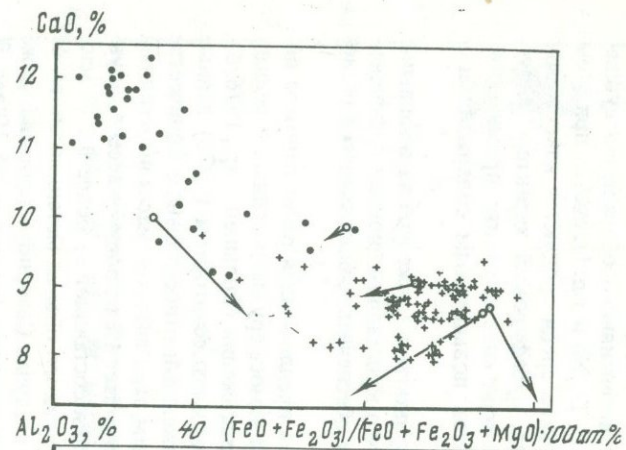
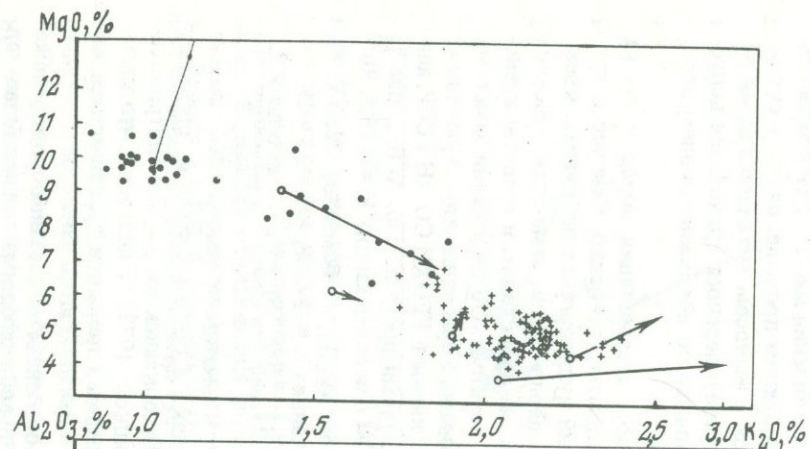
в случае принятия этой гипотезы отвечают остаточным расплавам, имеют сходные с плагиобазальтами содержания Ca, Al, Sr, Ni и т.д., чего не должно было бы быть при отсадке из такого исходного расплава близиквидусной Ca — Mg фазы. К тому же при расчетах вновь возникает проблема интенсивного обогащения субщелочных базальтов K, Rb, Zr, Hf, La, Ba, Pb, Be, P, Ti, Nb и т.д. Остаются при этом и многочисленные логические невязки — отсутствие среди продуктов извержения пород, отвечающих составу исходного расплава, субафировый характер "кумулятивной серии" (магнезиальных базальтов), наличие специфических промежуточных базальтов, отличающихся от плагиобазальтов повышенным содержанием и Mg, и щелочей и т.д.

Таким образом, полученные при расчетах результаты, а также изложенные выше соображения общего порядка свидетельствуют, что кристаллизационная дифференциация единого расплава сама по себе не может обеспечить наблюдающееся разнообразие базальтов извержения.

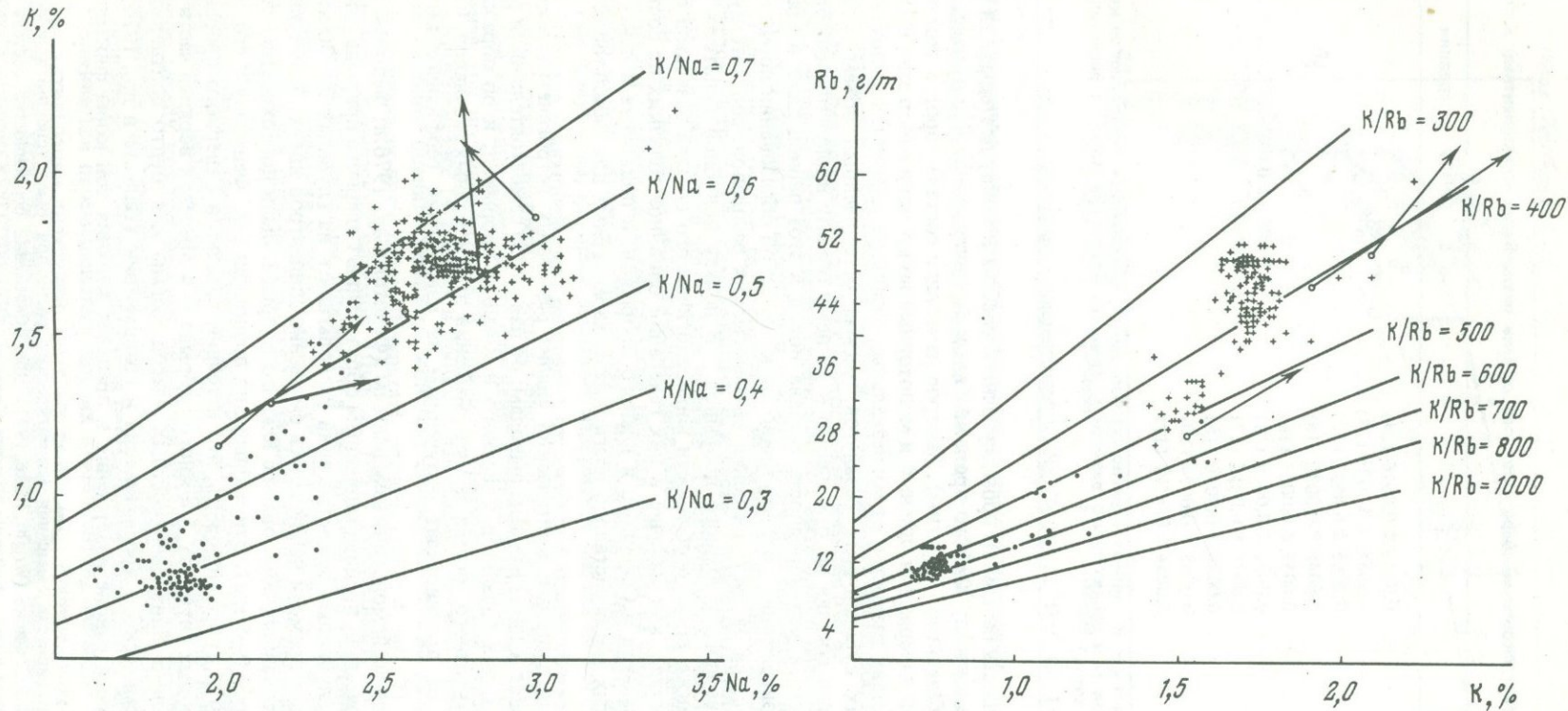
Также должна быть, по видимому, отвергнута предложенная ранее гипотеза образования разных типов пород за счет выноса в атмосферу петрогенных и редких элементов вулканическими газами в процессе извержения (Вольнец и др., 1976, б), если использовать полученные И.А. Меняйловым и его соавторами (1976) данные о доле летучих в общей массе продуктов извержения и относительном количестве металлов в вулканическом газе. Согласно данным этих авторов масса вынесенных в атмосферу летучих на Южном прорыве не превышает 1% от общей массы продуктов прорыва, причем доля металлической нагрузки составляет не более 0,1 от массы газов (0,9 приходится на долю воды). Вынос такого объема металлов никак не может повлиять на состав пород. Аналогично в случае Северного прорыва, даже если допустить, что масса летучих была здесь на порядок больше — до 10 вес. % (цифра заведомо завышенная), то при том же соотношении массы воды и металлической нагрузки в вулканических газах, что и на Южном прорыве, ожидать сколько-либо заметного изменения состава пород в связи с выносом металлов газами не приходится. Добавим, что в случае гипотезы газового переноса приходится допускать интенсивный вынос целого ряда резко различных по подвижности элементов, таких, как K, Rb, Cu, Na, P, Ti, Al, Ba, Zr, Nb, Be и т.д.

Исключено, по-видимому, и влияние процессов ассимиляции пород коры на образование базальтов различного типа. Хотя базальты (особенно Северного прорыва) и содержат заметное количество включений вулканогенно-осадочных, кремнистых пород и редкие включения гранитов и перидотитов, заметного усвоения ксенолитов, даже в случае полного плавления их, не происходит, и границы ксенолит-базальт во всех случаях остаются резкими, четкими. Об отсутствии заметных следов контаминации базальтов извержения породами коры свидетельствуют также данные по изотопному составу Sr (анализы выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР, аналитики Г.С. Плюсин и Г.П. Сандемирова): Северный прорыв, обр. А₇В₁, лава за 1.VIII. 75, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7041$, $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ при содержаниях K = 0,76%, Rb = $12 \cdot 10^{-4}\%$, Sr = $300 \cdot 10^{-4}\%$, Южный прорыв, обр. А₄₀В₃, бомба за 22. IX. 75, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7043$, $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1196$ при содержаниях K = 1,48%, Rb = $31 \cdot 10^{-4}\%$, Sr = $300 \cdot 10^{-4}\%$. Полученные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ хотя и несколько выше среднего значения этого отношения для базальтов Ключевского вулкана и среднекислых четвертичных вулканических пород Камчатки по данным К.Е. Хеджа и Г.С. Горшкова (1977) — $0,7034 \pm 0,002$, однако в общем близки к среднему значению величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканических пород Гихоокеанского пояса и внутриокеанических островов $0,7035 \pm 0,0005$ (Хедж, Горшков, 1977). Главное же, что значение этого отношения в базальтах Северного и Южного прорывов практически идентично.

Таким образом, анализ петро-геохимических особенностей состава пород извержения показывает наличие таких различий между преобладающими типами базальтов Северного и Южного прорывов, которые не могут быть объяснены с помощью гипотез кристаллизационной или эманационной дифференциации единого исходного расплава или гипотезы контаминации исходного расплава породами фундамента.



Р и с. 5. Соотношение содержаний различных пар петрогенных элементов в породах извержения
Условные обозначения см. на рис. 4



Р и с. 6. Соотношение содержаний К и Na, К и Rb в породах извержения
Условные обозначения см. на рис. 4

Таблица 4

Значение констант скоростей диффузионного обмена различными компонентами в процессе смещения

Элемент	D/r^2 , сут. ⁻¹	(D/r^2) средняя
K	0,0042 ± 0,0016 (24)	
Na	0,0055 ± 0,0029 (23)	
Ca	0,0065 ± 0,0032 (17)	
Mg	0,0046 ± 0,0030 (18)	
Al	0,0059 ± 0,0037 (16)	
Ti	0,0032 ± 0,0016 (14)	0,0047 ± 0,0028 (172), сут. ⁻¹
P	0,0028 ± 0,0012 (17)	$5,4 \cdot 10^{-8} \pm 3,2 \cdot 10^{-8}$ сек. ⁻¹
Rb	0,0024 ± 0,0010 (16)	
Li	0,0065 ± 0,0054 (10)	
Be	0,0054 ± 0,0040 (17)	

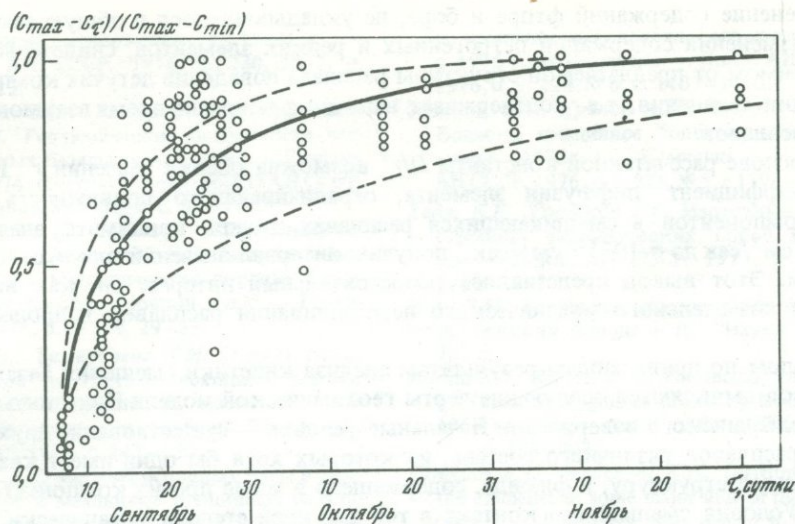
Примечание. В скобках — число анализов; D/r^2 — постоянная, состоящая из коэффициента диффузии D и характерного размера r (радиуса сферы, на которой регистрируется диффузионный поток)

Приуроченность базальтов промежуточного состава к концу деятельности Северного прорыва и началу Южного прорыва (т.е. к моменту смены в ходе извержения одного типа базальтов — другим), быстрое изменение состава пород в этот промежуточный этап извержения, полный и монотонный во времени набор этих промежуточных по составу разновидностей от магнезиальных базальтов умеренной щелочности до глиноземистых субщелочных базальтов, весьма ограниченный объем базальтов промежуточного состава по отношению к общему объему продуктов извержения, наконец, заметная неоднородность состава пород в этот период даже в пределах одного дня извержения — все это приводит к мысли об образовании пород промежуточного состава за счет смешения магматических расплавов, соответствующих базальтам Северного и Южного прорывов.¹ В пользу подобной гипотезы свидетельствуют также такие особенности минералогического состава базальтов промежуточного состава, как наличие в них генераций оливинов, близких по составу к оливинам базальтов и Северного и Южного прорывов, и появление в лавах этого этапа отдельных мегакристаллов плагиоклаза, характерных для базальтов Южного прорыва.

Изложенные данные и критический анализ различных петрогенетических концепций приводят к двум важным выводам: об известной самостоятельности расплавов, исходных для базальтов Северного и Южного прорывов, и об образовании пород промежуточного состава за счет смешения этих исходных расплавов. Сделанные выводы не противоречат полученным на извержении геофизическим материалам.

Так, согласно сейсмологическим данным (Федотов и др., 1976, а; Федотов, 1976), в рое землетрясений, предшествовавшем образованию Северного прорыва, эпицентры наиболее глубоких землетрясений располагались на глубинах 20–30 км, при этом с течением времени наблюдалось смещение эпицентров вверх. Землетрясения же, предшествовавшие образованию Южного прорыва, были поверхностными (глубина эпицентров 0–5 км). Эти наблюдения позволили С.А. Федотову и его соавторам (1976–1976, а) предположить, что источник базальтов Северного прорыва лежит в подкоровых глубинах, а Южного прорыва — в пределах верхней части коры. Наличие коровых близповерхностных очагов магмы как будто подтверждается данными сейсмического просвечивания и гравиметрии (Балеста и др., 1976), согласно которым в районе извержения в пределах верхних зон коры фиксируются

¹ Заметим, что гипотеза смешения магматических расплавов была успешно использована Т.Л. Райтом и Р.С. Фиске (Wright, Fiske, 1971) при объяснении особенностей состава пород ряда извержений в рифтовой зоне вулкана Килауэа.



Р и с. 7. Изменение относительных концентраций К, Na, Са, Mg, Al, Ti, P, Rb, Li, Be в базальтах на этапе смешения

Сплошная кривая — теоретическая зависимость, соответствующая диффузионной константе $D/r^2 = 5,4 \cdot 10^{-8} \text{ сек}^{-1}$.

Пунктирные кривые — ошибка измерения ($\Delta = \pm 3,2 \cdot 10^{-8} \text{ сек}^{-1}$). Кружки — эмпирические данные

участки затухания сейсмических волн и гравитационная аномалия, интерпретируемые указанными авторами как неглубокие магматические очаги.

Таким образом, интерпретация геофизических материалов дает основание предполагать, что базальты Северного и Южного прорывов поступали на поверхность из магматических очагов, расположенных на разных глубинах. Последнее хорошо согласуется с петрологическими данными об известной самостоятельности базальтов каждого прорыва. Более того, само наличие разноглубинных очагов создает предпосылки для смешения магматических расплавов в ходе извержения, когда поднимающийся глубинный магматический расплав встречает на своем пути коровый резервуар магмы (промежуточный очаг). Воздействие глубинного расплава может быть тем импульсом, который вызывает извержение магмы из корового резервуара, а характер взаимодействия расплавов отражается в особенностях состава пород переходного этапа извержения (конец Северного и начало Южного прорывов).

Исходя из предположения, что изменение состава базальтов из отобранных в хронологической последовательности образцов переходного этапа отражает смешение двух магматических расплавов в процессе извержения, можно с помощью кинетических методов оценить величины констант скоростей обмена разных элементов между расплавами двух типов. Результаты расчета (табл. 4, рис. 7) процесса диффузии для сферических объемов (Львов, 1967) показывают, что наблюдаемый процесс удовлетворительно описывается механизмом диффузионного смешения компонентов. Значения констант скоростей обмена для К, Na, Са, Mg, Al, Ti, P, Rb, Li, Be в пределах ошибок совпадают и характеризуют одну постоянную величину $D/r^2 = 5,4 \cdot 10^{-8} \text{ сек}^{-1}$.

Существование одной константы скорости для разных химических элементов на первый взгляд неожиданно, так как из экспериментов хорошо известно большое различие между коэффициентами диффузии анализированных элементов в расплавах силикатов при температурах $1100-1250^\circ$. Однако вместе с тем известно, что в кристаллических структурах силикатов перемещение подвижных компонентов может сдерживаться перемещениями других компонентов, имеющих более высокие энергии активизации диффузии. Поэтому результаты проведенного расчета могут указывать, что хотя бы один из базальтовых расплавов имел во время смешения квазикристаллическую структуру.

Изменение содержаний фтора и бора, не укладывающееся в общую закономерность изменения содержаний петрогенных и редких элементов, свидетельствует о независимом от предлагаемой структуры расплава поведении летучих компонентов на стадии смешения, т.е. подтверждает наличие флюида во время взаимодействия двух расплавов.

На основе рассчитанной константы D/r^2 возможна оценка значений r . Полагая, что коэффициент диффузии элемента, ограничивающего подвижность остальных компонентов в смешивающихся расплавах, может принимать значения от $n \cdot 10^{-6}$ см²/сек до $n \cdot 10^{-12}$ см²/сек., получим интервал значений для r от 10 см до 0,01 см. Этот вывод представляет самостоятельный интерес, так как выражает условие значительного механического перемешивания расплавов в процессе смешения.

В целом по приведенным результатам анализа кинетики смешения базальтовых расплавов выявляются следующие черты геохимической модели Большого трещинного Толбачинского извержения. Начальные условия — существование двух базальтовых расплавов различного состава, из которых хотя бы один имеет квазикристаллическую структуру, и флюида, содержащего в числе прочих компонентов фтор и бор. Условия смешения — контакт в той или иной степени механически перемешанных базальтовых расплавов. Механизм смешения — диффузионный обмен компонентами, лимитируемый скоростью перемещения одного из химических элементов (с максимальной энергией активации диффузии в данных условиях) в квазикристаллической структуре расплава.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в пределах голоценовой Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов ассоциация магнезиальных базальтов умеренной щелочности и глиноземистых субщелочных базальтов закономерно повторяется для отдельных вулканических центров. Также закономерно повторяются особенности смены состава и фаций пород в ходе деятельности подобных центров: сначала поступают на поверхность магнезиальные, потом глиноземистые базальты; для первых характерно преобладание пирокластике над лавами, для вторых — соотношения обратные. Все это указывает на неслабость извержений, подобных Большому трещинному Толбачинскому извержению 1975—1976 гг., и, следовательно, может свидетельствовать в пользу предложенной модели.

ЛИТЕРАТУРА

- Балеста С.Т., Горшков А.П., Зубин М.И., Каргопольцев А.А., Фарберов А.И., Таракановский А.А. Глубинное строение района Большого трещинного Толбачинского извержения (по геофизическим данным). — III Советско-Японск. симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (тезисы докладов). Новоалександровск, 1976, с. 31.
- Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. станций, 1976, а, №52, с. 115—126.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, б, т. 228, № 6, с. 1419—1422.
- Ермаков В.А. Мегаплагтиофировые лавы — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 56—72.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965. 248 с.
- Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 53—63.
- Коршак В.В., Виноградова С.В. Равновесная поликонденсация. М., "Наука", 1968. 444 с.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). — Геохимия, 1974, № 6, с. 875—883.
- Леонова Л.Л., Огородов Н.В. Геохимия четвертичных базальтов Срединного хребта Камчатки. — Геология и геофизика, 1975, с. 102—108.
- Леонова Л.Л., Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М., Пополитов Э.И. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса, Петропавловск-Камчатский, 1974. 221 с.
- Лыков А.В. Теория теплопроводности. М., "Высшая школа", 1967. 599 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева Р.В., Шапарь В.Н. Результаты отбора и анализа вулканических газов на Толбачинском

- трещинном извержении в 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 440–442.
- Пополитов Э.И., Волинец О.Н., Селиванова Г.И.* Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки. — Ежегодник 1974. Институт геохимии СО АН СССР. Новосибирск, 1976, а, с. 92–97.
- Пополитов Э.И., Леонова Л.Л., Знаменский Е.Б., Цыханский В.Д.* Распределение Nb и Ta в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. — Геохимия, 1976, б, № 1, с. 29–35.
- Сирин А.Н., Тимербаева К.М.* О двух типах базальтов и составе исходной магмы Ключевской группы на Камчатке. — В сб.: "Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 147–150.
- Федотов С.А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5–23.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, а, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* — Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, б, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, с. 1200–1203.
- Шоу Д.М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. — Л., "Наука", 1969. 207 с.
- Murata K.J., Richter D.H.* The settling of olivine in Kulaean magma as shown by lavas of the 1959 eruption. — Am. J. of Sci., 1966, v. 264, N 3, p. 194–203.
- Turekian K.K., Wedepohl K.N.* Distribution of the elements in some major unit of the earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Am., 1961, v. 12, N 2, p. 175–192.
- Wright T.L., Fiske R.S.* Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii. — J. Petrology, 1971, N 1, p. 1–65.

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ
В ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ЮЖНОГО ПРОРЫВА
ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК**

В предлагаемом сообщении приведены первые данные предварительного исследования рудных минералов в твердых продуктах (лавы, бомбы, плагиоклазовые лапилли) извержения Южного прорыва, отобранные во время режимных наблюдений в период с 8 по 20 октября 1975 г.

В это время происходило интенсивное излияние глиноземистых субщелочных базальтов, сопровождавшееся выбросами значительных количеств пирокластического материала (Федотов и др., 1976; Вольнец и др., 1976). Для сравнения были отобраны единичные образцы плагиоклазовых лапилли из лав Плоского Толбачика (извержение вершинного крагера в 1970 г.) и первых бомб Северного прорыва (1975 г.).

Для исследования наряду с традиционными классическими приемами петрографии и минераграфии в проходящем и отраженном свете были привлечены методы рентгеноспектрального; лазерного микроанализа, сканирующей электронной микроскопии, термобарогеохимии. С помощью наиболее совершенных оптических микроскопов (Полам Р-312, NU-2E) произведена характеристика форм, размеров и оптических свойств рудных минералов. На рентгеноспектральном микроанализаторе IXA-50A (Geol.), оснащенный компьютером и набором стандартных программ, был выполнен качественный анализ выделенных разновидностей рудных минералов. Затем для наиболее типичных представителей этих минералов произведен количественный химический анализ, результаты которого сведены в таблицу (см. ниже). Фазы, имеющие очень мелкие (~ 2–3 мк) размеры (краевые оторочки, скелетные дендритовидные агрегаты, отдельные выделения сульфидов и самородных металлов), были подвергнуты полуколичественному анализу.

Лазерный микроанализатор LMA-1 (Carl Zeiss Jena) применяется в единичных случаях для предварительной диагностики отдельных рудных фаз с высокой отражательной способностью. Хотя размер кратера, образованного при лазерном отборе анализируемого объекта, значительно превосходил (~ 60 мк) размер рудного

Химический состав шпинелидов в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик

Оксиды	Плагиоклазовые лапилли				Лава		
	Плоский Толбачик (1970)		9.10.1975 г.		19.10.75 г.	13.10.1975 г.	
	Номер зерна: 1–4 – номер анализа						
	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 1	Зерно 1	Зерно 2
1	2	3	4	5	6	7	
MgO	5,31	5,02	12,88	5,07	4,66	4,46	4,31
Al ₂ O ₃	5,50	5,36	13,64	5,17	7,22	4,41	4,61
TiO ₂	9,30	12,48	0,87	10,52	11,26	10,20	10,89
Cr ₂ O ₃	3,53	2,82	48,44	5,04	2,62	6,97	6,21
MnO	0,34	0,43	0,16	0,33	0,29	—	—
Fe ₂ O ₃	75,28	73,28	25,62	75,04	75,94	72,71	72,32
Сумма	99,26	99,96	101,61	101,17	102,00	98,75	98,34

Примечание. Плагиоклазовые лапилли, собранные Ю.М. Стефановым в районе вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик, относятся к извержению 1970 г. (см. анализы 1, 2);

обособления ($n \times 1$ мк), тем не менее, сравнивая спектры собственно силикатных фаз без рудных фаз со спектрами участков, в центре которых находилась рудная фаза, удалось получить вполне определенную информацию.

Для характеристики микроморфологии рудных минералов, строения включений затвердевших магматических расплавов, особенно рудных минералов — узников в них, был использован впервые в отечественной практике сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) типа CWIKSCAN-107. Этот прибор имеет гарантийное разрешение 60 Å и позволяет проводить наблюдения в широком диапазоне увеличений: от оптических ($\times 10$) до электронно-оптических ($\times 200\ 000$). Применение электронной пушки с полевой эмиссией в данной модели имеет ряд преимуществ по сравнению со сканирующим электронным микроскопом с термоэлектронной эмиссией: 1) более чем в 20 раз увеличивается глубина фокуса, а в низковольтном режиме она равна уже первым сантиметрам; 2) созданы практически неограниченные возможности в плане яркости и контрастности изображения (Welter, McKee, 1972). Использование быстрых телевизионных разверток значительно снижает вероятность зарядки образца и позволяет изучать неапыленные и, особенно важно, термически нестойкие продукты. Именно использование этих преимуществ позволило впервые получить прямые достоверные микрофотографии рудных минералов, легко окисляющихся и разрушающихся под электронным зондом.

Образец исследуемого продукта извержения размером 1,0 x 1,0 x 0,5 см, поверхность которого тщательно очищалась от пыли и продуктов механического разрушения продуванием в струе сухого газообразного азота, приклеивался к столику-подставке электропроводным клеем. В связи с "сильно расчлененным рельефом" поверхности образца возникла значительная зарядка последней. Эту зарядку удалось значительно снизить путем тщательного проклеивания — промазывания боковых сторон образца. После этих операций было произведено нанесение на объект способом вакуумного напыления тонкой пленки золота ($\sim 100\text{Å}$), позволившей увеличить коэффициент вторичной эмиссии. Для получения максимального разрешения и улучшения качества микрофотографий был использован высоковольтный режим работы СЭМ (ускоряющее напряжение 16 кв). Для того чтобы искажения формы микрообъектов были минимальными, образец помещался почти нормально к электронному зонду.

Среди рудных минералов установлены: шпинелиды с переменным содержанием Cr_2O_3 , сульфиды (пирротин, пирит, пентландит), самородные медь (?) железо (?),

(рентгеноспектральный анализ на микроанализаторе I XA-50A)

Лава				Бомба		
16.10.1975 г.		9.7.1975 г.		Северный прорыв, Первый конус		
Номер зерна; 1-4 — номер анализа						
Зерно 1	Зерно 2	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 4	Зерно 5
8	9	10	11	12	13	14
8,62	10,51	15,46	16,05	14,84	2,75	3,37
10,51	10,56	10,46	10,53	10,93	2,66	2,88
0,55	0,60	0,87	0,89	0,82	11,38	10,45
48,44	48,11	46,92	47,61	44,97	0,12	0,10
0,38	0,41	0,13	0,14	0,21	0,38	0,37
31,80	30,23	27,89	27,27	28,96	83,42	83,44
100,30	100,23	101,73	102,45	99,58	100,71	100,61

даты в верхней части таблицы (9.10.1975 и пр.) — время появления на дневной поверхности продукта извержения

а также ряд интерметаллических соединений, содержащих медь, железо, никель. Наибольшим развитием пользуются минералы со структурой шпинели. Они образуют: 1) относительно крупные (30–150 мк) выделения изометричной, реже идиоморфной формы, встречающиеся самостоятельно или дающие срастания с субфенокристаллами плагиоклаза, пироксена, оливина (рис. 1, *а, б*); 2) многообразные угнетенные ассоциации, подчиненные интерстициональным пространствам между пороодообразующими силикатами (рис. 1, *б и*); 3) идиоморфные, реже изометрич-

Рис. 1. Формы выделения шпинелидов

а — гипидиоморфнозернистая структура, белое — шпинелиды, серое — субфенокристаллы плагиоклаза, пироксена; лава, обр. 12; *б* — относительно крупные изометричные выделения шпинелидов в стекле основной массы; лава, обр. 12; *в* — многоугольное зерно шпинелида в краевой зоне вкрапленника плагиоклаза, рядом двухфазовое включение затвердевшего магматического расплава; лава, обр. 9; *г* — ромбическое зерно шпинелида в лапилли (плагиоклаз); обр. 16, фото с экрана СЭМ, увел. 25 000; *д* — субграфическая структура, образованная шпинелидом (белое) и плагиоклазом (темное) в лапилли плагиоклаза, обр. 12; *е* — идиоморфные кристаллы шпинелида (светло-серое) в качестве минералов-узников во включениях затвердевших магматических расплавов в фенокристалле плагиоклаза (серое); белое — пирит, черное (изометричное) — след от газового пузырька в аморфном стекловатом базисе (темно-серое) вакуоли; лава, обр. 14; *ж* — шпинелиды на стенках вакуоли, каплевидное включение затвердевшего магматического расплава в лапилли плагиоклаза, обр. 14, фото с экрана СЭМ, увел. 20 000; *з* — структура краевых каемок, обусловленная выделением шпинелида (белое) на границе субфенокристалла плагиоклаза (серое) и стекла основной массы (темно-серое); *и* — распределение шпинелидов (белое) в субфенокристалле пироксена (серое); лава, обр. 16; *а, б, в, д, ж, з, и* — полированные шлифы, увел. 150. Номер образца соответствует времени появления продукта извержения на дневной поверхности (например, обр. 14 — 14 октября 1975 г.)

Рис. 2. Субграфическое срастание шпинелида и плагиоклаза

а-б — полированный шлиф, лапилли плагиоклаза; обр. 19 (анализ № 5), увел. 250; *в-з* — фото с экрана рентгеновского микроанализатора IXA-50A; *в, г* — обратно рассеянные электроны (состав), увел. 500, *г* — увел. 1000; *д-з* — в рентгеновских лучах; *д* — Fe, K; *е* — Si, *ж* — Mg, K; *з* — Al, K

Рис. 3. Изометричные зерна шпинелидов, ориентированные по зонам срастания отдельных плагиоклазовых табличек

Фото с экрана микроанализатора IXA-50A в обратно рассеянных электронах (состав), обр. 14; лапилли плагиоклаза; *а* — увел. 300, *б* — увел. 600

Рис. 4. Скелетные агрегаты шпинелидов в стекле основной массы

а — полированный шлиф, увел. 250; лава, обр. 10; *б-е* — фото с экрана микроанализатора IXA-50A; *б-д* — обратно рассеянные электроны (состав); *е* — в рентгеновских лучах Fe, K; увел.: *б* — 300, *в-е* — 600

Рис. 5. Двухфазовое выделение шпинелидов

а — полированный шлиф, увел. 250; лава, обр. 13; *б-з* — фото с экрана рентгеновского микроанализатора IXA-50A; *б, в* — обратно рассеянные электроны увел. — 600; *б* — рельеф; *в* — состав; *г-з* — в рентгеновских лучах; *г* — Cr, K; *д* — Al, K; *е* — Mg, K; *ж* — Fe, K; *з* — Ti, K

Рис. 6. Двухфазовое выделение шпинелида, фазы которого по отражательной способности практически неразличимы

а — полированный шлиф; лава, обр. 13 (анализ 6, табл. 1), увел. 350; *б-д* — фото с экрана IXA-50A; *б* — обратно рассеянные электроны (состав), совмещенные с кривыми распределения хрома-I и титана-II; *в-д* — в рентгеновских лучах; *в* — Cr, K; *г* — Ti, K; *д* — K; увел. 700

Рис. 7. Трехфазное обособление шпинелида

а-в — фото с экрана IXA-50A; *а* — вторичные электроны с помощью приставки SEI, *б, в* — в рентгеновских лучах: *б* — Al, K; *в* — Cr, K; увел. 1 500, лава, обр. 13 (анализ № 7, табл. 1)

Рис. 8. Сульфиды железа

Фото с экрана СЭМ: *а* — в лапилли плагиоклаза, увел. 25 000; *б, в* — в пороодообразующих субфенокристаллах: *б* — общий вид, увел. 3 000, *в* — фрагмент, увел. 25 000

Рис. 9. Морфология включений минералов образующих сред в плагиоклазе

Фото с экрана СЭМ: *а* — овальные вакуоли, приуроченные к зоне срастания двух плагиоклазовых табличек (лапилли, общий вид), обр. 16, увел. 100; *б* — детали строения вакуолей в фенокристе плагиоклаза, лава, обр. 16, увел. 20 000; *в* — микрорельеф в зоне срастания двух плагиоклазовых табличек (внешняя часть зоны), обусловленный сочетанием вакуолей, законсервировавших газовые включения, обр. 16, увел. 500

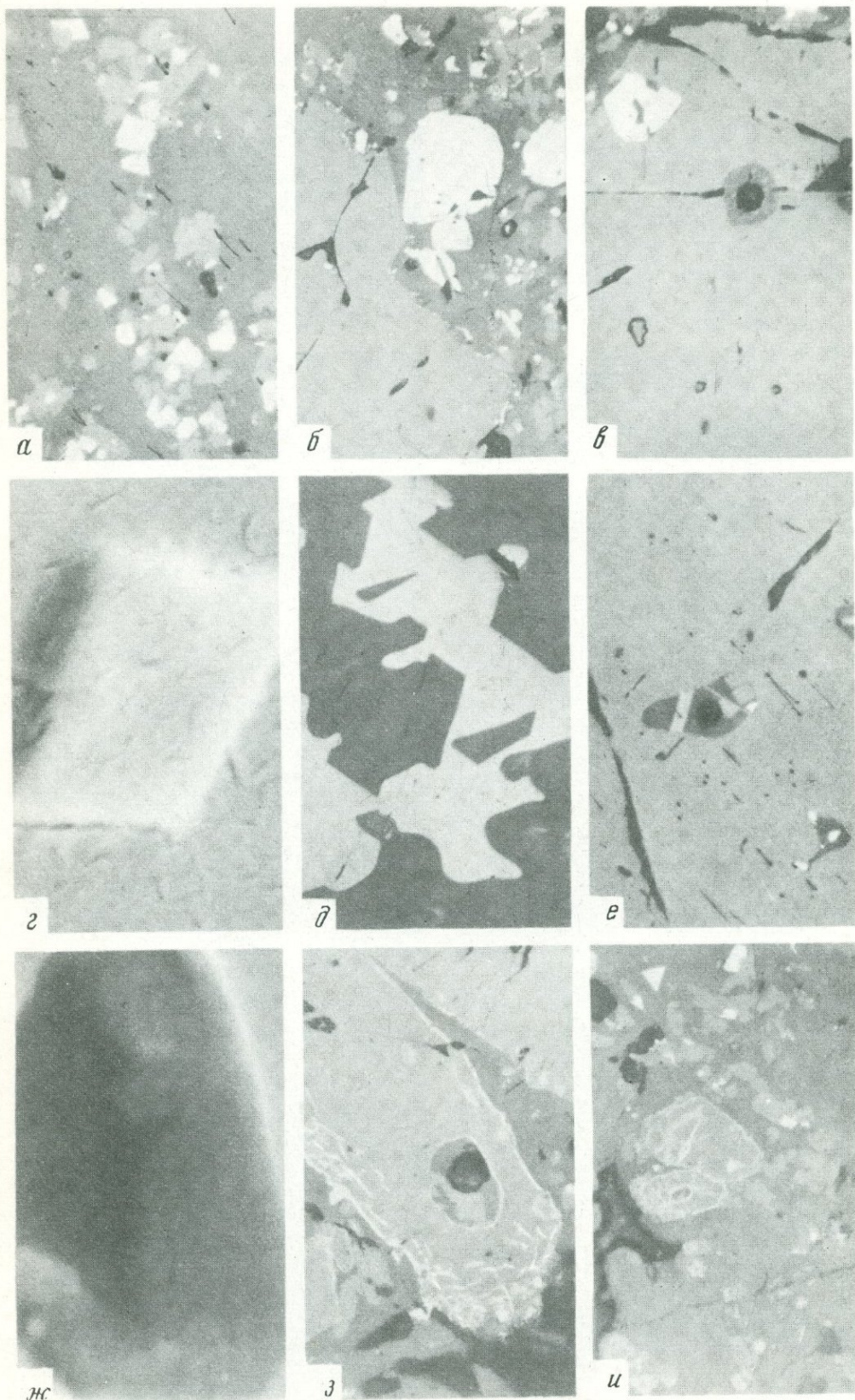
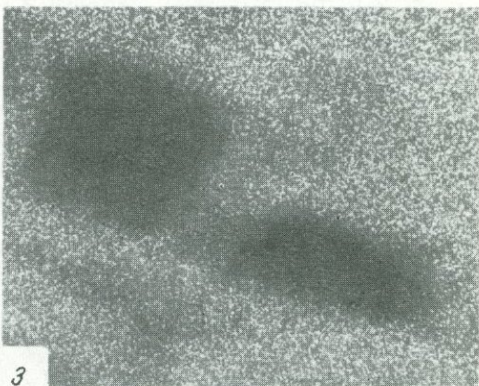
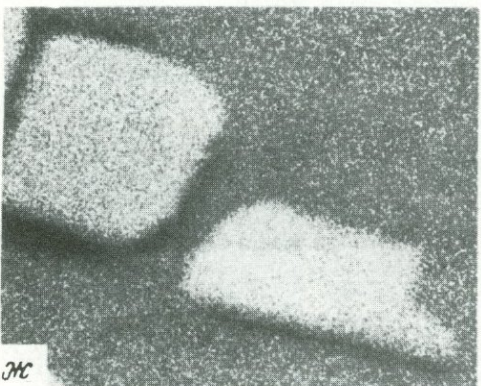
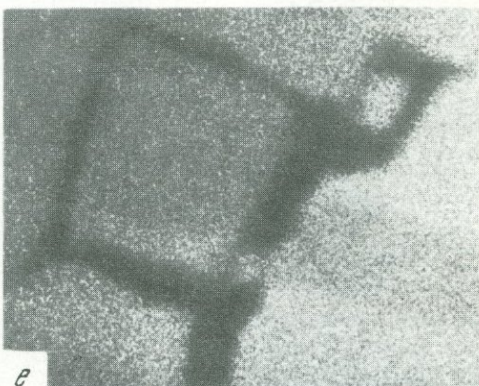
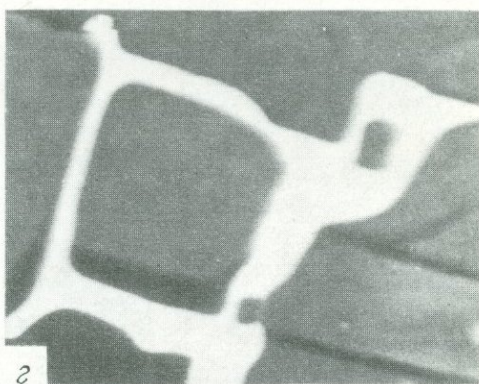
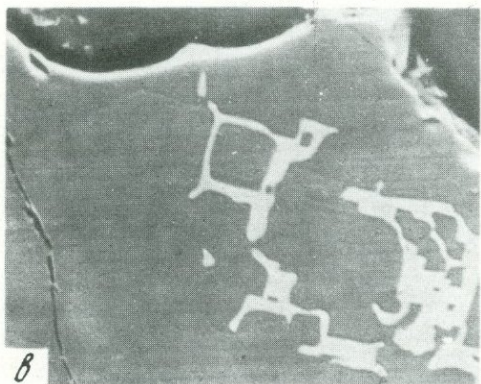
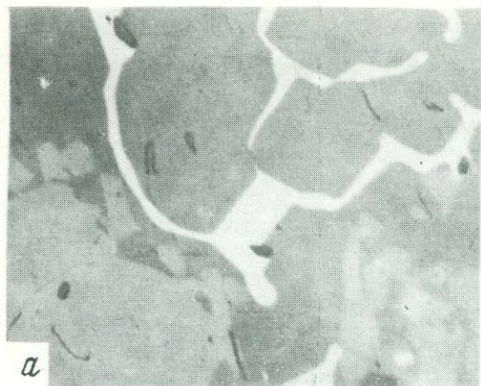


Рис. 1



Р и с. 2

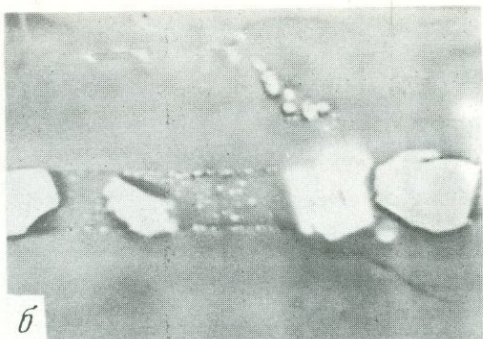
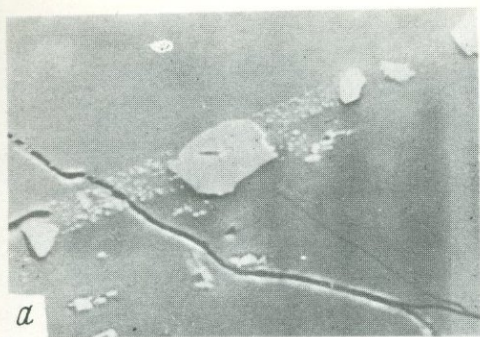


Рис. 3

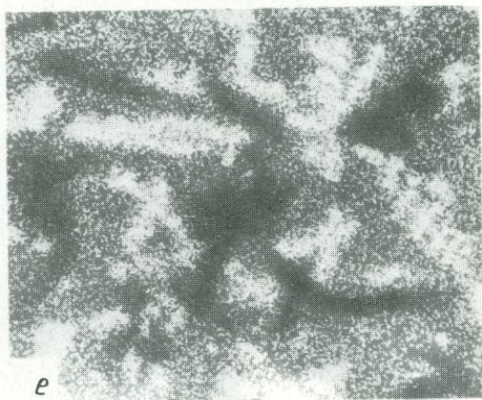
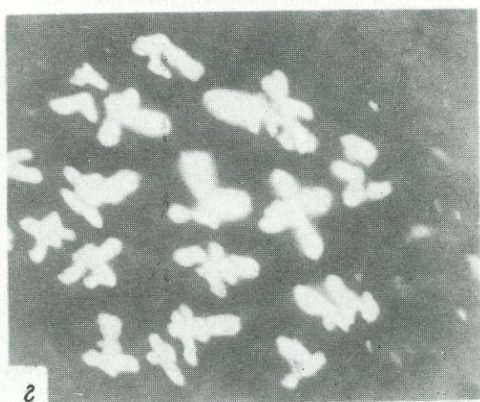
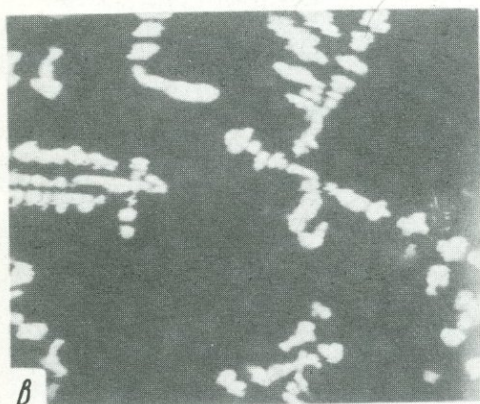
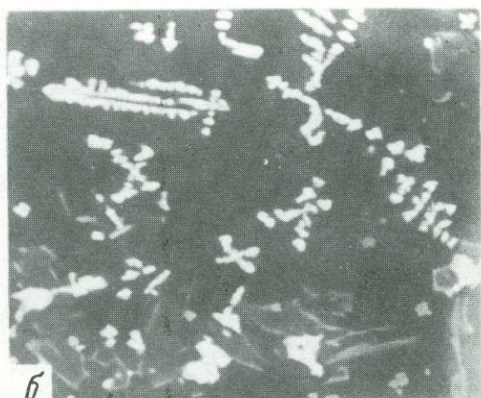
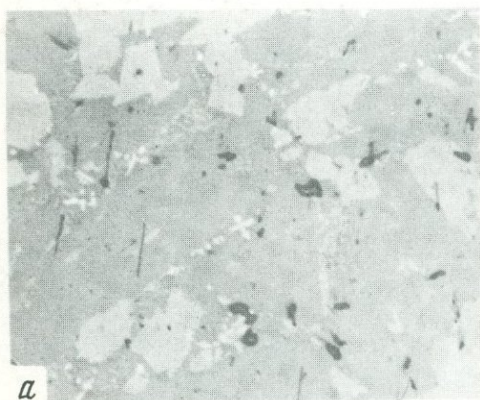


Рис. 4

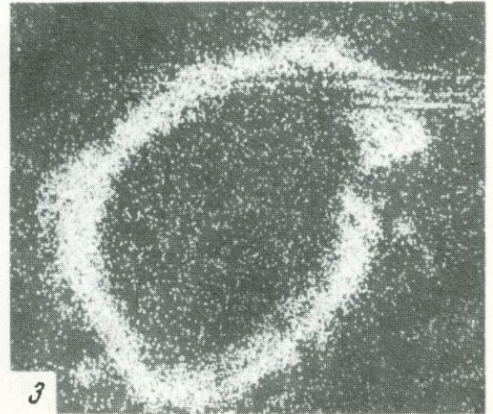
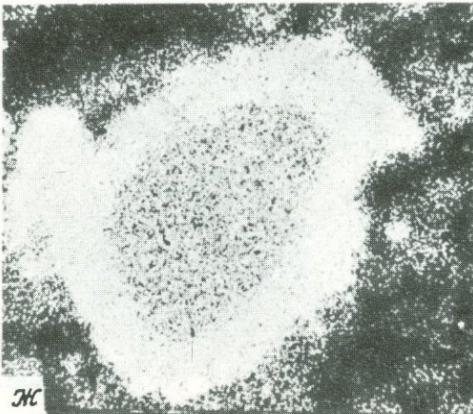
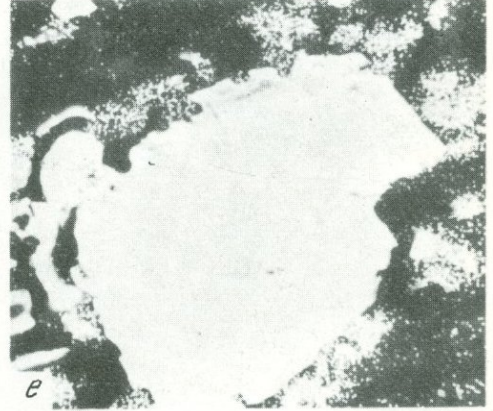
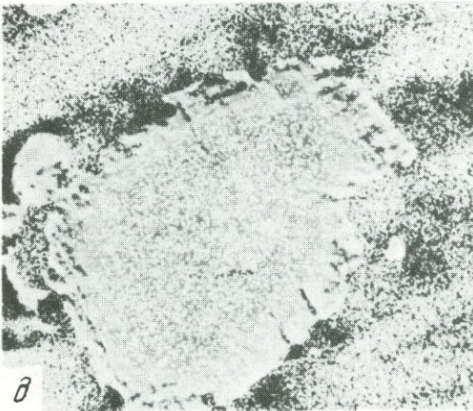
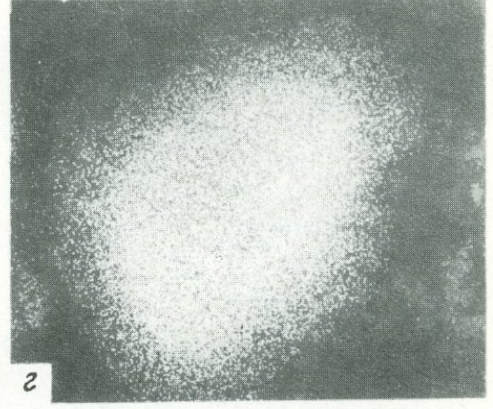
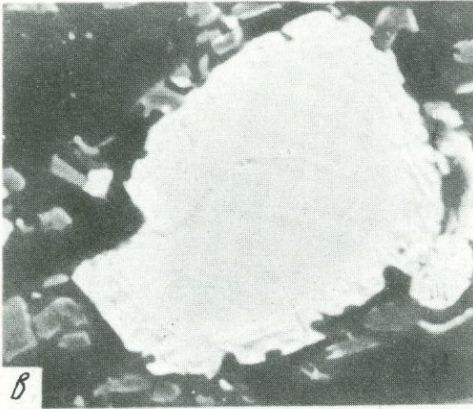
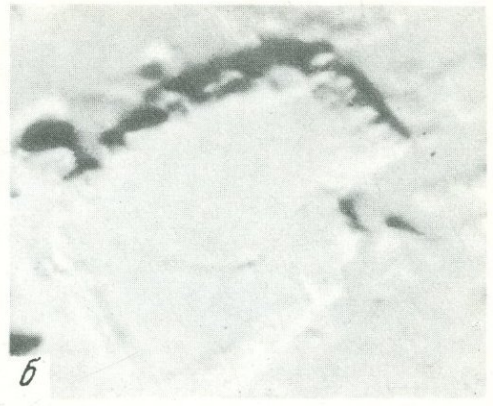
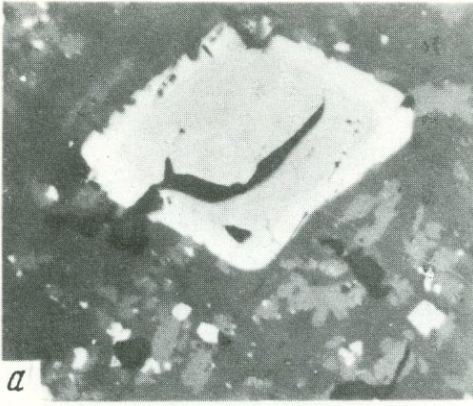


Рис. 5

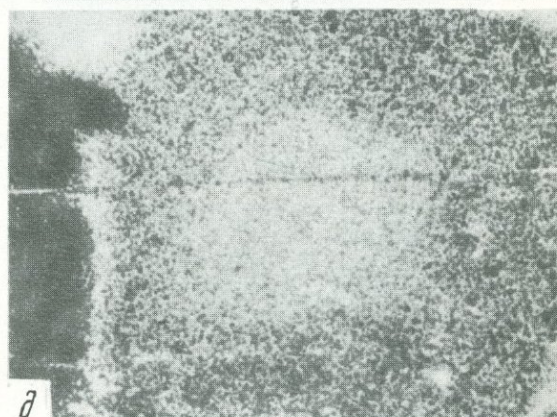
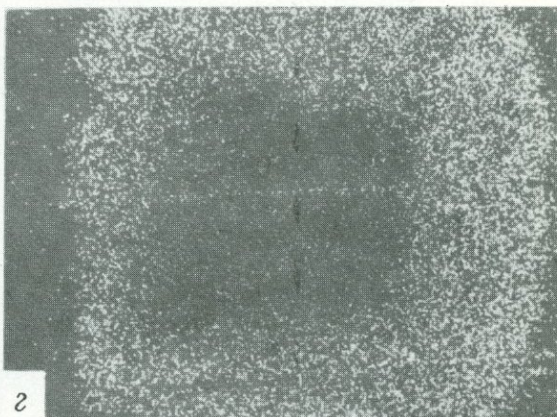
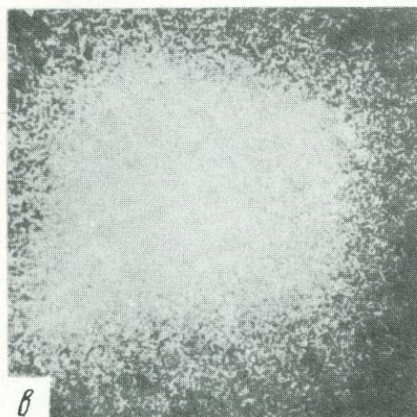
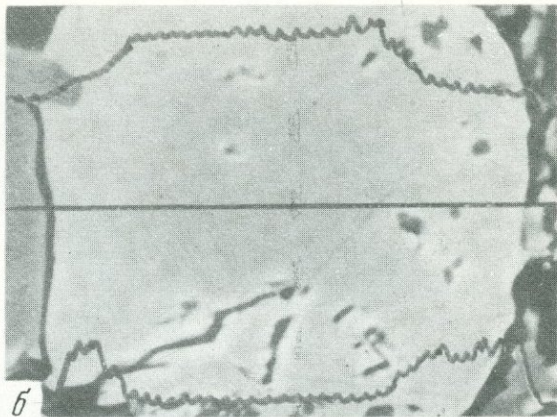
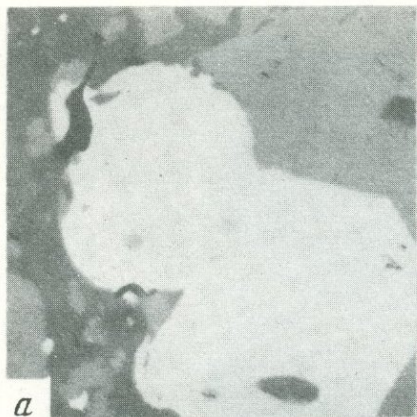


Рис. 6

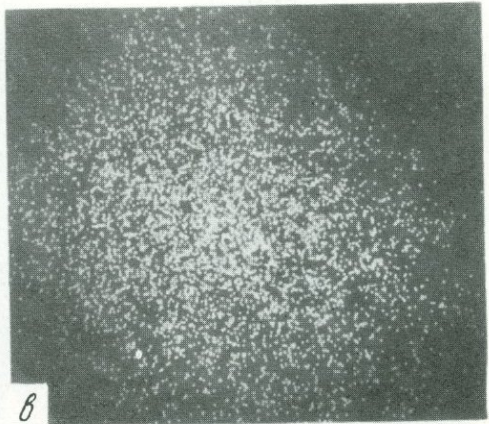
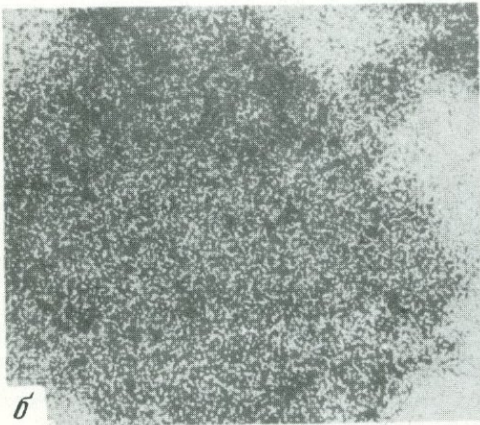
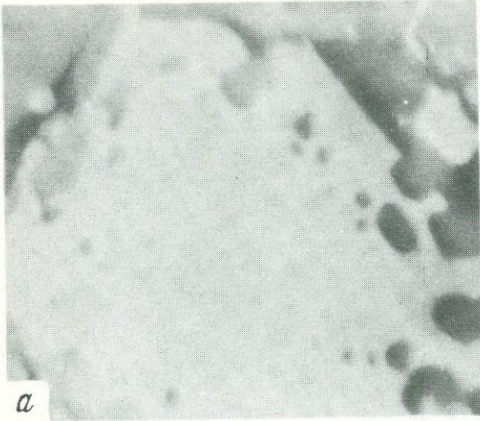
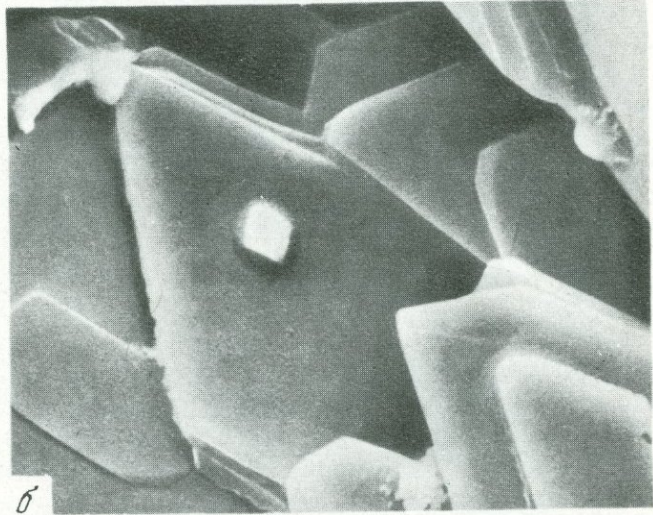


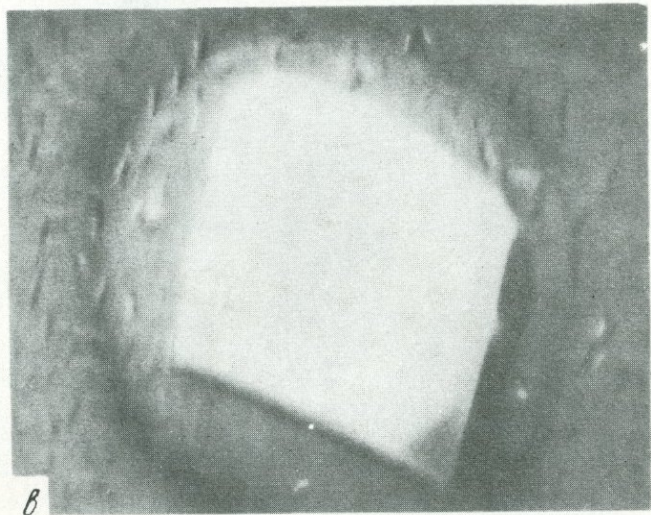
Рис. 7



a



b



b

Рис. 8

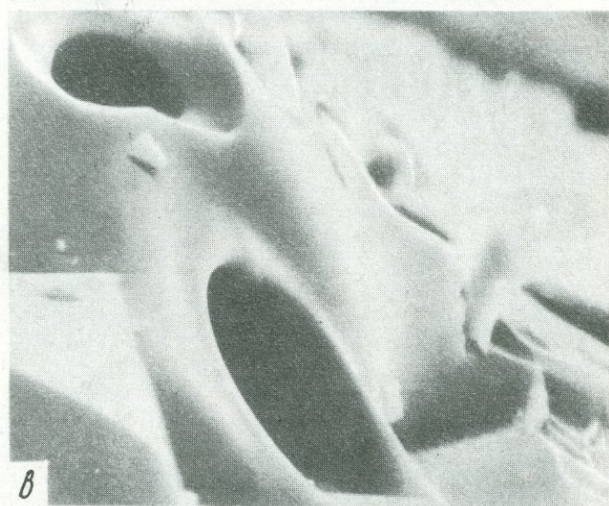


Рис. 9

ные до многоугольных включения, приуроченные как к центральным, так и к периферическим зонам фенокристаллов плагиоклаза, оливина (рис. 1, в, з) и содержащие в свою очередь микровключения последних (рис. 1, в, з); 4) разнообразные, схожие с субграфическими, образования в плагиоклазовых лапиллях, близкие к структурам распада (рис. 1, д; 2, а, б); 5) идиоморфные, реже ксеноморфные кристаллы, выступающие в качестве минералов-узников включений затвердевших магматических расплавов в фенокристаллах плагиоклаза (рис. 1, е, ж); 6) тонкие оторочки (структуры краевых каемок) по периферии субфенокристаллов, эмульсионную вкрапленность, ориентированную по плоскостям спайности фенокристаллов породообразующих минералов (рис. 1, з), либо сложные структуры распада в них (рис. 1, и); 7) сферические до правильных обособления, приуроченные к внутренним зонам срастания плагиоклазовых табличек в одноименных лапиллях (рис. 3, а, б); 8) изумительные по сложности рисунка скопления скелетных дендритовидных агрегатов (рис. 4, а-е). Общее количество шпинелидов достигает 2-3%, а их размеры варьируют от 1 мк до 200 и даже в единичных случаях до 1000 мк.

По отражательной способности, цвету среди шпинелидов устанавливаются четыре разновидности: 1) серая темная со слабым синеватым оттенком, имеющая наименьшую отражательную способность; 2) кремовато-серая, 3) голубовато-серая светлая; 4) свегло-серая со слабым желтоватым оттенком. Все фазы изотропны, в фазе 1 иногда просматриваются неясные эффекты анизотропии. Между фазами 2-4 в свою очередь могут быть выделены промежуточные различия. Фаза 1 по своим оптическим свойствам занимает обособленное положение. Указанные разновидности образуют как мономинеральные выделения (рис. 1, б-ж; рис. 2, 3), так и сложные двух- и трехфазные обособления (рис. 5). Фаза 1 встречается в большинстве случаев в виде самостоятельных зерен, дающих пойкилитовые идиоморфные и изометричные вростки в фенокристаллах силикатов. Она содержит максимальные количества Cr_2O_3 и может быть отнесена к хромпикотиту (таблица). Фазы 2, 3 и 4 встречаются как совместно, так и отдельно. В первом случае строение сростаний таково: центральная часть (ядро) - фаза 2, внешняя зона (краевая оторочка) - фаза 3 (рис. 5, 6, 7). Эти внешние оторочки, видимо, наименее устойчивы, и к ним приурочены пластинчатые, реже более сложные выделения фазы 4. В нескольких случаях наблюдались пластинчатые зерна фазы 4 непосредственно в ядерной части (фаза 2, рис. 7). Фаза 2 интерпретируется как хромсодержащий титаномagnetит, в котором содержание Cr_2O_3 меняется в пределах от 2,62 до 6,9% (см. таблицу, анализы 4-7). Ширина оторочек двух- и трехфазовых зерен - фаза 3 измеряется первыми микронами (~ 8 мк); оторочки содержат субмикроскопические вростки силикатов, из-за которых не удалось получить достоверный зондовый химический анализ. На основании полуколичественного рентгеноспектрального анализа этих оторочек можно полагать, что содержание MgO и Al_2O_3 не превышает 2%, а Cr_2O_3 - менее 1%. Изменение состава в зоне перехода от оторочки к ядру, судя по характеру кривых распределения хрома, титана, алюминия и магния происходит постепенно (рис. 6, 7). При этом оптически крайние члены фаз 2 и 3 практически неотличимы, не различаются они и в обратно рассеянных электронах (состав), где интенсивность цвета минерала является функцией его среднего атомного номера (чем больше атомный номер минерала, тем больше отражение электронов и тем светлее сам минерал на экране микроанализатора). Иначе говоря, эти члены имеют одинаковый средний атомный номер и различия в составе выявляются только при анализе на конкретные элементы (см. рис. 6). Фазу 4 - тонкие пластинчатые кристаллы ввиду их крайне малого размера проанализировать не удалось. Не получены также зондовые анализы скелетных дендритовидных агрегатов. Однако некоторые представления об их составе мы имеем. Самостоятельные выделения фазы 3 в виде изометричных и иногда идиоморфных зерен широко развиты в стекле и интерстициальных пространствах. По своему химическому составу они соответствуют титаномagnetитам, практически не содержащим Cr_2O_3 (см. таблицу, анализ 13, 14). Фаза 4 по своим оптическим свойствам практически не отличается от этих образований. Краевые каймы субфенокристаллов, скелетные обособления, эмульсионная вкрапленность по своим оптическим свойствам близки фазам 3 и 4. Шпинелиды минерала

лы-узники включений затвердевших магматических расплавов в большинстве случаев представлены фазой 1 (рис. 1, е), так же как и идиоморфные кристаллы в фенокристаллах (рис. 1, в, з).

Сульфиды, самородные и интерметаллические соединения крайне редки. Их соотношение с шпинелидами равно $\sim 1:1000$. Среди сульфидов отмечены пирит, пирротин, халькопирит, пентландит. Пирит, пирротин образуют самостоятельные минеральные обособления в виде включений в фенокристаллах плагиоклаза, оливина, пироксена и крупных многофазовых агрегатах шпинелидов (рис. 8, а-в). Их размеры не превышают первых микрон, редко достигают первых десятков микрон. Пирит встречен в виде минерала-узника в многофазном включении затвердевшего магматического расплава в лапилли плагиоклаза. Халькопирит, пентландит отчасти и пирротин находятся в форме сферических агрегатов-глобулей размером до 30–40 мк, ориентированных по границам раздела отдельных плагиоклазовых табличек, слагающих как фенокристаллы, так и лапилли. Диагностика этих минералов основана на оптических свойствах и результатах интерпретации спектров, полученных с использованием лазерного спектрального анализатора LMA-1 (Карл Цейсс, Йена). Интерметаллические соединения меди, железа, никеля, так же как и самородные медь и железо, встречены в единичных случаях в виде самостоятельных выделений в фенокристаллах оливина, пироксена, реже плагиоклаза. Они имеют изометричную форму, высокую отражательную способность, низкий рельеф, размеры до 10–15 мк. Их диагностика основана также на оптических свойствах, сопоставлении с эталонами и результатами интерпретации спектров, полученных на лазерном микроанализаторе LMA-1, и нуждается в уточнении.

В связи с тем, что ряд рудных минералов обнаружен в качестве минералов-узников включений расплавов в минералах, приводится общая характеристика этих включений в фенокристаллах плагиоклаза и плагиоклазовых лапилли.

Установлены следующие типы включений затвердевших магматических расплавов: 1) однофазные: а — стекловатые, стекловатый аморфный базис бесцветен или слабожелтоватого цвета; б — газовые, расположенные в шлаковых стекловатых корочках и тяготеющие к внешним зонам срастания отдельных плагиоклазовых табличек в лапиллях (рис. 9, в); 2) двухфазовые изометричные до каплевидных; газовая фаза индивидуализирована в сферический пузырек объемом 5–60%, размер включений 5–50 мк (рис. 1, в; 9, а, б); 3) многофазные, состоящие из газа, стекловатого базиса, рудных и нерудных минералов узников (рудные — шпинелиды: фаза 1,2; пирит, нерудные?). Форма изометричная, каплевидная до более сложной (рис. 1, е, з, и). Единичные замеры температур гомогенизации показали, что первые признаки плавления наступают при температурах 1010–1050°, а исчезновение газового пузырька происходит при 1080–1100°, несмотря на то, что полное расплавление включений наблюдается при 1135–1140°. Отдельные включения имеют $T_{\text{гом.}}$, равную 1280–1350°.

В ы в о д ы. 1. Установлены рудные минералы в твердых продуктах извержения. Детально охарактеризованы формы, размеры, пространственное положение выделенных разновидностей.

2. Показано, что многообразие изученных шпинелидов может быть сведено к четырем фазам. Фаза 1 — хромпикотит; фазы 2, 3, 4 — титаномагнетиты с переменным содержанием Cr_2O_3 и относительно выдержанным TiO_2 . Хромпикотиты обнаруживают некоторые вариации Cr_2O_3 , MgO , Al_2O_3 при постоянном TiO_2 и не имеют аналогов среди опубликованных в литературе данных. Хромпикотиты присутствуют в продуктах Северного и Южного прорывов.

3. Среди сульфидов выделены пирит, халькопирит, пирротин, пентландит. Халькопирит, пирротин и пентландит образуют своеобразные сульфидные глобулы, схожие с таковыми из включений ультраосновных пород в трубках взрыва (Вахрушев, Прокопцев, 1969; Вахрушев, 1973) и образцах верхней мантии (Вахрушев, 1976).

4. Дана качественная характеристика включений минералообразующих систем в минералах на примере фенокристаллов плагиоклаза, приведены некоторые данные по фазовому составу и температурам гомогенизации, указывающие на сложную многоэтапную термическую эволюцию, которую претерпел минерал.

- Вахрушев В.А.* Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 5-27; 83-121.
- Вахрушев В.А., Куталин В.А.* Сульфиды в верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 438-441.
- Вахрушев В.А., Прокопцев Н.Г.* Первично-магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород. — Геология рудн. месторожд., 1969, № 6, с. 14-26.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А.* Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1419-1422.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193-1196.
- Welter L.W., McKee A.N.* Observations on uncoated, nonconducting or thermally sensitive specimens using a fast scanning field emission source SEM. L-th Ann. IITRI SEM Symposium, 1972, p. 161-168.

ГАЗЫ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВОВЫХ РЕК ТОЛБАЧИНСКОГО ТРЕЩИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1975–1976 гг.

Вулканизм — есть основной процесс дегазации мантии. В связи с вулканическими извержениями в условиях поверхности Земли из магмы, зарождающейся на глубинах 150–200 км (Мархинин, 1967), высвобождаются значительные объемы магматического газа. Накопление компонентов этого газа на земной поверхности и их химическая эволюция в течение геологической истории Земли привели в конечном итоге к формированию на ней водной и воздушной оболочек и к возникновению жизни. С поступлением магматических газов на поверхность Земли и в приповерхностные слои земной коры связано образование многих полезных ископаемых как рудных, так и нерудных. Таким образом, важность изучения магматических газов очевидна. Однако отбор проб собственно магматического газа, являющийся первым этапом исследований, связан с исключительными трудностями, и до сих пор известны лишь единичные случаи отбора таких проб.

В мае 1912 г. А. Дей и И. Шеферд, сотрудники географической лаборатории Института Карнеги, ввели железную трубку в лавовый пузырь, образовавшийся на лавовом озере в кратере Халемаумау вулкана Килауза на о. Гавайи (Day, Shepherd, 1913). Они показали, что магматический газ содержит до 70% воды, наличие которой оспаривалось в то время. Но результаты анализа взятой пробы оказались не вполне удовлетворительными. Железная трубка, которой отбиралась проба, искажала истинный состав газа. Не исключалось загрязнение атмосферным воздухом. В 1917 г. Шеферд успешно отобрал несколько проб с поверхности оз. Халемаумау. Более представительные пробы собрал в 1919 г. Т. Джаггар все из того же оз. Халемаумау (Jagggar, 1940). В 1926 г. на Мауна-Лоа (о. Гавайи) Шеферд опять отобрал пробы газа из жидкой лавы (Shepherd, 1938). В 1959 г. М. Шеньо, Г. Тазиев и Р. Фабр взяли газ из лавового озера вулкана Ни-

Таблица 1

Состав вулканических газов, об. %

Компоненты	1	2	3	4	5
CO ₂	21,4	46,2	40,9	4,6	18,2
CO	0,8	0,4	2,4	0,3	0,3
H ₂	0,9	0,016	0,8	2,8	10,4
SO ₂	11,5	7,6	4,4	4,1	21,7
S	0,7	0,0	—	—	—
SO ₃	1,8	20,6	—	—	—
Cl ₂	0,1	0,0	—	—	—
F ₂	0,0	0,0	—	—	—
O ₂	0,0	0,0	—	—	—
HCl	—	—	—	0,6	—
N ₂ + редкие	10,1	8,8	8,3	4,5	47,5
CH ₄	—	—	—	—	0,7
H ₂ O	52,7	38,0	43,2	83,1	?

Примечание: 1 — Килауза, о. Гавайи; среднее значение 10 проб газа из лавового оз. Халемаумау, взятых Т. Джаггаром в 1917–1919 гг.; 2 — Мауна-Лоа, о. Гавайи; среднее значение 2 проб из расплавленной лавы, взятых Шефердом в 1926 г.; 3 — Нирагонго, Африка; проба из лавового озера, взятая М. Шеньо, и Г. Тазиевым в 1959 г.; 4 — Суртсей, Исландия; среднее значение 11 проб из жидкой лавы, взятых Дж. Сигвалдсоном в 1967 г.; 5 — Этна, Сицилия; среднее значение 2 проб из жидкой лавы, взятых М. Шеньо в 1961 г.

Рис. 1. Газоотводный канал для отбора высокотемпературного магматического газа

1 — кварцевая трубка; 2 — конденсатоотборник; 3 — конденсат; 4 — капилляр конденсатоотборника

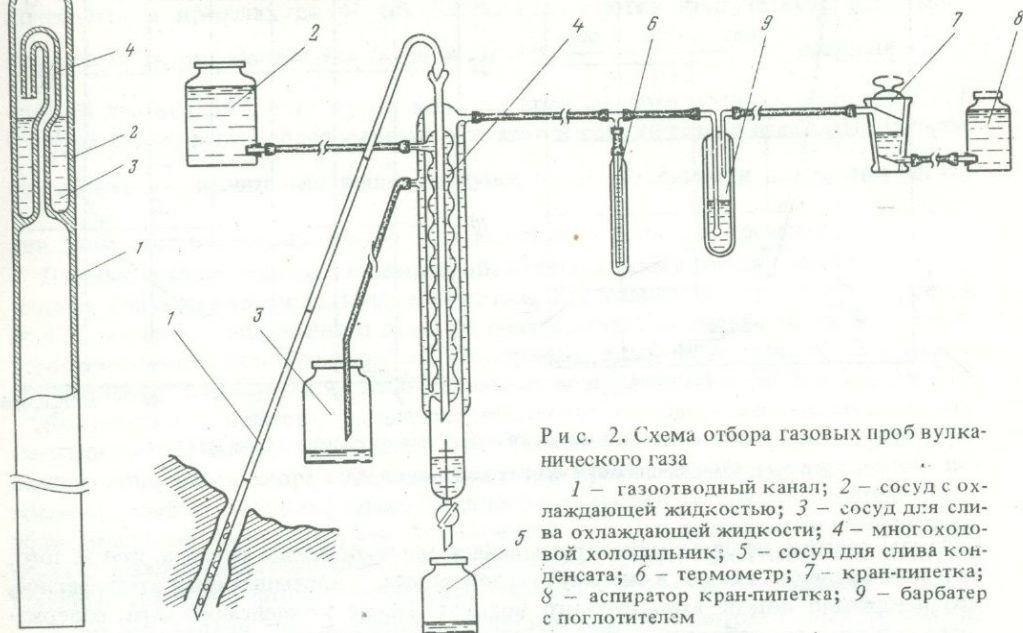


Рис. 2. Схема отбора газовых проб вулканического газа

1 — газоотводный канал; 2 — сосуд с охлаждающей жидкостью; 3 — сосуд для слива охлаждающей жидкости; 4 — многоходовой холодильник; 5 — сосуд для слива конденсата; 6 — термометр; 7 — кран-пипетка; 8 — аспиратор кран-пипетки; 9 — барбатор с поглотителем

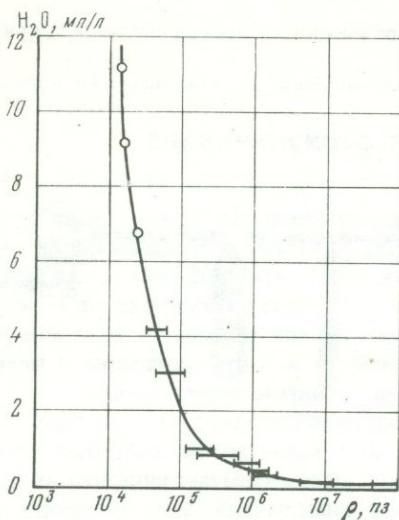
рагонго в Африке (Chaigneau et al., 1960), погрузив отборную трубку на 15 см в раскаленную лаву. Из истоков лавовых потоков газы впервые отобраны М. Шенье в 1961 г. при извержении вулкана Этны. Он брал пробы газа, вводя в расплавленную лаву металлическую трубку (Chaigneau, 1962). В период 1964–1967 гг. при извержении вулкана Суртэй в Исландии было отобрано более десятка газовых проб из жидких текущих лав Дж. Сигвалдсеном и Дж. Элиссоном (Sigvaldason, Elisson, 1968).

Примеры анализов наиболее представительных проб, отобранных зарубежными учеными, сведены в табл. 1.

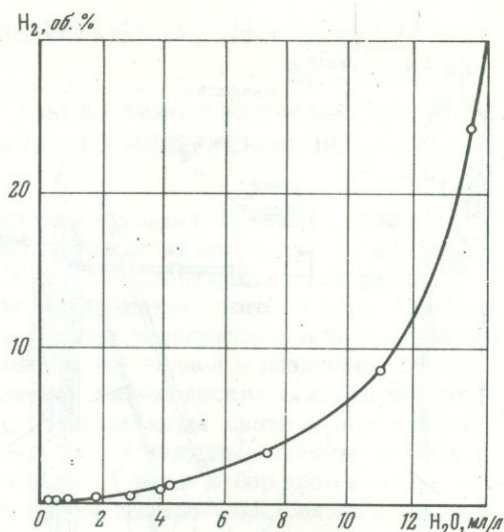
В Советском Союзе отобрать пробы магматического газа непосредственно из лавовых рек, из их истоков и в их среднем течении впервые удалось Е.К. Мархинину и В.А. Уракову в 1975–1976 гг. на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения.

Отборные трубки из керамики, металла (из нержавеющей стали, из титана, из ванадия), а позже из кварцевого стекла (это наиболее удачный вариант) различной длины — от 1,5 до 4 м погружались в текущую жидкую лаву на глубину 10–50 см. В отдельных случаях были отобраны пробы газа из только что появившихся на поверхности лавового потока пузырей, вздутых магматическим газом. Лава имела ячеистую структуру, магматический газ концентрировался в ее порах-пузырьках. Попадая в газовую пору, отверстие отборной трубки не забивалось лавой. Видимо, в месте соприкосновения трубки и лавы создавался перепад давления, который усиливал приток газовых пузырьков к трубке, а затем и в отборную систему. Температура лавы постоянно замерялась платиноплатино-родиевой термопарой типа ПП-1 и была равна $1000 \pm 65^\circ\text{C}$.

Система отбора высокотемпературных газов состояла из специально сконструированного газоотводного канала (рис. 1), изготовленного из кварцевого стекла, многоходового холодильника для конденсации паров магматического газа, термометра для замера температуры в системе подачи газа, бюреток с поглотителями компонентов, кран-пипетки либо сосудов для отбора газов, аспиратора кран-пипетки либо насоса в зависимости от цели отбора газа (рис. 2). Перед



Р и с. 3. Кривая зависимости вязкости лав от содержания в них воды



Р и с. 4. Корреляционная кривая водород-вода

отбором система неоднократно промывалась магматическим газом и, кроме того, газ, как правило, входил в систему под давлением, превышающим атмосферное, что исключало подсос атмосферного воздуха. После конденсации пара, содержащегося в газе, газ собирали в специальные сосуды и анализировали в лаборатории. При хранении газа принимались всевозможные меры против загрязнения его атмосферным воздухом.

Газ анализировали на хроматографе ЛХМ-8МД (модель V и Луч). Условия хроматографирования на хроматографе ЛХМ-8МД: газ-носитель — гелий, неподвижная фаза — поропак, температура колонок — 60°C, длина — 3 м, детектор — катарометр. На хроматографе Луч: газ-носитель — аргон, неподвижная фаза — молекулярные сита 5А, температура колонок — 80°C, длина — 3 м, детектор — катарометр.

Результаты анализа газа, полученные при обработке 36 проб, следующие (об. %): H_2 — 0,002–25,5; O_2 — 0,6–19,7; N_2 — 38,6–83,4; $He + Ne$ — 0,02–0,17; CO_2 — 0,2–41,0; CO — 0,06; CH_4 и другие углеводороды — 10^5 — 0,56; HF — 0,005–0,06; HCl — 0,05–0,7; SO_2 — 0,002–0,006; H_2S — 0,003–0,008 (аналитики С.П. Левшунова и Р.В. Гусева).

Таблица 2

Углеводородный состав магматического газа

Проба	Групповой углеводородный состав, об. %					
	CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	C_3H_6	iC_4H_{10}
Магматический газ из жидких лав	66,17	2,56	4,06	2,10	6,39	1,28
То же	41,33	8,98	21,56	4,49	10,78	0,52
”	33,45	4,49	15,30	28,85	4,77	0,86
Остывшая лава из жидкого потока	71,93	12,42	9,34	2,74	2,30	0,04
То же	61,29	12,88	15,07	3,27	2,62	0,20
”	69,40	6,94	14,90	2,25	2,04	0,12
Шлаковая бомба	55,37	5,70	25,00	3,50	3,80	0,34

Аналитик С.П. Левшунова

В составе газа, взятого из жидкой лавы Толбачинских извержений, обращает на себя внимание низкое содержание окиси углерода по сравнению с пробами, отобранными зарубежными исследователями. Количество углекислого газа колеблется в пределах до 41 об. %. Во всех пробах присутствуют небольшие количества гелия. Показатель Мура и Лепаса $\frac{100 \times \text{редкие газы}}{N_2}$ составляет для средней пробы 0,547, в то время как для атмосферного воздуха он равен 1,177. Следовательно, можно предполагать, что азот и редкие газы в пробах ювенильны. Отношение $\frac{N_2}{O_2}$ значительно выше воздушного. В зависимости от степени дегазации лавы состав магматического газа менялся в больших пределах.

Помимо общего состава газовых проб, изучался также состав конденсата, полученного при охлаждении магматического газа. Его количество составляет в среднем до 11,2 мл на 1 л откачанного газа, что соответствует примерно 90 об. %. Установлена зависимость вязкости лавы от растворенной в ней воды (рис. 3). Эта зависимость хорошо согласуется и с лабораторными экспериментами (Кадик и др., 1971).

Корреляция количества сконденсированного пара и содержания водорода в магматическом газе изображена на рис. 4. В пробах конденсата магматического газа определяли ионы фтора, хлора, сульфата и металлов. При определении фтора прямой потенциометрией с помощью фторселективного электрода из фтористого лантана после подщелачивания было обнаружено его лишь 660 мг/л. При добавлении в раствор комплексообразователей было обнаружено фтора уже 199 мг/л. Это говорит о том, что приблизительно 60% фтора в конденсате связано в комплексе с металлами.

Хлор определяли двумя методами: прямой потенциометрией электродом из хлорида серебра и аргентометрическим титрованием. Оба метода дали очень высокое содержание хлора — до 23800 мг/л конденсата.

Металлы в конденсате определяли методом атомной абсорбции на спектрофотометре С-302 в пламени воздух-ацетилен.

Получены следующие усредненные результаты анализа конденсата при pH 0,66–0,85; H₂O — 11200 мг/л газа в мг/л: Cl — 23800; F — 1900; SO₄²⁻ — 220,4; H₂SO₄ — 1327,3; NH₄⁺ — 6,2; Na⁺ — 770,0; Al³⁺ — 250,6; Zn²⁺ — 190,3; Cu²⁺ — 93,5; Ca²⁺ — 68,0; Fe²⁺ — 37,5; Mg²⁺ — 18,3; Cd²⁺ — 24,79; Li⁺ — 1,5; Pb²⁺ — 1,41; Mn²⁺ — 1,23; Sn²⁺ — 0,05; As²⁺ — 0,05; Ag²⁺ — 0,001; Co²⁺ — следы.

Анализ показал, таким образом, что основным компонентом вулканических эманаций является вода. Практически во всех пробах присутствуют высокие концентрации цинка, меди, кадмия, причем в некоторых случаях эти элементы преобладают над породообразующими. Весьма интересно также то, что в пробах

Групповой углеводородный состав, об. %

nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	iC ₅ H ₁₂	nC ₆ H ₁₂	iC ₆ H ₁₄	nC ₆ H ₁₄	nC ₆ H ₁₆	Σ
3,01	3,16	Сл.	Сл.	Σ 11; 28		—	100,00
2,25	1,17	5,75	1,08	Σ 2,08		—	99,98
2,06	6,68	0,81	3,81	Σ 2,86		—	101,01
0,23	0,25	0,09	0,09	0,15	0,34	0,08	100,00
1,28	2,18	0,15	0,22	0,50	0,28	0,06	100,00
0,66	1,40	0,16	0,20	1,26	0,36	0,37	100,06
1,90	3,30	0,44	0,53	Σ 0,12		—	100,00

обнаружено относительно мало калия и его содержание близко к содержанию лития. Сравнительно незначительно содержание в конденсате магния и кальция. В общем можно сказать, что магматическими газами выделяются относительно незначительные количества петрогенных элементов (за исключением натрия) при высоких содержаниях рудных элементов.

Помимо общего анализа был также проведен более детальный анализ углеводородной части магматического газа методом газовой хроматографии. Полученные при этом результаты по определению группового углеводородного состава магматического газа представлены в табл. 2. В углеводородной части газа преимущественное положение занимают метан и его гомологи до гексана и выше. Кроме того, присутствуют углеводороды непредельного характера (этилен, пропилен, бутилен и др.). Последнее обстоятельство позволяет предполагать протекание процессов термического крекинга углеводородов. Обнаружена прямая зависимость между содержанием водорода и гаммой углеводородов в магматическом газе. Этот факт говорит в пользу абиогенного происхождения магматических углеводородов.

При отборе газа и конденсата из лавовых речек отбирали также образцы лав, вулканических бомб, пепла, в которых определяли углеводородный состав газов, адсорбированных вулканическими продуктами.

Результаты анализа этих газов представлены в той же табл. 2. В углеводородном составе газа твердых продуктов преимущественное положение занимает метан (порядка 70%). Кроме метана, обнаружен и ряд сложных углеводородов вплоть до C_6H_{14} и более тяжелых. Общее количество адсорбированных углеводородов составляет 0,08–0,3 см³ на 1 кг лавы. Интересно отметить тождественность состава газов, отобранных из лавы и адсорбированных газов твердых продуктов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971, 268 с.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967, 256 с.
- Chaigneau M. Sur le gaz volcaniques de l'Etna (Sicile). — Compt. rend. hebdomadaires des seances de l'Acad. des Sci., 1962, N 23, p. 254.
- Chaigneau M., Tazieff H., Fabre R. Composition des gaz volcaniques du lac de lave permanent du Nyiragongo (Congo belge). — Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 1960, v. 250, pp. 2482–2485.
- Day A.L., Shepherd E.S. Water and volcanic activity. — Bull. Geol. Soc. Am., 1913, v. 24, 573 p.
- Elskens I., Tazieff H., Tonani F. A new method for volcanic gas analysis in the field. — Bull. Volcanol., 1964, Ser. 2, t. 27, p. 347–350.
- Jaggard T.A. Magmatic gases. — Am. J. Sci., 1940, v. 238, p. 313–353.
- Sigvaldason G.E., Elisson G. Collection and analysis of volcanic gases at Surtsey, Iceland. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, p. 797–805.
- Shepherd E.S. The gases in rock and some related problems. — Am. J. Sci., 1938, Ser. 5, v. 35–A, p. 311–351.

ХИМИЗМ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ И ПРОДУКТОВ ИХ РЕАКЦИЙ НА НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНАХ В 1975 г.

Толбачинское трещинное извержение, которое началось 6 июля 1975 г., явилось удобным объектом для изучения вулканических газов. В процессе извержения происходило образование шлаковых конусов и излияние жидких базальтовых лав в пределах Северного и Южного прорывов. В 1975 г. на Новых Толбачинских вулканах было опробовано более 30 газовых выходов, в результате удалось отобрать около 100 проб газов, 30 проб конденсатов, 200 образцов возгонов. В настоящей статье приводится только часть анализов и конденсатов, графики же построены по всем имеющимся в настоящее время данным.

Схема отбора газов и конденсатов (рис. 1) отвечала современному уровню (Sigvaldason, Ellison, 1968; Mizutani, Matsuo, 1959; Le Gem, 1972). В отборе возгонов применялась методика площадного опробования и разделения минералов в поле.

Пробы анализировались разными методами. Газы определялись методом хроматографии (Р.В. Гусева, А.М. Рожков) и масс-спектрометрии, водные растворы — методами "мокрой химии" (Н.А. Перетолчина, С.Н. Литасова), атомной абсорбции (Н.В. Резников, Л.П. Никитина, Г.Н. Аношин), полярографии (А.Н. Невзоров, Л.П. Никитина), фотометрии пламени (Ю.Д. Кузьмин, С.Н. Литасова), адсорбционно-комплексобразовательной хроматографии (Л.П. Никитина). Это позволило не только наиболее точно с большой чувствительностью определить состав экзгалазий, но и сравнить различные методы на одних и тех же очень специфичных и трудных для определения образцах, какими являются ультракислые сложные растворы вулканического происхождения.

Вулканические экзгалазии изучались на эксплозивно-эффузивном этапе извержения на Северном прорыве. Опробовались газовые выходы на лавовых потоках Первого конуса на стадии их консолидации и на лавовом потоке Второго конуса на стадии движения. На Южном прорыве изучение газов проводилось во время эффузивного этапа извержения. Газы и конденсаты отбирались из лавового потока на стадии излияния. Газы Южного прорыва относятся по происхождению к разряду магматических.

Магматические газы. Пробы магматических газов отбирались из трещин в тонкой корке (табл. 1, № 8, 9) или из-под козырька (табл. 1, № 10, 11) из застывшей лавы над истоками лавовых рек. Во время отбора пробы № 11 (см. табл. 1) исток лавовой реки продвинулся на 5–6 м вниз по рельефу, и газоотборная трубка была "закаптиврована" лавовой коркой так, что ее нижний конец оказался в лавовой реке значительно выше истока.

В некоторых из проб магматических газов, выделившихся из жидкой лавы на различных расстояниях от Южного конуса, определены максимальные для всех проб содержания HF , HCl , SO_2 , H_2S , H_2O . Некоторые образцы (см. табл. 1, № 9)

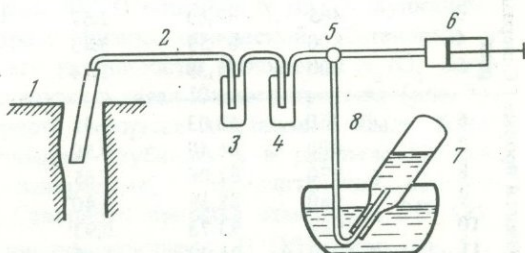


Рис. 1. Схема газоотборной системы

1 — керамическая трубка; 2 — фторпластовый шланг; 3 — барбатер с безметалловой водой; 4 — барбатер с раствором уксуснокислого кадмия; 5 — трехходовой кран; 6 — шприц; 7 — газоприемник с насыщенным раствором NaCl ; 8 — резиновый шланг

Таблица 1

Состав вулканических газов Толбачинского трещинного извержения (об. %) в 1975 г.

№	t, °C	Дата отбора	Вулканические газы без учета H ₂ O, O ₂ , N ₂					
			HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	
Северный прорыв	1	500	16.VIII	0,94	2,55	0,03	0,29	89,19
	2	800	17.VIII	2,37	2,46	0,18	—	73,55
	3	485	26.VIII	1,71	4,42	0,01	—	87,10
	4	400	14.VIII	1,61	6,92	0,07	—	68,32
	5	900	22.VIII	2,61	4,84	0,02	—	36,12
Южный прорыв	6	750	18.X	0,69	3,17	0,38	—	90,57
	7	800	13.X	1,32	3,65	0,59	—	92,82
	8	990	15.XII	8,56	43,18	5,54	—	28,18
	9	980	16.XII	7,50	27,30	28,00	0,18	36,65
	10	1020	21.XII	0,04	21,00	5,32	0,54	30,51
	11	1020	22.XII	5,54	30,06	5,34	0,36	12,54

Таблица 1 (продолжение)

№	t, °C	Вулканические газы без учета H ₂ O, O ₂ , N ₂						
		CO	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂	NH ₃	
Северный прорыв	1	500	—	1,65	—	—	4,18	1,18
	2	800	2,10	12,08	0,48	—	1,75	5,08
	3	485	1,13	4,78	—	—	0,42	0,43
	4	400	3,42	14,10	—	—	3,62	1,94
	5	900	25,84	15,29	7,16	1,74	3,87	2,61
Южный прорыв	6	750	—	—	—	—	4,31	0,82
	7	800	—	—	—	—	—	0,29
	8	990	—	—	—	—	14,53	0,01
	9	980	—	—	—	—	0,30	0,05
	10	1020	—	—	—	—	42,56	—
	11	1020	—	—	—	—	46,16	—

Таблица 1 (окончание)

№	t °C	Общий состав газов				N ₂ /O ₂	H ₂ O/H ₂ · 10 ⁻⁴	
		H ₂ O	Σ _B *	O ₂	N ₂			
Северный прорыв	1	500	81,83	4,30	0,04	13,83	345,5	0,04
	2	800	83,10	1,95	2,10	12,85	6,1	0,3
	3	485	87,63	2,62	0,48	9,27	19,1	0,9
	4	400	87,59	3,83	0,89	7,68	8,6	0,06
	5	900	75,39	2,54	1,40	20,67	14,1	0,07
Южный прорыв	6	750	66,03	0,42	4,03	29,52	7,3	0,3
	7	800	66,40	0,50	5,81	26,79	4,6	—
	8	990	82,06	1,65	2,57	12,82	4,6	0,03
	9	980	88,39	0,40	2,24	8,97	4,0	—
	10	1020	93,73	0,93	0,58	4,76	8,2	0,03
	11	1020	94,02	1,18	0,89	3,91	4,4	0,01

Примечание: 1, 2 — газы из фумарол на поверхности лавового потока из южной части подножия Первого конуса; 3, 4 — газы из фумарол на поверхности лавового потока из северной части подножия Первого конуса; 5 — газы из расселины между глыбами лавы на фронте движущегося лавового потока из Второго конуса; 6, 7 — газы из трещин в лавовом покрове над истоком лавовой реки (в 200 м от конуса); 8, 9 — газы из истока лавовой реки в 400 м от конуса; 10, 11 — газы из истока лавовой реки в 1000 м от конуса.

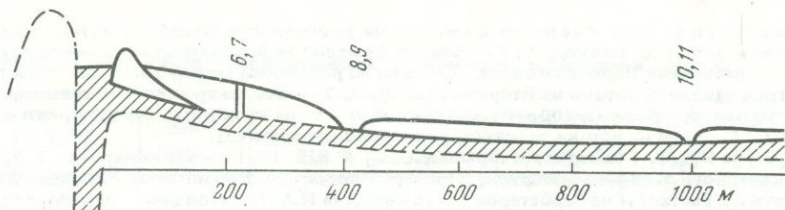
Температура № 1, 3, 4 замерялась термометром; № 8, 9, 10, 11 — термопарой; 2, 5, 6, 7 — по цвету раскаленного лавового материала. Прочерк означает, что компонент определялся, но не был обнаружен. Растворы из барбатов анализировала Н.А. Перетолчина. В отборе проб газов участвовал В.А. Ураков. Σ_B^* — сумма вулканических газов.

ответчали теоретически выведенному А. Эллисом (Ellis, 1957) составу при аналогичной температуре и давлении 1 атм., т.е. отвечали составу, в котором молекулярные отношения для системы $H_2O-CO_2-H_2-S_2$ равнялись 100 : 10 : 2 : 1. Как А. Эллис, так затем К. Краускопф (Krauskopf, 1957), С. Матсуо (Matsuo, 1960), В.П. Волков и Г.И. Рузайкин (1974) за основу равновесных расчетов принимали образцы, отобранные Шепердом и Т. Джаггаром из лавового озера Килауэа. Газы Южного прорыва и вулкана Суртсей в Исландии отличались от газов Килауэа повышенным содержанием водорода. Видимо, состав газов, выделившихся из жидких лав в удалении от жерла, как в случае Суртсея и Южного прорыва, должен отличаться от газов, выделившихся из жидкой лавы над жерлом (лавовые озера Килауэа, Нирагонго, Эрта-Але).

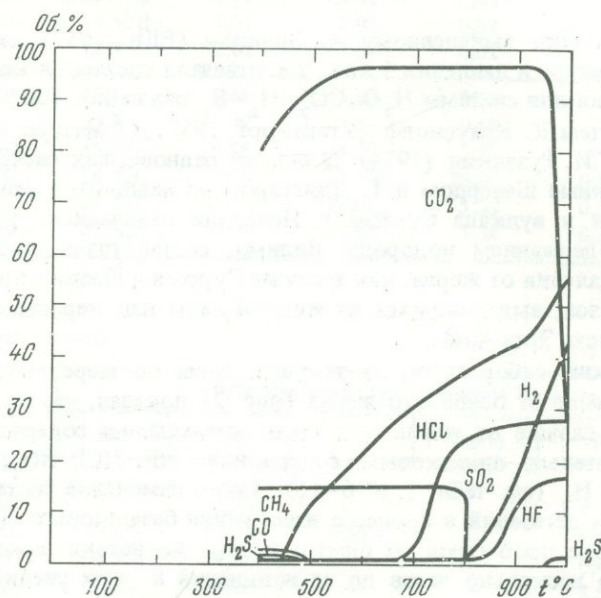
Систематический отбор газов из текущей лавы по мере миграции лавовых выходов все дальше от основного жерла (рис. 2) показал, что их средний состав изменялся: чем дальше от жерла — в газах уменьшалось содержание CO_2 , оставались приблизительно одинаковыми содержания HF , HCl , SO_2 , увеличивались H_2O и особенно H_2 (см. табл. 1, № 6–11). Такое изменение состава газов согласуется со схемой дегазации в процессе извержения базальтовых лав (Sigvaldason, 1974). При отборе проб газов из одного и того же истока лавовой реки было замечено, что за несколько часов до ее истощения в газах увеличивалось содержание H_2O , появлялся в значительных количествах H_2S (см. табл. 1, 8, 9), в конденсатах происходило образование коллоидной серы. Проба № 8 (см. табл. 1) была отобрана за двое суток, а № 9 — за несколько часов до истощения лавовой реки. Возможно, изменение состава газов было связано с уменьшением или увеличением интенсивности дегазации магмы в жерле, поскольку истощение одних и появление других лавовых рек в какой-то степени зависело от интенсивности извержения.

Фумарольные газы как на Южном, так и на Северном прорывах отличались от магматических меньшим содержанием HF , HCl , SO_2 , H_2S , H_2 , но большим содержанием H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , (+ др. углеводороды; см. табл. 1). Состав газов новых Толбачинских вулканов является типичным для базальтовых вулканов Камчатки и Курильских островов, для которых установлен глубинный источник магмы (Меняйлов, 1976). Основным фактором, определяющим состав фумарольных газов, была температура. Колебания в составе фумарольных газов в зависимости от температуры (рис. 3) отвечали известным закономерностям (Башарина, 1963).

Однако состав газов зависел не только от температуры, но и от местоположения фумарол. При аналогичных температурах газы Северного и Южного прорывов отличались довольно заметно (рис. 4). Отношение N_2/O_2 в вулканических газах можно считать индикатором физико-химической обстановки в магматическом расплаве и показателем его глубинности. Отношение N_2/O_2 было высоким в газах Северного прорыва и низким в газах Южного прорыва (рис. 5), т.е. в магматическом расплаве Северного прорыва обстановка была более восстановительной, соответствующей большим глубинам, а в расплаве Южного прорыва, особенно на первых этапах извержения, — окислительной, соответствующей меньшим глубинам. В газах Северного прорыва отмечались CO , CH_4 (+ др. углеводороды), H_2 и высокие величины отношения H_2O/H_2 (см. рис. 5).



Р и с. 2. Схематический разрез Южного конуса; показаны условия отбора проб газов. Вертикальный масштаб не точен



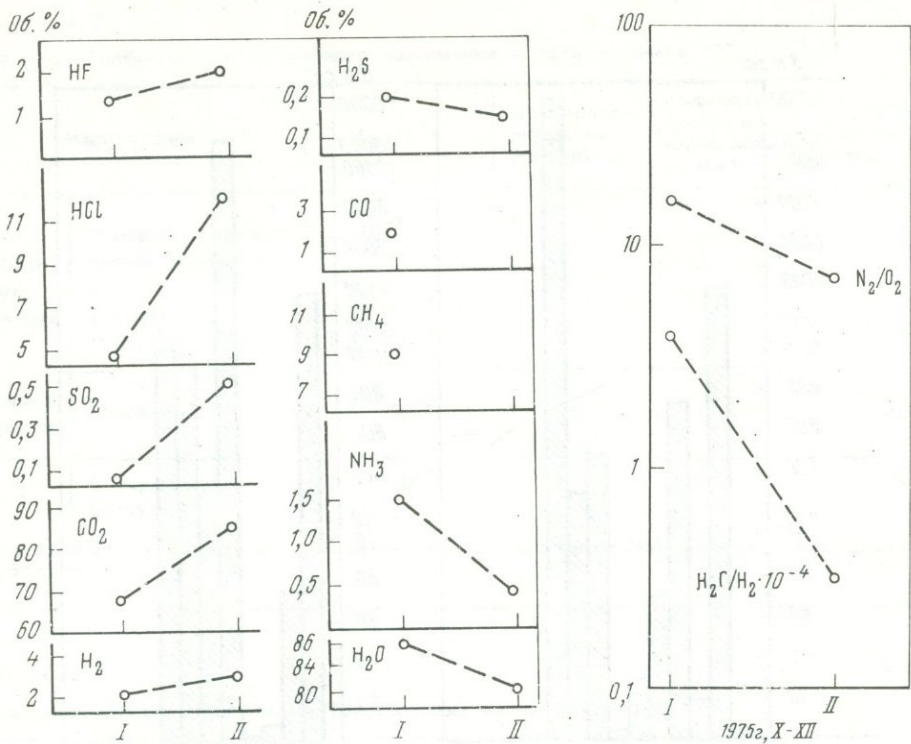
Р и с. 3. Зависимость между составом газов и температурой. Кривые проведены по максимальным концентрациям

Можно предположить, что магма Северного прорыва подошла к поверхности с большей глубины и с большей скоростью, чем магма Южного прорыва (Федотов и др., 1976).

Содержание Не в газах Северного прорыва было увеличено по сравнению с Южным прорывом (табл. 2), что подтверждает предположение о более глубинном источнике магмы Северного прорыва.

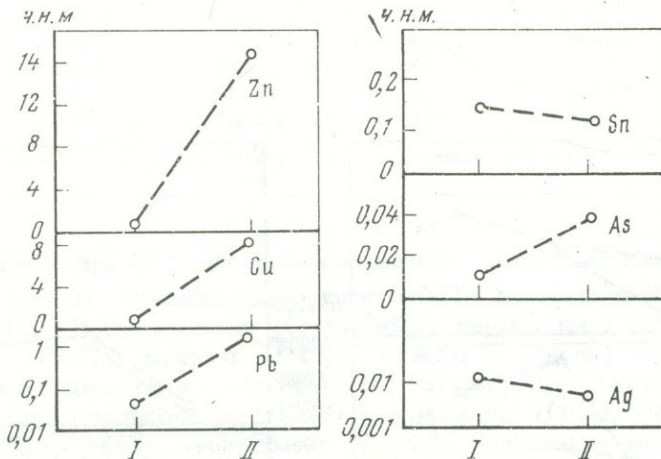
Конденсаты в вулканических газах. Отбор проб газов сопровождался отбором конденсатов. В конденсатах магматических газов определены: в десятках граммов на литр — хлор, в граммах на литр — фтор и сульфат, в сотнях миллиграммов — алюминий, натрий, калий, в десятках миллиграммов — кальций, магний, цинк (табл. 3). Молярное отношение вода: газы: металлы в пробках газов составляло 1000 : 63 : 0,1. Магматические газы Южного прорыва содержали в значительно больших количествах рудные элементы по сравнению с фумарольными газами Северного прорыва (рис. 6).

Фумарольные минералы. Состав возгонов на лавовых потоках Северного и Южного прорывов, интенсивность их образования и микроэлементный состав находились в тесной зависимости от состава газов и конденсатов. Если фумарольные газы на лавовых потоках Северного прорыва содержали относительно много HCl и NH₃, то около них происходило образование возгонов нашатыря и хлоридов Na, K, Fe. Основным фумарольным минералом возгонов около фумарол Северного прорыва был нашатырь. Микроэлементный состав возгонов показал обогащенность их медью, цинком, свинцом, серебром (рис. 7). Нашатыри и хлориды Cu, Na, K, Fe Южного прорыва были богаче микроэлементами, чем на Север-



Р и с. 4. Средний состав газов Северного (I) и Южного (II) прорывов по данным анализов 35 проб

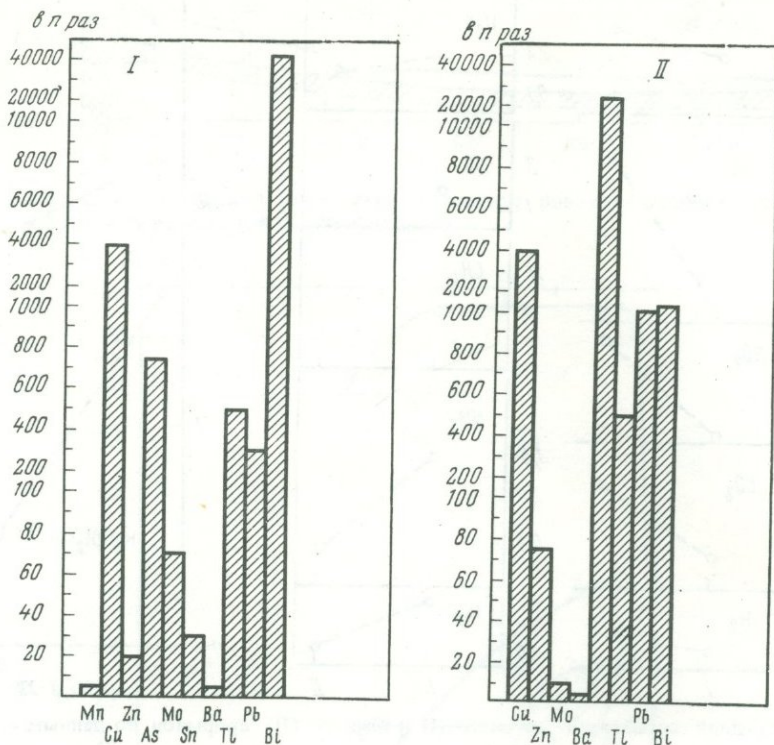
Р и с. 5. Средние величины отношения N_2/O_2 и H_2/H_2 в газах Северного (I) и Южного (II) прорывов по данным анализов 35 проб



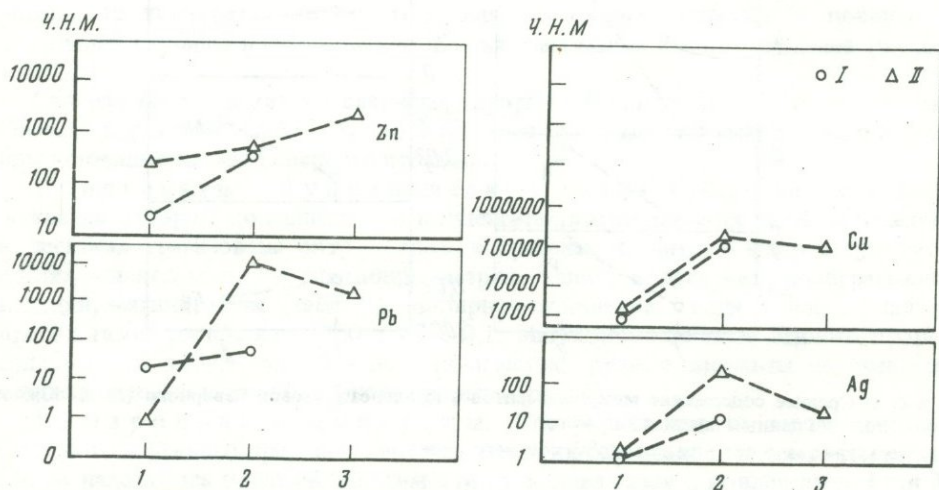
Р и с. 6. Среднее содержание микроэлементов в конденсатах газов Северного (I) и Южного прорывов по данным анализа 9 проб

Температура газов 485 и 980–1020°C, соответственно.

ном прорыве (рис. 8). Если в газах присутствовал сероводород (см. табл. 1, № 1), то около фумарол происходило образование самородной серы. Газы Южного прорыва в целом были значительно богаче по содержанию (см. табл. 1) SO_2 , и основным типом возгонив на Южном прорыве были высокотемпературные сульфаты, также обогащенные микроэлементами (см. рис. 8). Среди возгонив, отобранных на лавовых потоках Северного и Южного прорывов, были обнару-



Р и с. 7. Максимальные содержания микроэлементов в возгонах Северного (I) и Южного (II) прорывов по отношению к их кларкам в базальтах (по данным анализов 50 проб). По абсциссе указан кларк элемента по А.В. Виноградову (1962)



Р и с. 8. Средние содержания микроэлементов в возгонах Северного (I) и Южного (II) прорывов (по данным анализов 50 проб)

1 - нашатырь, t° в месте отбора - 150-350 $^{\circ}$ C; 2 - хлориды Na, K, Cu, Al, Fe, t° - 100- $<$ 500 $^{\circ}$ C; 3 - сульфаты Na, K, Cu, t° - 400-500 $^{\circ}$ C

Таблица 2

Не в газах Толбачинского трещинного извержения в 1975 — начале 1976 г.

Место отбора		He, об. %	Проанализи- ровано на He проб	Количество проб, в ко- торых обна- ружен He	% в встречае- мости He в газах
Север- ный прорыв	Лавовый поток из южной бокки, I ко- нус	$1 \cdot 10^{-3}$	13	3	23,1
	II конус	$6,43 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
	III конус	$5,45 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Южный прорыв	Лавовая река	$1,8 \cdot 10^{-3}$	26	1	3,8
—	Содержание в воздухе	$5,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	—

Примечание. В отборе проб принимали участие также И.А. Марков, В.В. Пономарев, В.А. Ураков

Таблица 3

Состав конденсатов газов Новых Толбачинских вулканов (ч.н.м.)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
pH	0,43	1,55	Fe	9,0	7,0
Cl	21347	2615	Al	202,5	24,3
F	2700	540	Zn	9,250	0,384
S	564	5,8	Pb	0,300	0,040
Na	700	29,2	Cu	14,000	3,500
K	240,5	10,2	Sn	0,030	0,013
Ca	3,4	7,8	Ag	0,002	0,006
Mg	9,3	7,5	As	0,020	0,010

Примечание. 1 — соответствует № 11; 2 — соответствует № 3 (см. табл. 1)

жены: самородная сера (S); галоидные соединения — ральстонит ($\text{Na}_x(\text{Mg}_x\text{Al}_{2x}) \cdot (\text{F}, \text{OH})_6 \cdot y(\text{H}_2\text{O})$), сильвинит (KCl), галит (NaCl), нашатырь (NH_4Cl), кремерзит ($\text{NH}_4\text{KFeCl}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$), атакамит ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$), параатакамит ($\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), меланоталлит (CuCl_2), молизит (FeCl_2); окислы — тенорит (CuO), гематит (Fe_2O_3); кислородные соли — афталит ($\text{K}, \text{Na})_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, эвхлорин ($\text{KNa}_2 \cdot \text{SO}_4 2\text{CuSO}_4 \text{CuO}$), халькокианит (CuSO_4), халькантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$); сульфиды — реальгар (AsS), аурипигмент (As_2S_3). Содержание микроэлементов в возгонах было наиболее высоким по сравнению с конденсатами и водными вытяжками из пеплов (рис. 9).

Водные вытяжки из пеплов. Изучение водных вытяжек из пеплов дополняет сведения о составе эксгальций вулканов, особенно в эксплозивную стадию. Содержание микроэлементов в водных вытяжках из пеплов было минимальным по сравнению с возгонами и конденсатами (см. рис. 9), однако по характеру распределения микроэлементов они близки.

Таким образом, эксгальции Новых Толбачинских вулканов, судя по составу конденсатов, возгонов, водных вытяжек из пеплов, содержат в повышенных количествах Cu, Zn, Pb, Ag, Sn. В этом — сходство эксгальций Новых Толбачинских вулканов с эксгальциями и гидротермами активных вулканов Камчатки и

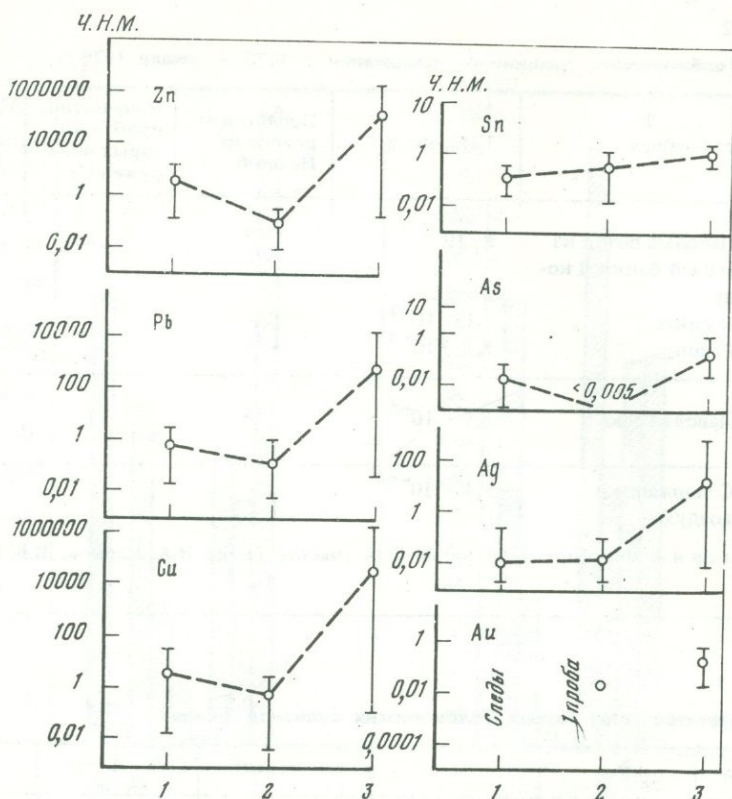


Рис. 9. Средние содержания и пределы концентраций микроэлементов
 1 – в конденсатах ($n = 9$); 2 – в водных вытяжках из пеплов ($n = 20$); 3 – в возгонах ($n = 4$); n – количество определений

Курильских островов, которые обогащены тяжелыми металлами (Меняйлов, Никитина, 1974; 1976).

В заключение нам хочется еще раз остановиться на основных выводах, к которым мы пришли при изучении эксгаляций и продуктов их реакций на Толбачинском трещинном извержении.

1. Обогащение газов Новых Толбачинских вулканов HF, HCl, H_2 , CH_4 , высокое отношение N_2/O_2 и H_2O/H_2 говорят о глубинном источнике магмы.

2. Характер отношений N_2/O_2 и H_2O/H_2 и содержаний H_2 , CH_4 (+ др. углеводороды), CO, He в газах Северного и Южного прорывов предполагает более глубинный источник магмы Северного прорыва и менее глубинный – для магмы Южного прорыва.

3. Металлогеническая специализация эксгаляций Новых Толбачинских вулканов характерна для эксгаляций и гидротерм активных вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

- Башарина Л.А. Эксгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. – В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 169–227.
- Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование базовых равновесий в вулканическом процессе. М., "Наука", 1974. 150 с.
- Меняйлов И.А. Состав газов фумарол вулканов Ключевской группы в зависимости от состояния их активности. – В сб.: Глубинное строение, сейсмичность и особенности современной деятельности Ключевской группы вулканов. Владивосток, Дальневосточн. книжное изд-во, 15 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Цинк и свинец в газах и водах вулкана Эбеко и Паужетского месторождения. – В сб.:

- Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 103–110.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П.* Zn, Cu, Pb, Cd в фумарольном и гидротермальном паре. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52.
- Федотов С.А. Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Ellis A.Y.* Chemical equilibrium in magmatic gases. — Am. J. Sci., 1957, v. 255, N 6, p. 416–430.
- Le Gern F.* Etudes dynamiques sur la phase gazeuse eruptive. — Rapport CEA-R4383. Paris, 1972, 169 p.
- Krauskopf K.B.* The heavy metals content of magmatic vapour at 600°C. — Econ. Geology, 1957, v. 52, p. 786–807.
- Matsuo S.* On the origin of volcanic gases. — J. Earth. Sci., Nagoya Univ., 1960, v. 8, N 2, p. 222–245.
- Mizutani Y., Matsuo S.* Successive observation of chemical components in the condensed water from a fumarole of volcano Showa-Shinzan. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1959, v. 3, N 2, p. 119–127.
- Sigvaldason E., Ellison G.* Collection and analysis of volcanic gases at Surtsey, Iceland. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 8, p. 797–805.
- Sigvaldason E.* Chemical composition of volcanic gases. — In: Phys. Volcanol. Amsterdam e.a., 1974, p. 215–240.

О ВЛИЯНИИ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД (на примере района извержения Толбачинских вулканов на Камчатке)

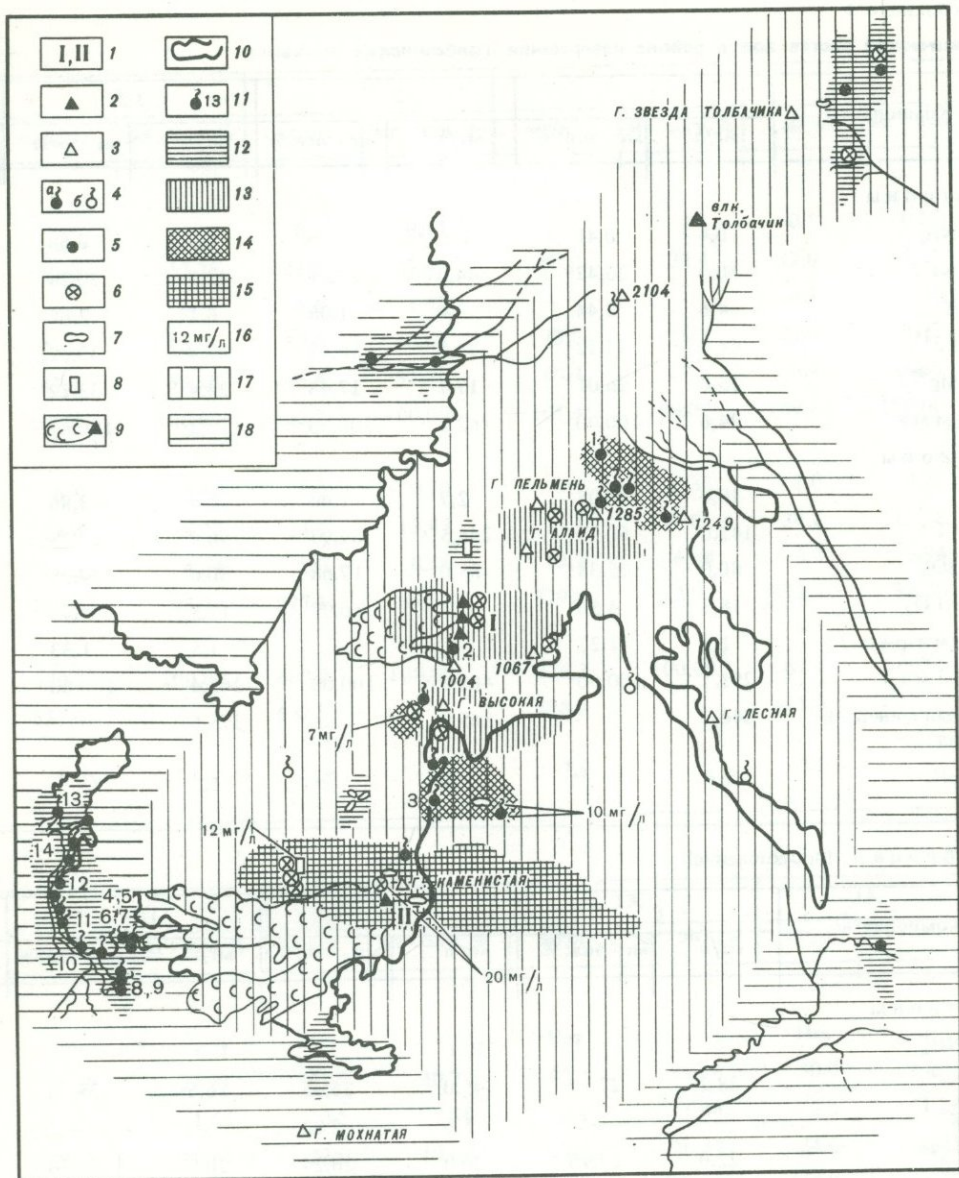
Крупное трещинное извержение Толбачинских базальтовых вулканов продолжалось с 6 июля 1975 г. по 10 декабря 1976 г. Первая группа из трех вновь образованных шлаковых конусов Северного прорыва действовала до 16 сентября 1975 г. Извержение было существенно эксплозивным. 17 сентября 1975 г. образовался второй — Южный прорыв, действовавший до 10 декабря 1976 г. Здесь преобладала эффузивная деятельность. Общее количество ювенильного материала, поступившего на поверхность за время извержения оценивается в $2,78 \cdot 10^9$ т, в том числе: лавового материала — $1,44 \cdot 10^9$ т ($0,72 \text{ км}^3$), пирокластического материала — $1,28 \cdot 10^9$ т ($1,085 \text{ км}^3$), летучих — $0,06 \cdot 10^9$ т ($72,28 \text{ км}^3$) (см. статью Е.К. Мархинина в наст. сборнике).

Значительная часть пепла и газообразных продуктов рассеяна на большие расстояния, и их воздействие на состояние гидросферы не поддается количественным оценкам. В данном сообщении обсуждается влияние поступившего на поверхность глубинного вещества на химический состав поверхностных и подземных вод непосредственно в районе извержения.

Район извержения — южное подножие вулкана Толбачик — представляет собой лавовый покров, образованный за последние 2000–3000 лет рядом трещинных извержений, аналогичных последнему (см. статью О.А. Брайцевой и др. в наст. сборнике). Площадь лавового щита 800 км^2 , мощность достигает 100 м. Он сложен потоками покровных и глыбовых базальтовых лав, сильно трещиноватых, с многочисленными пустотами и пещерами протяженностью сотни метров. Лавы обладают чрезвычайно высокой водопроницаемостью. Действительные скорости движения подземных вод в таких комплексах вулканических пород могут достигать, по оценкам Ю.Ф. Манухина (1972), 800 м/сут. Голоценовый лавовый покров лежит выше местного базиса дренирования и является областью питания и транзита для мощного потока грунтовых вод, разгружающегося вдоль фронта щита и дающего начало рекам: Левый Толбачик, Озерная. Выходы источников линейные и концентрированные, дебиты достигают 100 л/сек. Здесь же можно предполагать и разгрузку более глубоких водоносных горизонтов.

В пределах самого лавового щита нет постоянных водотоков, однако прослой тонкой переотложенной пирокластики образуют местами локальные водоупоры. Там появляются источники с дебитами до 2 л/сек, ручейки протяженностью 10–20 м и небольшие озера (рисунок). Их питание, как правило, обеспечивают снежники, сохраняющиеся до конца лета.

В 1976 г. в пределах Толбачинского лавового щита нами были опробованы все водопроявления: источники, реки, озера, снежники, атмосферные осадки (дождь). Наблюдения были сделаны в период, когда эффузивная деятельность вулкана уже преобладала над эксплозивной, взрывы в кратере были редкими и относительно слабыми, количество пирокластики и газов резко сокращалось. Результаты наиболее характерных анализов обобщены в табл. 1 и 2 (рассмотрен макрокомпонентный состав). Как видно из табл. 2, влияние извержения проявилось прежде всего в увеличении минерализации атмосферных осадков, а также в изменении соотношений катионов и анионов. Обычно осадки в этом районе имеют минерализацию от 20 до 60 мг/л и гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. Во время же извержения минерализация осадков достигает 300 мг/л, снижается pH, возрастают относительные и абсолютные количества кальция и магния, в анионной части появляется хлор. Отмечаются высокие (необычные для Камчатки) содержания фтора, достигающие в снежнике у конуса Южного прорыва 20 мг/л. Распределение содержаний F^- отобрано на схематической карте (см. рис.).



Гидрохимическая схема южного сектора подножья вулкана Толбачик; Составили Т.П. Кирсанова, Л.М. Юрова, Г.Ф. Пилипенко, 1976 г., июль, август

1 — конусы Северного и Южного прорывов; 2 — конусы прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения и Плоский Толбачик; 3 — конусы прежних извержений; 4 — источники: а — опробованные, б — неопробованные; 5 — места отбора проб воды в реках; 6 — опробованные снежники; 7 — озера; 8 — пещеры в лавовых потоках; 9 — лавовые потоки Северного и Южного прорывов; 10 — границы кекуров; 11 — номер анализа в таблице. Содержание F в водопрооявлениях и осадках (мг/л): 12 — 1,5; 13 — от 1,5 до 5; 14 — от 5 до 10; 15 — от 10 до 20; 16 — максимальные содержания F (мг/л) в отдельных водопрооявлениях. Площади распространения гидрохимических типов вод: 17 — Cl-Ca-воды; 18 — HCO₃-Mg-Ca-воды

Устанавливается закономерное сокращение минерализации осадков и воды снежников по мере удаления от центра извержения (табл. 2). Сходство химических составов вод и атмосферных осадков в пределах лавового щита (табл. 3) указывает, что питание поверхностных и грунтовых вод происходит за счет атмосферных осадков. Об этом же свидетельствует и отношение rF/rCa (табл. 4). Как видно из табл. 4, наиболее характерное для атмосферных осадков отношение

Таблица 1

Химический состав вод в районе извержения Толбачинских вулканов

Компоненты	1		2		3	
	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Катионы						
NH_4^+	0,4	0,41	Нет	—	0,7	0,66
Na^+	30,0	26,42	44,0	23,01	42,0	30,24
K^+	4,6	2,44	3,4	1,08	6,1	2,66
Ca^{2+}	44,0	44,72	97,0	58,43	40,0	33,22
Mg^{2+}	15,6	26,01	17,7	17,48	24,4	33,22
Сумма	94,6	100,00	162,1	100,00	113,2	100,00
Анионы						
F^-	10,0	8,05	2,7	1,40	5,0	3,86
Cl^-	142,0	60,79	248,5	69,93	156,4	65,28
SO_4^{2-}	80,0	25,38	85,0	17,68	80,0	24,78
HCO_3^-	18,3	4,56	67,1	10,99	19,5	4,75
S суммарное	1,3	1,22	—	—	1,5	1,33
Сумма	251,7	100,00	403,3	100,00	262,4	100,00
Общая минерализация	346,3		565,4		375,6	
pH	6,0		7,0		6,3	

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	8		9		10	
	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Катионы						
NH_4^+	—	—	Нет	—	Нет	—
Na^+	38,2	27,10	45,0	26,45	16,6	25,36
K^+	—	—	5,8	2,02	—	—
Ca^{2+}	22,0	17,90	30,0	20,24	20,0	36,23
Mg^{2+}	41,3	55,00	46,4	51,29	12,9	38,41
Сумма	101,5	100,00	127,2	100,00	49,5	100,00
Анионы						
F^-	0,5	0,25	1,0	0,72	1,1	2,13
Cl^-	20,3	0,63	39,8	16,12	11,4	11,35
SO_4^{2-}	17,3	5,42	4,0	1,15	3,0	1,42
HCO_3^-	346,5	85,70	347,7	82,01	136,4	85,10
S суммарное	—	—	—	—	—	—
Сумма	384,5	100,00	392,5	100,00	150,9	100,00
Общая минерализация	486,0		519,7		200,4	
pH	7,5		7,3		7,1	

4		5		6		7	
мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
—	—	0,2	0,14	—	—	0,1	0,16
40,0	23,75	42,5	25,41	42,0	29,4	42,0	28,71
—	—	4,6	1,65	—	—	4,1	1,74
22,0	16,8	30,0	20,60	23,0	18,2	25,0	19,72
47,4	59,45	46,4	52,20	40,4	52,5	38,4	49,68
109,4	100,00	123,7	100,00	105,4	100,00	109,6	100,00
0,6	0,18	1,0	0,70	0,5	0,32	1,0	0,78
24,4	9,28	34,1	13,43	27,1	11,6	34,1	15,08
17,3	4,84	2,0	0,56	19,2	6,08	3,0	0,94
387,9	85,7	327,1	85,31	329,4	82,0	323,3	83,20
—	—	—	—	—	—	—	—
430,3	100,00	409,2	100,00	376,3	100,00	361,4	100,00
555,4		532,9		498,2		471,0	
8,05		7,3		7,5		7,1	

11		12		13		14	
мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
41,2	29,51	41,2	30,37	44,2	35,56	30,0	27,31
3,9	1,64	3,5	1,56	3,1	1,48	2,4	1,26
20,0	16,39	22,0	19,03	22,0	20,37	24,0	26,21
39,0	52,46	34,2	48,44	28,1	42,59	26,9	46,22
104,1	100,00	100,9	100,00	97,5	100,00	83,3	100,00
1,1	0,95	1,0	0,88	—	—	—	—
35,5	15,82	34,1	16,87	34,1	15,73	25,6	14,88
3,0	0,95	4,0	1,41	2,0	0,66	4,0	1,65
317,2	82,28	280,6	80,84	311,1	83,61	246,5	83,47
—	—	—	—	—	—	—	—
356,8	100,00	319,7	100,00	347,2	100,00	276,1	100,00
460,9		420,6		444,7		359,4	
7,1		7,3		7,4		7,4	

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	15		16		17	
	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Катионы						
NH ₄ ⁺	0,2	0,11	Нет	—	Нет	—
Na ⁺	44,2	21,45	18,0	12,87	35,5	30,6
K ⁺	8,5	2,46	7,0	2,97	4,0	1,38
Ca ²⁺	90,0	50,48	60,0	49,50	40,0	39,7
Mg ²⁺	28,0	25,70	26,6	34,66	17,1	27,72
Сумма	171,0	100,00	110,6	100,00	95,6	100,00
Анионы						
F ⁻	19,0	11,01	15,0	10,72	6,0	5,72
Cl ⁻	227,2	70,43	191,7	73,27	10,65	54,4
SO ₄ ²⁻	52,0	11,89	44,0	12,48	96,0	36,2
HCO ₃ ⁻	36,6	6,61	15,8	3,53	12,2	3,62
S суммарное	—	—	—	—	—	—
Сумма	334,8	100,00	266,6	100,00	220,7	100,00
Общая минерализация	505,8		377,2		316,3	
pH	6,0		6,0		—	

Примечание. 1 — источник в воронке на лавовом потоке Клешня (август); 2 — источник (грунтовое высачивание), высота 1004 (июль); 3 — источник Магуськина (август); 4, 5 — Амрокские источники, южный берег (4 — апрель, 5 — август); 6, 7 — Амрокские источники, северный берег (6 — апрель, 7 — август); 8–13 — Озерновские источники (8 — апрель, 9–13 — август); 14 — р. Озерная в 12 км от истоков (август); 15 — озеро в пещере Южного прорыва (август); озеро у горы Каменистой (16 — июль, 17 — сентябрь) (определение содержаний F⁻ проводилось ионоселективным электродным методом с LaF₃, предложенным В.П. Розе и А.В. Гордиевским).

гF⁻/гСа сохраняется для всех водопроявлений на лавовом щите в отличие от вод высокодебитных источников на его периферии, в частности Озерновских и Амрокских (табл. 1, 4; рис. 1). По составу эти воды, областью питания для которых является лавовый щит, — типичные гидрокарбонатные воды выщелачивания молодых базальтовых лав, но их минерализация несколько выше, она достигает 500 мг/л. Невысокие содержания в их составе F⁻, по-видимому, можно объяснить комплексобразованием при повышении pH и содержания Mg и Ca в процессе движения воды от областей питания к очагам разгрузки (Крайнов, Петрова, 1976). Ни в одном из источников периферии лавового щита нами не обнаружено характерных признаков подмешивания термальных вод (повышенные температуры, заметное увеличение содержаний Cl, Na, K). Возможно, в этом специфическом районе (базальтовый вулканизм трещинного типа) за поисковые критерии на термальные воды надо принимать такие параметры, как ион HCO₃⁻ и H₄SiO₄ в воде и H₂ в газе, характерные для термальных вод (высоких и энергетических параметров) Исландии.

Интересно сопоставить химический состав воды одного из источников, питающих оз. Амрок, типичного для Озерновской и Амрокской групп источников (см. табл. 1), с составом воды, отобранной у фронта лавового потока Южного прорыва, вплотную подошедшего к озеру в декабре 1975 г. (табл. 5, см. рис. 1). В результате выщелачивания из свежей лавы вдвое увеличивалась минерализация, а также содержание Mg²⁺, Ca²⁺, HCO₃⁻, K, тогда как содержание хлора не изменилось.

Таблица 2

Состав атмосферных осадков в пределах лавового щита южного подножья вулкана Толбачик

Компоненты	1		2		3		4	
	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Катионы								
NH ₄ ⁻	1,30	24,14	0,5	13,64	1,2	2,27	2,0	3,46
Na ⁺	Сл.	—	0,3	4,55	7,0	9,74	15,4	21,07
K ⁺	0,6	6,90	Сл.	—	4,1	3,57	—	—
Ca ²⁺	3,0	51,72	3,0	68,18	20,0	32,47	30,0	47,17
Mg ²⁺	0,6	17,24	0,4	13,63	19,5	51,95	10,9	28,30
Сумма	5,50	100,00	4,2	100,00	51,8	100,00	58,4	100,00
Анионы								
F ⁻	0,6	6,94	0,6	4,76	5,0	9,08	8,3	15,60
Cl ⁻	11,4	44,44	7,1	31,75	78,1	76,92	56,8	56,74
SO ₄ ²⁻	Нет	—	4,0	12,70	—	—	20,0	14,89
HCO ₃ ⁻	15,9	36,11	14,6	38,10	19,5	11,19	29,0	12,77
S суммарное	1,4	12,51	1,3	12,69	1,4	2,80	—	—
Сумма	29,4	100,00	27,7	100,00	104,0	100,00	107,1	100,00
Общая минерализация	34,9		31,9		155,8		165,5	
pH	4,7		6,5		5,3		6,0	

Примечание. 1 — СВ подножие Плоского Толбачика, высота 1700 м, 9.VIII. 1976 г.; 2 — ур. Пески, южное подножие, высота 1400 м, 19.VIII. 1976 г.; 3 — гора Высокая, 25. VII. 1976 г. 4 — Южный прорыв, лагерь вулканологов, 21.VII. 1976 г.

Итак, химический состав вод лавового щита прямо указывает и на атмосферное происхождение самих вод, и на вулканический источник их минеральной составляющей. Растворимые вещества могли быть захвачены водами из газового облака вулкана или из пирокластического материала (как в воздухе, так и на Земле).

Водные вытяжки из пеплов и шлаков показывают, что каждый килограмм пирокластики содержит от 300 до 3400 мг легкорастворимых веществ (см. статью И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной в настоящем сборнике, табл. 5).

Таким образом, в первом приближении можно оценить количество растворимых веществ, поступающих в подземные воды с атмосферными осадками в непосредственной близости от извержения; для этого зададимся площадью 200 км², на которой проведены наблюдения. Годовое количество осадков в этом районе 800 мм, минерализация осадков (дождь, снежники, см. табл. 2, 3) в среднем близка к 100 мг/л. Общее количество растворенных веществ, поступивших с атмосферными осадками за время извержения (19 месяцев), составит $2,2 \cdot 10^4$ т, в том числе Cl — $1 \cdot 10^4$, F — $2 \cdot 10^3$, S — $4 \cdot 10^3$ т.

Сопоставить эти цифры с общим количеством воднорастворимых веществ, выброшенных за время извержения, можно лишь весьма приблизительно, так как остается неизвестным состав эруптивных газов. Имеющиеся анализы газов, отобранных в лавовых потоках на значительном удалении от эруптивных центров, могут лишь качественно характеризовать состав вулканических газов. Однако самые общие оценки могут быть сделаны. Принимая количество газообразных продук-

Таблица 3

Типы химического состава вод в районе вулкана Толбачик (по данным 104 анализов)

Место отбора проб воды	Тип водопроявления	Общая минерализация, г/л	Формула химического состава вод	pH
Южный прорыв	Атмосферные осадки (дождь)	0,17–0,30	$Cl_{57-65}SO_{415-20}F_{9-16}$ $Ca_{44-47}Mg_{28-30}Na_{21-25}$	5,4–6,0
Северный прорыв (гора Высокая)	Дождь	0,03–0,16	$Cl_{23-28}SO_{40-61}HCO_{30-26}F_{2-14}$ $Ca_{32-77}Mg_{8-63}NH_{42-22}Na_{2-10}$	3,8–5,7
Лавовый щит	Снежки	0,05–0,13	$Cl_{39-56}HCO_{310-45}F_{1-32}SO_{42-21}$ $Ca_{31-99}Mg_{0-51}Na_{1-23}NH_{40-5}$	4,4–6,2
То же	Озера	0,19–0,38	$Cl_{66-77}HCO_{37-20}SO_{42-20}F_{3-11}$ $Ca_{33-74}Mg_{5-35}Na_{13-26}$	6,0–6,8
"	Пещеры	0,36–0,50	$Cl_{61-71}SO_{412-25}F_{10-11}$ $Ca_{46-63}Mg_{12-25}Na_{21-33}$	6,0–6,4
"	Источники	0,13–0,6	$Cl_{54-90}SO_{417-34}HCO_{35-13}F_{1-13}$ $Ca_{33-73}Mg_{17-48}Na_{3-30}$	5,7–6,7
Оз. Амрок	"	0,46–0,89	$HCO_{382-91}Cl_{8-15}$ $Mg_{49-53}Na_{21-29}Ca_{20-21}$	7,2–7,3
Р. Озерная	"	0,31–0,52	$HCO_{361-68}Cl_{11-31}SO_{41-18}$ $Mg_{33-51}Na_{25-36}Ca_{16-36}$	7,2–7,4

Таблица 4

rF/rCa отношения в водах района Толбачинских вулканов

Тип водопроявления	Место нахождения	rF/rCa	Наиболее характерные отношения rF/rCa
Атмосферные осадки (дождь)	Северный прорыв, гора Высокая	0,08–0,35	0,20–0,22
Снежки	Северный прорыв	0,80–0,90	—
То же	Южный прорыв	0,90	—
"	Лавовый щит	0,17–0,62	—
Озера	То же	0,14–0,26	0,18–0,25
Воды лавовых пещер	"	0,22–0,25	0,22–0,25
Источники	Амрокские	0,03–0,04	0,03–0,04
	Озерновские	0,04–0,06	0,04–0,06

Таблица 5

Состав водных вытяжек из продуктов извержения Толбачинских вулканов

Компоненты	1		2		3	
	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %	мг/л	мг · экв, %
Катионы						
NH ₄ ⁺	0,2	0,56	0,01	0,01	2,6	1,22
Na ⁺	31,5	79,2	46,9	45,0	55,6	21,25
K ⁺	9,0	13,3	13,7	7,7	13,0	2,90
Ca ²⁺	2,4	6,94	37,1	40,7	50,0	21,95
Mg ²⁺	Нет	—	3,7	6,6	73,2	52,68
Сумма	43,1	100,00	101,4	100,00	194,4	100,00
Анионы						
F ⁻	1,5	4,55	15,2	14,4	1,2	0,51
Cl ⁻	10,6	17,05	56,7	28,90	34,1	8,12
SO ₄ ²⁻	28,8	34,10	134,5	50,4	2,0	0,34
HCO ₃ ⁻	47,6	44,3	21,3	6,3	656,4	91,03
Сумма	88,5	100,00	212,5	100,00	694,9	100,00
Общая минерализация	131,6	—	313,9	—	889,3	—
pH	7,84	—	6,4	—	7,3	—

Примечание. 1 — шлак у конуса Южного прорыва, 24.IX. 1976 г. 2 — пепел с палатки в лагере вулканологов, Южный прорыв, 6.IX. 1976 г. 3 — вода у фронта лавового потока, достигшего оз. Амрок, 15.VIII. 1976 г

Таблица 6

Количество легкорастворимых веществ, поступивших в гидросферу, т

Механизм поступления компонентов в гидросферу	Компоненты, т		
	Cl	F	S
Поступило на поверхность с газообразными продуктами	$2 \cdot 10^5$	$7 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^4$
Выпало с осадками	$1 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^*$
Выпало с осадками и было поглощено из пирокластики	$1,1 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^3$
Внесено источниками Амрокскими и Озерновскими	$9 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^2$	$1,2 \cdot 10^3$

Примечание. Расход воды в р. Озерной (август 1976 г.) составляет $\sim 5 \text{ м}^3/\text{сек.}$

тов равным $6,0 \cdot 10^7$ (см. статью Е.К. Мархниной в настоящем сборнике) и приписывая им усредненный состав газа (объемн. %) лавовых потоков Толбачинских вулканов, по данным И.А. Меняйлова (1976): H₂O — 95; HF — 0,04; HCl — 0,2; SO₂ — 0,05; H₂S — 0,005; CO₂ — 0,5; N₂ — 0,4; H₂ — 0,4, находим следующие соотношения (табл. 6).

Аналогичные оценки могут быть сделаны и для других элементов. Несмотря на приблизительность количественных оценок, можно сделать следующие выводы.

1. Существенное влияние извержения на состав поверхностных и подземных вод ограничивается небольшой площадью.

2. Большая часть газообразных продуктов рассеивается вдали от места извержения, не вызывая резких отклонений в химическом режиме гидросферы.

3. Район южного подножия вулкана Толбачик можно считать перспективным на термальные воды, для поисков которых следует использовать геофизические методы разведки. Применение поисковых геохимических критериев, характерных для геотермальных районов Исландии, в этом районе затруднено из-за интенсивного и обильного разбавления грунтовыми водами (модуль поверхностного питания — $25,8 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$, модуль подземного стока — $50 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$).

ЛИТЕРАТУРА

Гидрогеология СССР. Камчатка. Курильские и Командорские острова, т. XXIX. М., 1972, с. 120–121.

Крайнов С.Р., Петрова Н.Т. Фтороносные подземные воды, их геохимические особенности и влияние на биогеохимические процессы. — Геохимия, 1976, № 10, с. 1533–1541.

Манухин Ю.Ф. Особенности водообмена и гидродинамическая зональность геотермаль-

ных районов области современного вулканизма (на примере Камчатки). Автореф. канд. дис. Л., 1975, с. 1–29.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева Р.В., Шапарь В.Н. Результаты отбора и анализа вулканических газов на Толбачинском трещинном извержении в 1975 году. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 440–442.

С.А. ФЕДОТОВ, В.И. ГОРЕЛЬЧИК, В.В. СТЕПАНОВ,
В.Т. ГАРБУЗОВА

РАЗВИТИЕ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ В 1975 ГОДУ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Большое трещинное Толбачинское извержение, начавшееся 6 июля 1975 г. (Федотов и др., 1976б); предвлялось и сопровождалось множеством вулканических землетрясений и интенсивным вулканическим дрожанием. Неполные сейсмологические данные об извержении были в сжатой форме опубликованы ранее (Федотов и др., 1976а). В настоящей статье приводятся и обсуждаются результаты детальных сейсмологических исследований механизма и развития Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г.

Наиболее сильные землетрясения, предвлявшие и сопровождавшие извержение, регистрировались всеми 15 региональными сейсмическими станциями Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Основную же массу землетрясений зарегистрировали шесть ближайших к месту извержения станций: Ключи (Клч), Козыревск (Кзр), Апахончич (Апх), Эссо, Кроноки (Крн), Крутоберегово (Крб). Дополнительные наблюдения вели четыре временные станции: Толбачик (Тлб), Плотина (Плт), Левый Толбачик (ЛТ) и Прорыв (Пр) (рис. 1). Сейсмические каналы имели столообразную амплитудно-частотную характеристику в диапазоне периодов $0,2 \div 0,9$ с и увеличение от 10 000 до 100. Увеличение снижалось из-за сильного вулканического дрожания, уровень которого на ближайших к новым вулканам станциях превышал 10 мк.

При обработке землетрясений использовались палетки изохрон, построенные с помощью поля времен, рассчитанного В.И. Горельчик (Горельчик, Степанов, 1976) для скоростного разреза в районе Ключеской группы вулканов с учетом данных ГСЗ (Аносов и др., 1974). Местоположение наиболее сильных землетрясений определялось для контроля раздельно по близким и удаленным станциям, по комбинациям троек станций, а также графически по способу Вадати. Глубина очага оценивалась дополнительно по способу теоретических годографов, по истинным углам выхода, а также по обменным волнам. Ошибки определения координат преимущественно составляли $\pm 5 \div \pm 10$ км по эпицентру и $\pm 5 \div \pm 15$ км по глубине. Для землетрясений с четкими вступлениями объемных волн и малыми $S-P$ на ближайших полевых станциях реальная точность определения координат была выше. Так, на станциях Толбачик, Прорыв и Левый Толбачик разность времен вступления поперечной и продольной волн изменялась, как правило, в пределах от 1 до 4 (иногда до $5 \div 6$) с, что уже само по себе достаточно определенно свидетельствовало о положении фокусов землетрясений в пространстве.

В 1973–1974 гг. в районе будущего извержения отмечалась несколько повышенная по сравнению с предыдущими (1964–1971) годами сейсмическая активность в земной коре и верхней мантии. К юго-западу от вулкана Плоский Толбачик, в зоне развития ареального вулканизма, были зарегистрированы землетрясения энергетических классов $K_{S,1,2}^{\Phi 68} = 10 \div 12$ на глубинах 0–25 км и выше

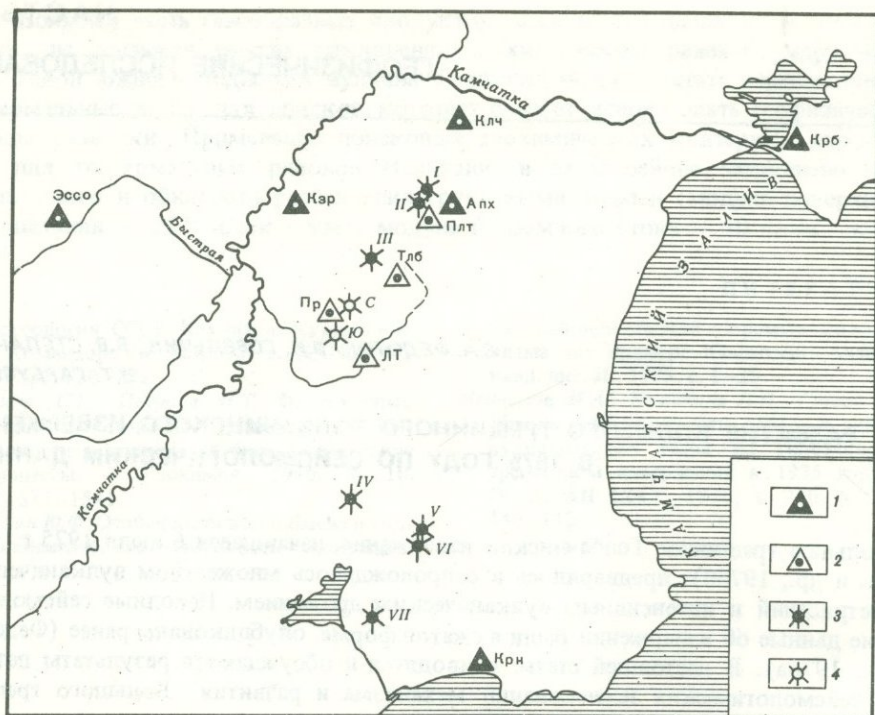


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций в районе извержения

1-2 — сейсмические станции: 1 — постоянные, 2 — временные; 3 — действующие вулканы: I — Ключевской, II — Безымянный, III — Плоский Толбачик, IV — Кизимен, V — Комарова, VI — Гамчен, VII — Кроноцкий; 4 — центры извержения 1975 г.: С — Северный прорыв, Ю — Южный прорыв

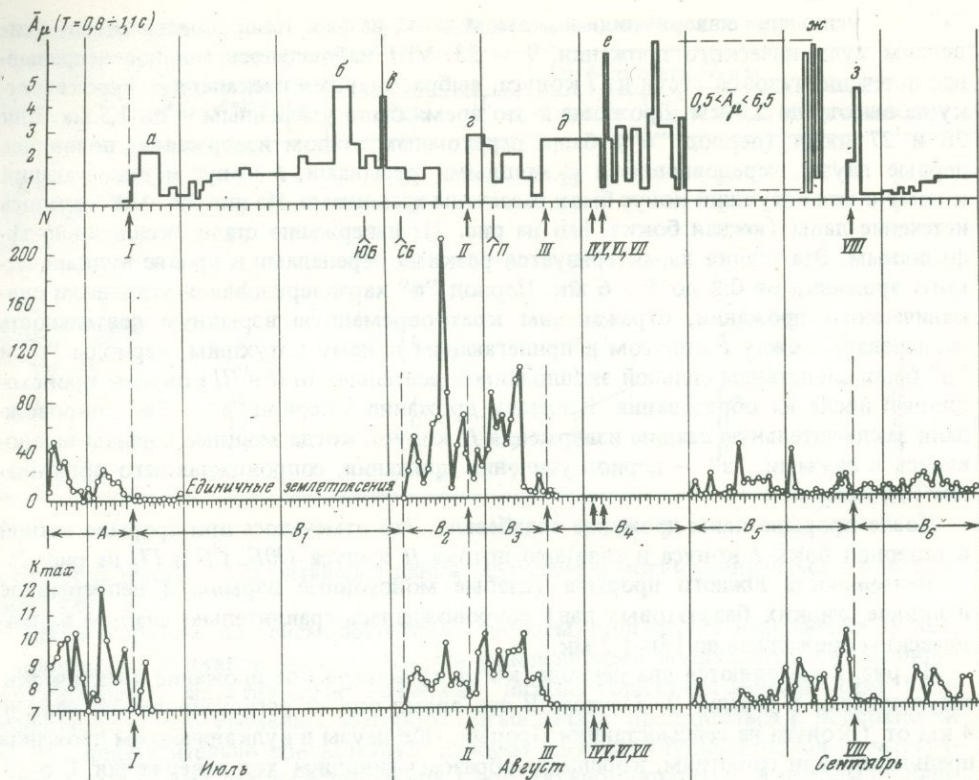
150 км. $K_{S 1,2}^{68}$ — энергетический класс землетрясений, определенный по волнам S по номограмме С.А. Федотова (Федотов, 1972). $K_{S 1,2}^{68} = 4,6 + 1,5M$, где M — магнитуда, определенная по поверхностным волнам.

Материалы полевой ст. Толбачик, которая периодически работала у юго-восточного подножия вулкана Плоский Толбачик, показывают, что в этом районе происходили вулканические землетрясения I типа¹ с глубиной очага, вероятно, не более 10 км. Так, в 1971 г. за 60 дней работы станции было записано 6 землетрясений с $K_S \leq 6,5$ и $S-P \leq 4,0$ с, в 1972 г. — 12 таких землетрясений за 70 дней, в 1973 г. — 10 за 60 дней и в 1974 г. — 17 землетрясений за 40 дней. 15 августа 1974 г. в 10 км юго-западнее кратера Плоского Толбачика на глубине 5 ÷ 10 км было зарегистрировано землетрясение с $K_S = 7$ ($M = 1,5$). 18 мая 1975 г. в 7 км к юго-востоку от кратера произошло еще одно землетрясение с $K_S = 7$ и глубиной 5–10 км.

С июня 1975 г., во время подготовки и развития Большого трещинного Толбачинского извержения, сейсмическая активность в районе вулкана Плоский Толбачик, к юго-западу, югу и востоку от него возросла по сравнению с предыдущими годами на несколько порядков.

В июне—сентябре 1975 г. в районе извержения наблюдались три больших роя вулканических землетрясений и сильное вулканическое дрожание. В первом рое 27 июня — 5 июля было 300 землетрясений энергетических классов $K_S \geq 7$ (макс-

¹ В настоящее время большинство исследователей к вулканическим относят землетрясения, пространственно и генетически связанные с вулканической деятельностью. Вулканические землетрясения I типа связываются с процессами в магматическом очаге и канале вулкана. Они соответствуют землетрясениям А-типа по классификации Т. Минаками (Minakami, 1960), по характеру записи похожи на обычные тектонические землетрясения с четкими вступлениями объемных волн P и S и могут происходить не только накануне, но и в промежутках между извержениями (Токарев, 1966, Горельчик, 1973).



Р и с. 2. Графики изменения во времени амплитуды вулканического дрожания (по данным с/ст Толбачик), числа N и максимального энергетического класса землетрясений K_{\max} (по данным с/ст Ключи) при Толбачинском извержении

Объяснение условных обозначений см. в тексте

симальное $K_S = 11,5, M = 5$), 2–17 августа – около 1400 ($K_S^{\max} = 10$), а 1–17 сентября – 280 таких землетрясений ($K_S^{\max} = 10$). На рис. 2 показан характер изменения во времени сейсмической активности, предвалявшей (период A) и сопровождавшей (период B) извержение. Графики распределения числа N и максимального энергетического класса K^{\max} вулканических землетрясений построены по 12-часовым интервалам по материалам ст. Ключи ($\Delta = 75\text{--}80$ км), а график изменения средней амплитуды вулканического дрожания \bar{A} в микронах – по материалам ст. Толбачик ($\Delta = 15$ км). Как видно на рис. 2, образование трещин, на которых во время извержения выросли крупные шлаковые конусы $I, II, III, VIII$ (их относительные высоты – 330, 290, 140 и 110 м¹), предвалялось роями землетрясений, которые начинались за 5–10 дней до прорывов магмы и газов на поверхность. Рои землетрясений отмечались на фоне уменьшения энергии либо при полном отсутствии вулканического дрожания, а сами прорывы происходили на спаде числа (N) и энергии (K^{\max}) вулканических землетрясений, при этом снова усиливалось вулканическое дрожание. Образованию I конуса (начало извержения – период A) предшествовала наиболее длительная и наиболее интенсивная по уровню выделенной сейсмической энергии подготовка. По этому рою были верно предсказаны место и время начала извержения. В дальнейшем по характерному спаду числа землетрясений в конце роев были предсказаны времена возникновения II, III и $VIII$ конусов.

Динамика извержения хорошо коррелируется с ходом графика изменения средней амплитуды вулканического дрожания² (рис. 2). Период

¹ Высота $VIII$ конуса к концу 1976 г. увеличилась до 160 м.

² Подробное о вулканическом дрожании см. статью В.И. Горельчик, В.В. Степанова и В.П. Ханзутина в настоящем сборнике.

"а" — усиление извержения в самом его начале, сопровождавшееся усилением вулканического дрожания. 9 — 23. VIII наблюдалось мощное непрерывное истечение газовой струи из I конуса, выбрасывавшей раскаленную пирокластику на высоту до 2,5 км. Дрожание в это время было умеренным — до 1,5 мк. Дни 26 и 27 июля (период "б") были переломным этапом извержения: появились первые паузы, чередовавшиеся с мощными взрывами, I конус и прилегающий к нему с юга потухший конус были расщелены трещинами. Из них 29. VII началось истечение лавы (южная бокка, ЮБ на рис. 2), извержение стало взрывно-эффузивным. Эта стадия характеризуется резкими перепадами в уровне вулканического дрожания от 0,2 до 5 ÷ 6 мк. Период "в" характеризовался усилением вулканического дрожания, отражающим кратковременную взрывную деятельность на перевале между I конусом и прилегающим к нему потухшим, периоды "г" и "д" были следствием сильной взрывной деятельности II и III конусов, происшедшей после их образования. Всплески дрожания в период "е" — "ж" сопровождали заключительную стадию извержения II конуса, когда мощные взрывы чередовались с паузами. "з" — период усиления дрожания, сопровождавшего образование VIII конуса.

После прорыва лавы дрожание ослабевало. Это отмечалось при прорыве южной и северной бокк I конуса и главного потока II конуса (ЮБ, СБ и ПП на рис. 2).

Деятельность Южного прорыва (слабые монотонные взрывы и непрерывное излияние жидких базальтовых лав) сопровождалась сравнительно слабым вулканическим дрожанием до 1,0–1,2 мк.

На рис. 2 выделяются два периода, когда вулканическое дрожание практически отсутствовало в течение 2–3 суток. В это время оно не регистрировалось даже в 4 км от I конуса на сейсмостанции Прорыв. Обе паузы в вулканическом дрожании предшествовали событиям, коренным образом менявшим ход извержения. С 6 по 9. VIII происходило постепенное затухание деятельности I конуса и шла сейсмическая подготовка (рой землетрясений) образования II конуса. Вторая пауза в дрожании (с 15 по 17. IX) совпадает по времени с прекращением извержения на Северном прорыве и интенсивной сейсмической активностью (рой землетрясений) к югу от Северного прорыва, в месте образования будущего VIII конуса. По-видимому, в эти периоды приток магмы по существующим каналам прекращался (излияние лавы в это время из Южной и Северной бокк I конуса, вероятнее всего, происходило из приповерхностных магматических котлов), формировались новые пути ее продвижения к поверхности Земли (рой землетрясений), давшие начало новым центрам извержения.

На карте (рис. 3), характеризующей сейсмическую обстановку накануне извержения, представлены все землетрясения I роя, начиная с 8-го энергетического класса и выше, а также отдельные, более слабые землетрясения. Всего в рое было обработано 217 землетрясений. Как видно на рис. 3, эпицентры землетрясений с $K_S \geq 8$ образуют вытянутую в меридиональном направлении область, имеющую в плане размеры ~ 20 × 10 км, внутри которой располагаются три первых конуса извержения. Глубина очагов землетрясений изменялась от 15 ÷ 20 км (возможно, 30 км) до 0 и выше ур. моря. При этом, по-видимому, можно говорить об общей тенденции к уменьшению глубины очагов землетрясений со временем.

Распределение числа землетрясений I роя с $K_S \geq 8$ (7,5) по энергии и глубине очага приведено в таблице.

Наиболее сильные землетрясения с $K_S = 11,5$ и $11,1$ ($M \approx 5$) и глубиной очага 10 ÷ 20 км были зарегистрированы 2. VII. Эпицентр сильнейшего из них находится на оси зоны шлаковых конусов, протягивающейся к юго-западу от вершинной кальдеры Плоского Толбачика, и практически совпадает с I конусом, т.е. местом, где начиналось извержение. Вместе с землетрясениями с $K_S = 12,5$, предварявшими извержение вулкана Шивелуч в 1964 г., это самые сильные события, отмеченные в роях вулканических землетрясений за весь период инструментальных сейсмологических наблюдений за вулканами Камчатки (с 1949 г.). Протяженность разрывов в очагах подобных землетрясений достигает, по оценкам В.М. Зобина (см. его статью в настоящем сборнике), 5 ÷ 8 км. Примерно такую же длину по горизон-

Распределение землетрясений I роя с $K_S \geq 8$ (7,5) по энергии, глубине и во времени

Период наблюдений	Энергетический класс $K = \lg E$ Дж	Глубина очага, H , км			
		$H \leq 0$	$0 < H \leq 5$	$5 < H \leq 10$	$10 < H \leq 20$ (30?)
27. VI ÷ 2.	8	18	38	2	2
VII. (до 07 ^h 43 ^m)	9	5	13	2	1
	10	3	4	0	2
	11	0	2	2	1
	12	0	0	0	1
2.VII(с 07 ^h 52 ^m)	8	16	9	2	0
- 5. VII	9	13	5	1	0
	10	1	1	0	0
	11	0	1	0	0
	12	0	0	0	0

тали могла иметь 2.VII питающая дайка (ее размеры могли увеличиться в последующие дни).

Таким образом, по сейсмологическим данным, подготовка извержения Новых Толбачинских вулканов сопровождалась интенсивными подвижками (и трещинообразованием), захватившими, возможно, нижние горизонты земной коры. Если предположить, что уровень, с которого магма начала продвигаться к поверхности Земли, приблизительно соответствует нижним оценкам глубины очагов землетрясений, а также зная продолжительность I роя, можно попытаться в первом приближении рассчитать скорость подъема магмы. При максимальной глубине фокусов землетрясений 10 ÷ 20 или 15 ÷ 30 км полученные значения скорости лежат в пределах 50–100 или 100–150 м/час соответственно.

После I роя землетрясений, наступило затишье, в течение которого наблюдались единичные землетрясения (фаза В, см. рис. 2). Наиболее сильные из землетрясений этого периода с $K_S \geq 9$ располагались в районе I конуса на глубине не свыше 5 км (рис. 4). Конец этой фазы совпал с прорывом 28.VII южной, а 2.VIII-северной бокк I конуса. В это же время (с 28. VII) были зарегистрированы первые землетрясения с $K_S \geq 8$ и глубиной очага 0 ÷ 5 км не из района извержения непосредственно, а к востоку и юго-востоку от кратера Плоского Толбачика. Тогда же, 28.VII, было замечено значительное растрескивание дна кратера Плоского Толбачика (см. статью А.И. Фарберова в наст. сборнике), явившееся предвестником последовавших с конца августа обвалов и образования новой вершинной кальдеры.

Карта эпицентров II роя землетрясений, который длился с 2 по 17.VIII, представлена на рис. 4. Для этого роя полностью обработаны все землетрясения с $K_S \geq 9$ и часть 8-го и 7-го энергетических классов.

Подавляющее число землетрясений роя имело глубину очагов 0–5 км и лишь некоторые в начале роя – глубину 5–10 км. Рой можно рассматривать как наложение двух роев со 2 по 9.VIII (B_2) и с 10 по 17. VIII (B_3), в конце которых на расстоянии 750 м друг от друга возникли 9. VIII и 17. VIII II и III конусы, соответственно. По всей вероятности, образование питающих каналов II конуса началось на глубине не свыше 10 км, а III конуса – еще ближе к поверхности.

Интенсивность сейсмической подготовки образования II и III конусов была приблизительно одинаковой: в рое 2–9. VIII было зарегистрировано 2 землетрясения с $K_S = 10$ и 13 землетрясений с $K_S = 9$, а в рое 10–17. VIII – 1 землетрясение с $K_S = 10$ и 22 землетрясения с $K_S = 9$. Но в обоих случаях выделявшаяся сейсмическая энергия была более чем на порядок меньше энергии I роя. Как и в I рое, наиболее сильные землетрясения (все события 10 и большинство 9 энергетических классов) в августе тяготели к району Северного прорыва. Очаги более слабых землетрясений с $K_S \leq 8$ и частично с $K_S = 9$ были рас-

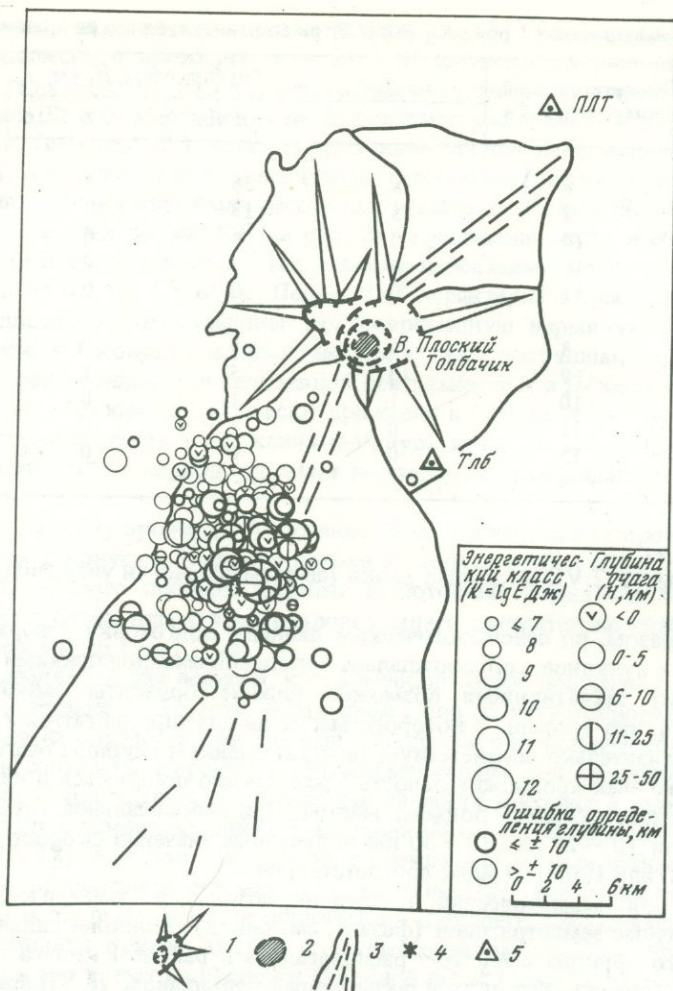
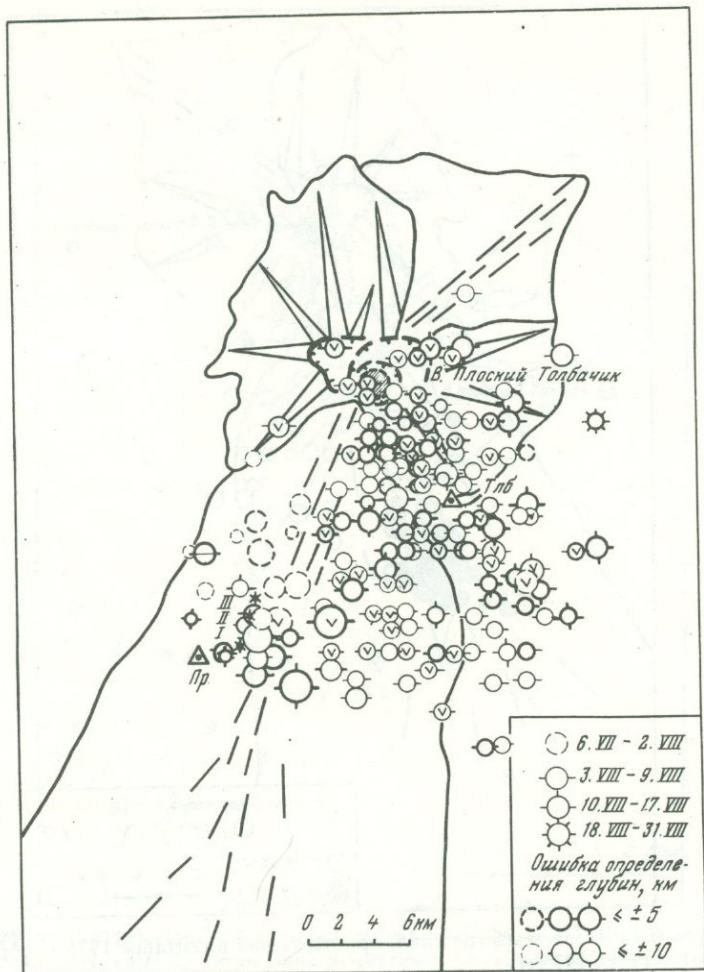


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений, предварявших извержение (I рой)

1 — постройки вулканов Плоский и Острый Толбачики; 2 — провал кратера Плато Толбачика; 3 — зона развития ареального вулканизма; 4 — центры извержения 1975 г.; 5 — сейсмические станции

средоточены на значительной площади $\sim 400 \text{ км}^2$ и располагались между центрами извержения и вершиной Плоского Толбачика или к югу и юго-востоку от нее. Количество землетрясений из этой области (называемой Толудской эпицентральной зоной) приблизительно в $5 \div 10$ раз превосходило число землетрясений, непосредственно предварявших образование II и III конусов. Таким образом, рой землетрясений 2–17 августа был сложным, состоявшим как из землетрясений, связанных с образованием питающих каналов II и III конусов на глубинах 0–10 и 0–5 км, так и из землетрясений, вызванных многочисленными подвижками в районе вершины Плоского Толбачика и к югу от нее на глубинах 0–5 км и выше ур. моря. При этом уровень сейсмичности в Толудской эпицентральной зоне изменялся синхронно с ходом извержения: накануне образования II и III конусов сейсмическая активность усиливалась, а после их рождения ослабевала.

В течение второй половины августа происходило грандиозное обрушение вершинного кратера Плоского Толбачика, в результате которого образовался провал, имевший в сентябре диаметр 1600 м, глубину около 5000 м и объем $0,3 \text{ км}^3$. Объем пеплов, шлака и лав, изверженных II и III конусами, превышает $0,6 \text{ км}^3$ (Федотов и др., 1976б). Судя по сейсмологическим данным, рой землетрясений 2–17.VIII с его подвижками южнее Плоского Толбачика, образование провала и



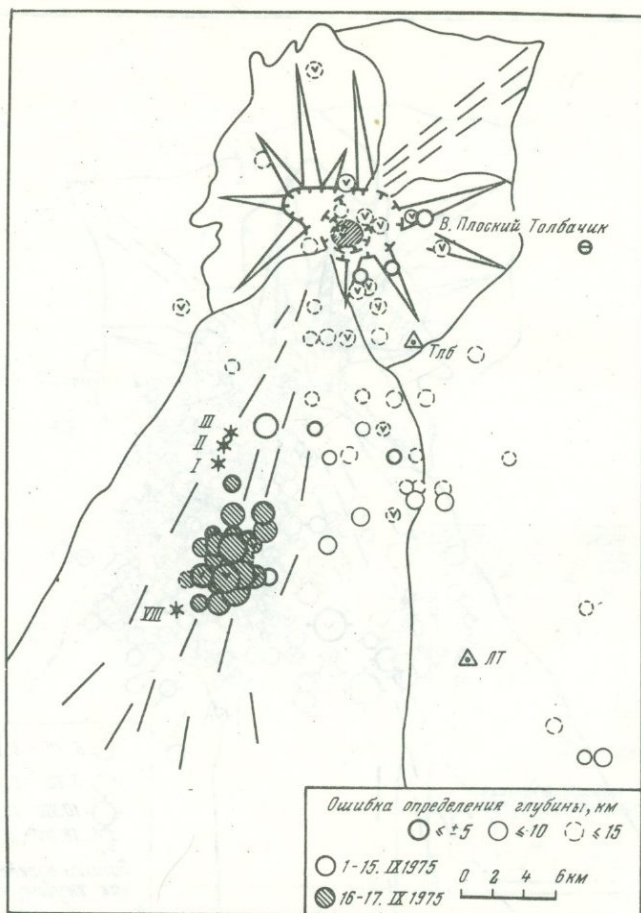
Р и с. 4. Карта эпицентров землетрясений, сопровождавших извержение с 6.VII по 31.VIII. 1975 г.

Условные обозначения 1-5, обозначения энергетического класса и глубины очага землетрясений см. на рис. 3; I, II, III - центры извержения 1975 г.

изменение в ходе извержения (прекращение 9.VIII деятельности I конуса, возникновение рядом с ним II и III конусов 9 и 17. VIII) были взаимосвязанными событиями, которым можно дать следующее объяснение.

Вулкан Плоский Толбачик обладает характерными чертами базальтовых вулканов гавайского типа: провальная вершинная кальдера с лавовым озером, отходящие от нее "рифтовые" зоны, в которых происходят многочисленные побочные извержения. Наличие вершинной кальдеры, как правило, свидетельствует о существовании под подобными вулканами неглубоких (первые километры) периферических магматических резервуаров, соединяющихся с более крупными очагами в нижних слоях коры, где базальтовая магма накапливается при поступлении из зоны генерации (Федотов, 1976).

Известно, что при извержениях гавайских вулканов часто происходит перетекание базальтов вдоль рифтов из лавовых озер и, возможно, неглубоких периферических очагов в центры извержения, которые располагаются на расстояниях до нескольких десятков километров от вершины вулкана. Строение Плоского Толбачика и пространственное распределение землетрясений II роя позволяют предположить, что начавшаяся в конце июля - первых числах августа сейсмическая активизация в районе кратера Плоского Толбачика к югу и к юго-востоку от него бы-



Р и с. 5. Карта эпицентров землетрясений, предвалявших в сентябре 1975 г. образование Южного прорыва (1–17. IX 1975 г.)

Условные обозначения 1–5, обозначения энергетического класса и глубины очага землетрясений см. на рис. 3; I, II, III, VIII – центры извержений 1975 г.

ла связана с оттоком магмы из неглубокого периферического очага под Плоским Толбачиком. Параллельно (и, по-видимому, в связи) с изменением характера и прекращением деятельности I конуса и образованием новых питающих даек II и III конусов часть магмы из периферического очага Плоского Толбачика могла продвигаться на глубинах до нескольких километров вдоль рифта в район Северного прорыва. Вопрос же о том, мог ли происходить в это время отток магмы из периферического очага вглубь вдоль питающего канала Плоского Толбачика, остается пока неясным.

Поскольку объем изверженных продуктов II и III конусов в два с лишним раза превышал объем одновременно развивавшейся провальной кальдеры, то, по-видимому, магматические очаги в нижних слоях коры или слое, переходном от коры к мантии, оставались основным источником магм Северного прорыва. Внедрение вдоль рифта характерных высокоалюминиевых субщелочных лав периферического очага Плоского Толбачика могло быть одной из причин изменения состава лав, которое произошло в последнюю стадию деятельности Северного прорыва.

22–23. VIII (в спокойную фазу B_4) в 700–150 м западнее кратеров II и III конусов возникли малые конусы IV, V, VI, VII. Последние три представляли собой лавовые котлы, расположенные на появившихся днем ранее зияющих трещинах растяжения. Отсутствие землетрясений указывает на локальное и приповерх-

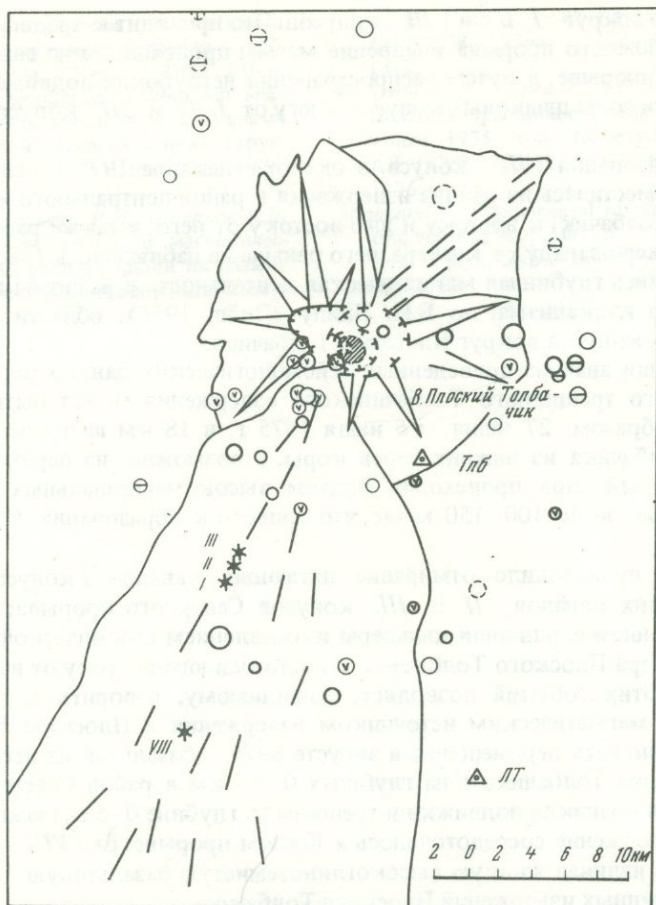


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений за период с 17. IX до 31. XII 1975 г.

Условные обозначения 1–5, обозначения энергетического класса и глубины очага землетрясений см. на рис. 3; I, II, III, IV – центры извержений 1975 г.

ностное происхождение явления. Возможно, что его причиной было внедрение неглубокого силла, ответвившегося от питающего канала II конуса.

С 1. IX 1975 г. начинается новый рой землетрясений, завершившийся образованием Южного прорыва. Землетрясения этого роя обработаны полностью начиная с $K_S \geq 8$ и частично по более слабым событиям (рис. 5). Как мы видим, эпицентральная зона III роя землетрясений также захватывает большую территорию от Плоского Толбачика до района извержения, причем по времени первая половина роя приходится на землетрясения в Толудской эпицентральной зоне. Землетрясения по-прежнему неглубокие, $0 \div 5$ км, лишь отдельные на востоке от кратера Плоского Толбачика имели глубину очага $5 \div 10$ км, $K_S^{\max} = 9$. Первые землетрясения в районе извержения, точнее в районе Северного прорыва, возникают 9–12. IX, т.е. тогда, когда из II конуса начали изливаться лавы промежуточного состава. Показательно, что максимум активности III роя землетрясений приходится на 16–17. IX, на время сразу после прекращения работы II конуса 15. IX (см. рис. 5). Очаги неглубоких землетрясений ($K_S^{\max} = 10$) распространяются в эти два дня на юго-запад от Северного прорыва, и в торцевой части возникшей эпицентральной зоны 17. VIII в 20^h (по Гринвичскому времени) происходит образование VIII конуса Южного прорыва. Такое расположение очагов предваряющих землетрясений и места прорыва отличается от распределения землетрясений в двух предыдущих роях, когда источники наиболее сильных событий

располагались вокруг *I*, *II* и *III* конусов. Это приводит к предположению о том, что в случае Южного прорыва внедрение магмы происходило не снизу вверх, как на Северном прорыве, а путем распространения неглубоких подвижек и трещин в сводовой части зоны шлаковых конусов к югу от *I*, *II* и *III* конусов на глубинах $0 \div 5$ км.

После образования *VIII* конуса, в октябре—декабре 1975 г. сейсмическая активность переместилась из района извержения в район центрального кратера вулкана Плоский Толбачик, к востоку и юго-востоку от него, а также распространилась к северу и северо-западу от кратера, чего раньше не наблюдалось (рис. 6). По-видимому, оживились глубинная магматическая деятельность и разломы по всей области ареального вулканизма, по Б.И. Пийпу (Пийп, 1956), области региональных зон шлаковых конусов вокруг Плоского Толбачика.

На основании анализа приведенных сейсмологических данных вероятный механизм Большого трещинного Толбачинского извержения может быть представлен следующим образом. 27 июня — 6 июля 1975 г. в 18 км юго-западнее вершины Плоского Толбачика из нижних слоев коры, а возможно, из переходного между корой и мантией слоя происходил подъем высокомагнезиальных базальтов со средней скоростью до 100—150 м/час, что привело к образованию *I* нового конуса 1975 г.

В августе происходило отмирание питающих каналов *I* конуса и образование питающих каналов *II* и *III* конусов Северного прорыва, сопровождавшееся обрушением вершинной кальдеры и оживлением сейсмической деятельности в районе кратера Плоского Толбачика, к востоку и юго-востоку от него. Очевидная зависимость этих событий позволяет, по-видимому, говорить о существовании связи между магматическим источником извержения и Плоским Толбачиком, а также предположить перемещение в августе 1975 г. базальтов из неглубокого очага под Плоским Толбачиком на глубинах $0 \div 5$ км в район Северного прорыва. 1—17 сентября возникли подвижки и трещины на глубине $0-5$ км южнее *I*, *II*, *III* конусов и извержение сосредоточилось в Южном прорыве. Его *VIII* конус до декабря 1976 г. изливал жидкую высокоглиноземистую базальтовую лаву, характерную для вершинных извержений Плоского Толбачика.

Несмотря на большое число разнообразных сейсмологических данных, ряд существенных сторон механизма извержения остается неясным. Например, вопрос о том, куда произошел основной отток $0,3 \text{ км}^3$ базальтов из новой вершинной кальдеры Плоского Толбачика — на небольшой глубине в район извержения вдоль рифта, в толщу вулканической постройки на юго-восток и восток или вглубь, в питающий промежуточный очаг, существование которого можно ожидать в нижних слоях коры или переходном слое (на глубине $20 \div 30$ или $20-40$ км). Не исключено, что базальты растекались во всех эти направлениях.

Большое трещинное Толбачинское извержение закончилось 10. XII 1976 г. Тщательное изучение полных данных о землетрясениях 1975—1976 гг. и их сопоставление с изменениями хода извержения могут уточнить прежние представления и дать новые сведения о магматических очагах Большого трещинного Толбачинского извержения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аносов Г.А., Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К. Основные черты тектонического строения Ключевской группы вулканов (Камчатка) в связи с ее глубинной структурой. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1192—1195.
- Горельчик В.И. Сейсмические проявления вулканической деятельности. Автореферат канд. дис., М., 1973, 23 с.
- Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1971—1972 гг. — В сб.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 108—118.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, т. II, 308 с.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966. 118 с.

- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., "Наука", 1972. 116 с.
- Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 25–37.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976а, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года (Камчатка). — Докл. АН СССР, 1976б, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruptions (p. I). — Bull. Earthq. Res. Tokyo Univ., 1960, v. 38, part 4, p. 497–544.

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ДРОЖАНИЕ ПРИ БОЛЬШОМ ТРЕЩИННОМ
ТОЛБАЧИНСКОМ ИЗВЕРЖЕНИИ 1975 г.

Одним из интересных сейсмических явлений, наблюдавшихся во время трещинного Толбачинского извержения, было вулканическое дрожание. В отдельные периоды интенсивность вулканического дрожания была так высока, что на ближайших к месту извержения сейсмических станциях Прорыв, Толбачик и Левый Толбачик¹ увеличение приходилось снижать до 100. Максимальная амплитуда дрожания на ст. Прорыв ($\Delta = 4$ км) достигала 30–50 мк.

В настоящей статье дан детальный анализ изменения энергии вулканического дрожания на ст. Толбачик и Левый Толбачик в сопоставлении с визуальными наблюдениями за ходом извержения. Основной целью работы являлось детальное изложение фактического материала. Поскольку еще не все полевые материалы по дрожанию обработаны, приводимые ниже выводы носят предварительный характер.

Сейсмические станции, аппаратура. Сейсмостанция Толбачик начала регистрацию приблизительно за сутки до начала извержения. Она находилась в 15 км к северо-востоку от места образования I конуса Северного прорыва и в 22 км от Южного прорыва и была оснащена стандартной сейсмологической аппаратурой (ВЭГИК – ГБ-IV) со столообразной частотной характеристикой на периодах 0,2–0,9 с. Диапазон изменения увеличения 500–5 000.

Станция Левый Толбачик, расположенная в 20 км к юго-востоку от Северного прорыва и в 19,5 км восточнее Южного прорыва, начала регистрацию 2 сентября 1975 г. Аппаратура и частотная характеристика – те же, что и на ст. Толбачик, диапазон изменения увеличения 100–5 000.

Описание явления. График изменения средней амплитуды вулканического дрожания за июль–сентябрь 1975 г. на ст. Толбачик и за сентябрь 1975 г. на ст. Левый Толбачик представлен на рисунке (см. вкл.). Средняя квадратическая ошибка определения амплитуды и периода вулканического дрожания на максимальном увеличении составляла $\pm 0,15$ мк и $\pm 0,15$ с соответственно. При снижении увеличения ошибка определения амплитуды вулканического дрожания возрастала до $\pm 0,5$ мк и более (\sim до ± 2 мк).

Как видно на рисунке, характер изменения интенсивности вулканического дрожания хорошо коррелируется с основными этапами извержения. Слабое вулканическое дрожание (0,25–0,3 мк): было зарегистрировано ст. Толбачик утром 5 июля (время Гринвичское), т.е., по-видимому, накануне извержения, которое началось 5 июля в 21 час 45 мин. В первые часы новый эруптивный центр представлял собой четыре эксплозивных жерла, обособившихся на образовавшейся трещине северо-западного простирания (Федотов и др., 1976а). Через сутки действовало одно жерло. В этот период, названный "исходным режимом", амплитуда вулканического дрожания постепенно увеличивалась сначала до 1,5 мк, затем до 3,5–4,5 мк.

До 9 июля происходило нарастание силы извержения, начал формироваться I конус Северного прорыва. Дрожание в это время ("переходный режим") характеризовалось резкими перепадами амплитуды – от 1 до 4,5 мк, продолжительность моментов усиления и ослабления дрожания составляла в среднем $2 \div 3$ часа.

После 9 июля в ходе извержения можно выделить три основные стадии: чисто эксплозивную (9–26.VII), связанную с мощной газовой продувкой и выбросами пирокластического материала из I конуса Северного прорыва; эксплозивно-

¹ Расположение этих станций показано на рис. 1 в статье С.А. Федотова, В.И. Горельчик, В.В. Степанова и др. "Развитие Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. по сейсмологическим данным" в наст. сборнике.

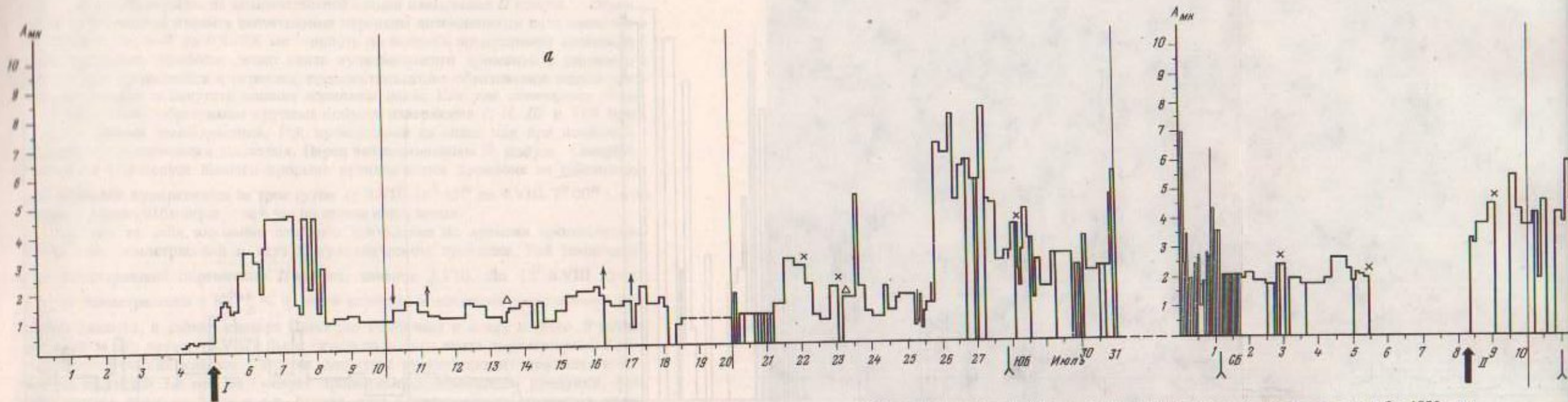


График изменения средней амплитуды вулканического дрожания за июль—сентябрь 1975 г. на с/ст. Толбачик (а, б, в) и за сентябрь 1975 г. на с/ст. Левый Толбачик (г)

Вулканическое дрожание: 1 — при образовании центров извержения; 2 — при образовании лавовых бокс: южной (юб) и северной (сб) бокс I конуса и главного потока (ГП) II конуса; 3 — при активизации эксплозивной деятельности; 4 — при спаде активности извержения; 5 — при сильном бомбопаде; 6 — во время паузы в извержении

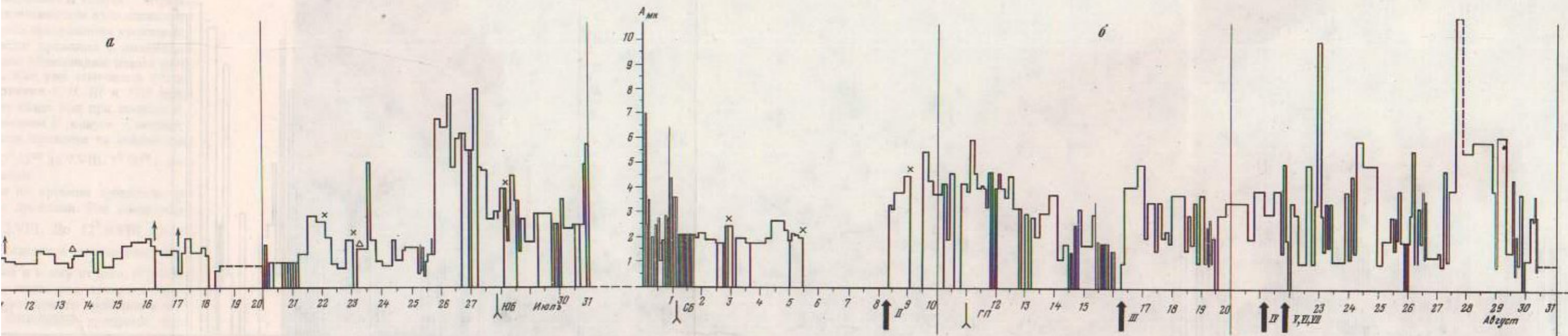
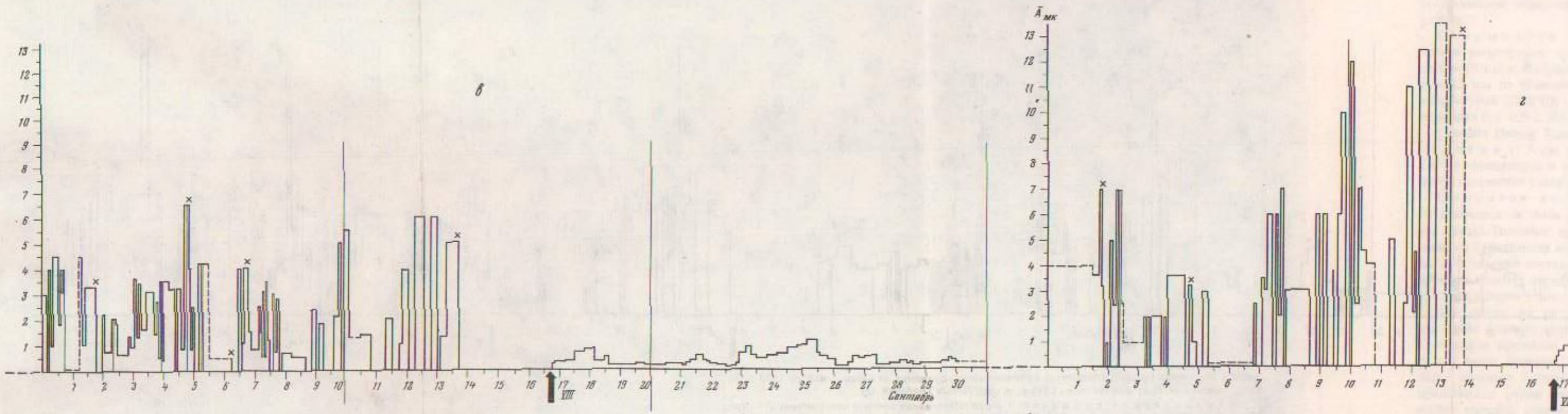


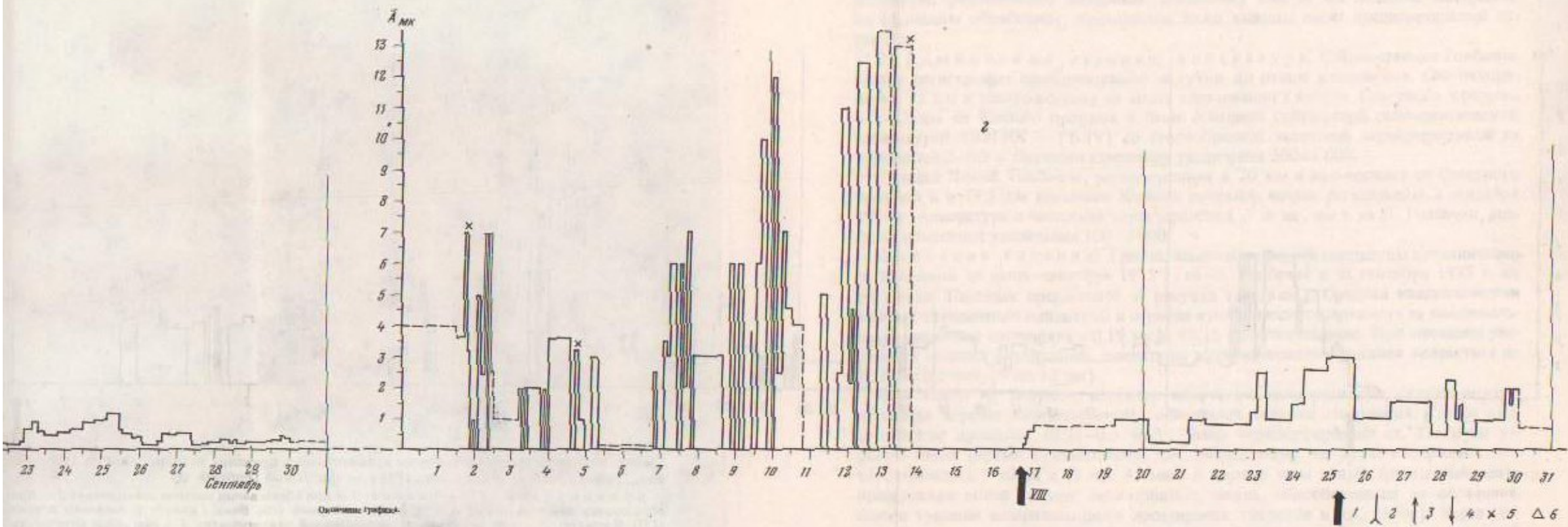
График изменения средней амплитуды вулканического дрожания за июль—сентябрь 1975 г. на с/ст. Толбачик (а, б, в) и за сентябрь 1975 г. на с/ст. Левый Толбачик (г)

Вулканическое дрожание: 1 — при образовании центров извержения; 2 — при образовании лавовых бокс: южной (юб) и северной (сб) бокс / конуса и главного потока (ГП) / конуса; 3 — при активизации эксплозивной деятельности; 4 — при спаде активности извержения; 5 — при сильном бомбопаде; 6 — во время паузы в извержении



Описание туфля.

Музей естественной истории Академии наук СССР
 Зоологический музей Академии наук СССР
 Москва, Ленинский проспект, 126



Оценочный график

↑ 1 ↓ 2 ↑ 3 ↓ 4 × 5 Δ 6

эффузивную (26.VII–15.IX), в течение которой происходило излияние лавы и образование новых центров извержения на Северном прорыве; преимущественно эффузивную (после 17.IX), связанную с возникновением и деятельностью Южного конуса.

Истечение газовой струи из *I* конуса (эксплозивная стадия), а также монотонная слабая взрывная деятельность и непрерывное излияние жидких базальтовых лав на Южном прорыве (преимущественно эффузивная стадия) характеризовались умеренным вулканическим дрожанием: в первом случае средняя амплитуда вулканического дрожания на ст. Толбачик не превышала 1,5 мк, а во втором – составляла не более 1,2 мк на ст. Толбачик и 2–3 мк – на ст. Левый Толбачик.

23–26.VII в извержении появились первые паузы, чередовавшиеся с мощными взрывами. 28.VII началось излияние лавы из южной бокки *I* конуса, извержение приобрело взрывно-эффузивный характер. Динамика извержения в этот период (с 26.VII по 15.IX) менялась очень резко: растрескивание *I* конуса, образование лавовых бокк и излияние лавы, возникновение *II* и *III* конусов, их интенсивная взрывная деятельность, образование *IV*, *V*, *VI*, *VII* центров извержения, мощные взрывы на заключительной стадии извержения *II* конуса. Отражением этих событий явились значительные перепады интенсивности вулканического дрожания – от 6–8 до 0,5–0,8 мк вплоть до полного прекращения вулканического дрожания. Наиболее четко связь вулканического дрожания с динамикой извержения проявлялась в периоды, предшествовавшие образованию новых эруптивных центров и сопутствовавшие излиянию лавы. Как уже отмечалось (Федотов и др., 1976б), образование крупных конусов извержения *I*, *II*, *III* и *VIII* предварялось роями землетрясений. Рои происходили на спаде или при полном отсутствии вулканического дрожания. Перед возникновением *II* конуса Северного прорыва и *VIII* конуса Южного прорыва вулканическое дрожание на сейсмостанции Толбачик прекратилось за трое суток (с 6.VIII 10^h 45^m до 9.VIII. 7^h 00^m), а накануне прорыва *III* конуса – за 6 час до начала извержения.

Обращает на себя внимание неполное совпадение по времени продолжительности роев землетрясений и пауз в вулканическом дрожании. Рой землетрясений, предварявший образование *II* конуса, начался 2.VIII. До 12^h 6.VIII происходили землетрясения с $K_{S1,2}^{\Phi 6,8} \leq 9$, очаги которых в основном располагались восточнее *I* конуса, в районе кратера Плоского Толбачика и к югу от него. В районе прорыва за это время (3.VIII) было отмечено только шесть землетрясений 8-го и 9-го энергетических классов. Средняя амплитуда вулканического дрожания в этот период достигала 2,8 мк. На *I* конусе продолжались бомбопады, продувки, фонтанирование лавы из бокк и т.д. Резкий спад вулканического дрожания последовал 6.VIII в 10^h 45^m, начало этого спада совпало с 9-часовой паузой в извержении. С этого времени, несмотря на вновь возобновившуюся активность *I* конуса, вулканическое дрожание на ст. Толбачик больше не регистрировалось. Отсутствие вулканического дрожания приходится по времени на вторую половину роя, когда (начиная с 14^h 00^m 6.VIII) часть эпицентров землетрясений с $K_S \leq 9$ переместилась в район прорыва. Образование *II* конуса при извержении 9 августа сопровождалось резким усилением вулканического дрожания. Менее чем через сутки дрожание прекратилось на 10 час. Пауза последовала за землетрясением с $K_S = 10$ в районе извержения. Вполне вероятно, что эта и последующие паузы в дрожании на фоне продолжающегося роя землетрясений имели отношение к дальнейшим событиям: к образованию *III* и *IV* конусов и вскрытию системы трещин (*V*, *VI*, *VII*). Характер извержений в периоды пауз в вулканическом дрожании был различным. 6, 7 и 8.VIII, когда вулканическое дрожание на ст. Толбачик уже не регистрировалось, эффузивно-взрывная деятельность *I* конуса продолжалась и, хотя заметно ослабела, закончилась лишь за несколько часов до начала работы *II* конуса. Накануне образования *III* конуса, 17.VIII, в период 6-часового отсутствия вулканического дрожания, деятельность *II* конуса вообще не прекращалась. Извержение

II конуса прекратилось 14.IX 1975 г. в $16^h 30^m$ по Гринвичскому времени. Это было окончание работы Северного прорыва, совпавшее с резким уменьшением амплитуды вулканического дрожания на ст. Толбачик от 5 мк, а на ст. Левый Толбачик — от 13 мк до соизмеримой с фоном. В дальнейшем вулканическое дрожание появилось снова только 17.IX в связи с возобновлением извержения на Южном прорыве.

Начало лавовых излияний — формирование лавового потока и сопутствующие деформации построек конусов — сопровождалось, как правило, усилением вулканического дрожания. После прорыва лавы и окончания подвижек дрожание ослабевало. Так было при прорыве южной и северной боков *I* конуса (на рисунке ЮБ и СБ), при излиянии лавового потока из центрального жерла *II* конуса (ГП на рисунке — главный поток), а также из *VIII* конуса.

Таким образом, все основные переломные этапы извержения фиксировались соответствующими изменениями интенсивности вулканического дрожания. Связь дрожания с менее крупными событиями — не столь четкая и однозначная. В ряде случаев наблюдается совпадение моментов усиления эксплозивной деятельности (продувки) с уменьшением энергии вулканического дрожания (обычно не более, чем на 0,5 мк на ст. Толбачик) и наоборот. Интенсивным бомбопадам иногда соответствует усиление вулканического дрожания. Наиболее резкое уменьшение или отсутствие дрожания наблюдалось в периоды, когда приостанавливалась взрывная деятельность в кратерах (паузы в извержении, см. рис.).

Интересно сопоставить результаты одновременной регистрации вулканического дрожания на станциях Толбачик и Левый Толбачик в сентябре 1975 г. (см. рис.). Грунтовые условия на обеих станциях не исследовались, но из сравнения записи землетрясений можно предположить, что амплитуды смещения почвы на ст. Левый Толбачик по отношению к ст. Толбачик завышаются в 2–3 раза. При неизменных соотношениях источник — приемник отношение амплитуд вулканического дрожания на обеих станциях должно сохраняться одинаковым. Это выполнялось для всего периода работы Южного прорыва, с 17.IX и далее, а также на завершающей стадии работы *II* конуса Северного прорыва, с 8 до 14.IX. В этих случаях отношение средних амплитуд вулканического дрожания на станциях Левый Толбачик и Толбачик было равно 2–2,5. В течение 2–7.IX это отношение менялось от 2,2 (3.IX) до 0,6–1,0 (3–7.IX), т.е. с 3 до 7.IX вулканическое дрожание на ст. Левый Толбачик было слабее или равно по интенсивности дрожанию, регистрируемому ст. Толбачик.

Преобладающие видимые периоды вулканического дрожания на станциях Толбачик и Левый Толбачик лежали в пределах 0,8–1,2 с и в ходе извержения существенно не изменялись.

Обсуждение результатов. Вулканическое дрожание — явление, наиболее тесно связанное с динамикой вулканического процесса и сравнительно мало изученное. Трудность изучения обусловлена, с одной стороны, необходимостью проведения наблюдений в непосредственной близости от источника дрожания (часто в сложных условиях) и многообразием причин, вызывающих вулканическое дрожание, с другой стороны. Обзор ряда исследований природы и характера вулканического дрожания содержится в работах А.И. Фарберова, С.Т. Балесты (Фарберов, Балеста, 1966) и В.И. Горельчик (1976). Мы ограничимся лишь несколькими основными положениями, дающими представление о состоянии вопроса на сегодняшний день. В настоящее время известно, что в процессе вулканического дрожания могут генерироваться как объемные, так и поверхностные волны. Считается практически доказанным существование нескольких источников вулканического дрожания на одном и том же вулкане. Глубина источника может меняться от сотен метров до нескольких десятков километров. Как правило, во всех случаях периоды появления вулканического дрожания совпадают с магматической активностью либо на поверхности, либо на глубине. Например, во время извержения гавайского вулкана Килауэа в 1963 г. (Shimozuru a.o., 1966) вулканическое дрожание генерировалось при поступлении магмы из более глубокого резервуара к поверхностному очагу (в этом случае поверхностная вулканичес-

кая деятельность не наблюдалась), при миграции магмы по достаточно протяженным каналам в направлении от кратера к восточной рифтовой зоне, а также во время фонтанирования лавы и формирования лавового озера. На разных эруптивных стадиях действие одних источников вулканического дрожания может ослабевать, а других усиливаться, при этом генерируются разные типы вулканического дрожания, отличные по интенсивности, периодам и типу волн. Наблюдаемая при одновременном действии нескольких источников интерференционная картина делает затруднительной локализацию источников вулканического дрожания в пространстве и может приводить к неоднозначной связи дрожания с наблюдаемыми характеристиками извержения.

Во время Большого трещинного Толбачинского извержения с июля по сентябрь 1975 г. мы, по всей вероятности, также имели дело не с одним, а с несколькими достаточно протяженными источниками вулканического дрожания, работавшими либо попеременно, либо одновременно друг с другом. Кроме вулканического дрожания с преобладающими периодами 0,8–1,1 с, с первых дней извержения сейсморазведочной аппаратурой Тайга и Поиск на расстоянии свыше 10 км было зарегистрировано вулканическое дрожание в диапазоне периодов 0,1–0,15 с (см. статью С.Т. Балесты, А.А. Каргапольцева, Г.Б. Григоряна в наст. сборнике), представленное, по мнению авторов, объемными волнами, генерируемыми предположительно на глубине ~ 5 км из зоны, захватывающей Северный и Южный прорывы. Этот тип дрожания отмечался и тогда, когда наступали паузы в извержении и более длиннопериодное вулканическое дрожание отсутствовало.

Зарегистрированное стандартной сейсмологической аппаратурой вулканическое дрожание, которому посвящена настоящая статья, представляет собой, судя по характеру убывания амплитуды с расстоянием и преобладающим периодам колебаний, поверхностные волны. Возрастание энергии дрожания по мере приближения к центрам извержения и хорошая корреляция изменения интенсивности дрожания с ходом извержения позволяют говорить о связи источника колебаний с Северным и Южным прорывами. Возможно, вулканическое дрожание с периодами 0,8–1,1 с является результатом движения магмы по сформировавшимся в процессе извержения каналам к поверхности Земли. Поступление новых порций магмы вызывает усиление вулканического дрожания, после чего следует излияние лавы (см. рисунок). Образование питающих каналов новых центров извержения фиксируется сериями землетрясений, очаги которых располагаются в непосредственной близости от места будущих прорывов. Длиннопериодное вулканическое дрожание в это время всегда ничтожно мало или отсутствует и появляется только с началом работ нового эруптивного центра, т.е. когда канал, по которому может двигаться магма, уже сформирован. Подобная сейсмическая подготовка характерна для прорывов побочных кратеров базальтовых вулканов (Токарев, 1966; Горельчик, Зобин, 1971) и, по-видимому, по сути своей отражает механизм внедрения магмы и продвижения ее к поверхности Земли.

В настоящий момент изучение вулканического дрожания, связанного с Большим трещинным Толбачинским извержением, продолжается. Вопросы локализации источников дрожания и механизма генерации колебаний еще ждут своего разрешения. Предварительные результаты исследований можно коротко сформулировать следующим образом.

1. В период Большого трещинного Толбачинского извержения регистрировалось интенсивное вулканическое дрожание с преобладающими периодами колебаний 0,8–1,1 с. Этот тип дрожания представлен поверхностными волнами и обнаруживает хорошую корреляцию с основными стадиями извержения.

2. В чисто эксплозивную стадию (деятельность I конуса Северного прорыва с 6 до 26.VII.1975 г.) и преимущественно эффузивную стадию (деятельность Южного прорыва с 17.IX.1975 г.) вулканическое дрожание было умеренным, до 1,5 мк в среднем, на ст. Толбачик. Для эксплозивно-эффузивной стадии извержения (излияние лавы из I конуса, образование и деятельность остальных центров извержения Северного прорыва) характерен резко меняющийся режим

вулканического дрожания, с "паузами и всплесками" до 10–15 мк (в среднем до 7–8 мк) по данным ст. Толбачик.

3. Образование новых центров извержения, как правило, предварялось спадом и всегда сопровождалось резким увеличением энергии вулканического дрожания. Наиболее продолжительные паузы в вулканическом дрожании наблюдались во время затухания деятельности I конуса, накануне образования II конуса, а также после прекращения извержения на Северном прорыве перед образованием Южного прорыва.

4. Формирование лавового истока и деформации построек конусов сопровождалось усилением вулканического дрожания. После прорыва и окончания подвижек дрожание ослабевало.

ЛИТЕРАТУРА

- Горельчик В.И.* Сейсмические проявления вулканической деятельности. — В сб.: Глубинное строение, сейсмичность и особенности современной деятельности Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 25–35.
- Горельчик В.И., Зобин В.М.* О характере развития роев землетрясений в областях активного вулканизма на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 118–120.
- Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966. 118 с.
- Фарберов А.И., Балеста С.Т.* Об исследовании вулканического дрожания. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 45–60.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года (Камчатка). — Докл. АН СССР, 1976а, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 году на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976б, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Shimozuru D., Kamo K., Kinoshita W.T.* Volcanic tremor of Kilauea volcano, Hawaii, during July–December, 1963. — Bull. Earthq. Res. Inst. of Tokyo, 1966, v. 44, p. 3, p. 1093–1148.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

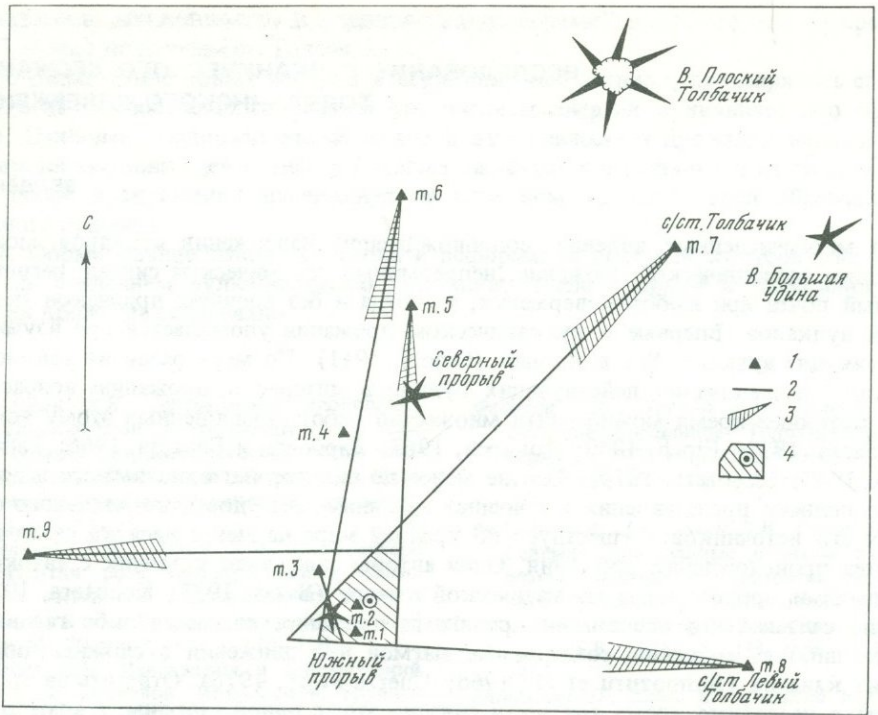
ВВЕДЕНИЕ

Из многочисленных явлений, сопровождающих извержения вулканов, можно выделить вулканическое дрожание, непрерывный сейсмический сигнал, регистрируемый почти при любом извержении, а иногда и без внешних признаков активности вулканов. Впервые о вулканическом дрожании упоминается при изучении извержения вулкана Усу в Японии (Omori, 1911). По мере развития сейсмологических исследований действующих вулканов интерес к дрожанию возрастал, и в настоящее время можно найти множество работ, посвященных этому вопросу (Sassa, 1935; Finch, 1949; Токарев, 1963; Фарберов и Балеста, 1966; Tanaka, 1968, 1969; Kubotera, 1974). Тем не менее до сих пор нет однозначного и достаточно полного представления о причинах дрожания, нет удовлетворительного описания его источников. Существует по крайней мере не менее десятка различных гипотез происхождения дрожания. Одни авторы связывают источник с автоколебательными процессами в магматической камере (Sassa, 1935; Kubotera, 1974), другие считают, что основными причинами дрожания являются либо газовыделение, либо возмущения, создаваемые магмой при движении в сложных подводных каналах (Shimozuru et al., 1966; Guerra et al., 1976). Ответить на эти вопросы в настоящее время трудно, и связано это, с одной стороны, с многообразием форм вулканического дрожания, порождаемых извержениями. Даже по наблюдениям на одном вулкане выделяют несколько типов дрожания в разных частотных диапазонах и с различным волновым составом (Shimozuru et al., 1966; Tanaka, 1968; 1969; Kubotera, 1974). Но следует отметить, что существует тип вулканического дрожания, который наблюдается при извержении базальтовых вулканов. По характеру записи это дрожание напоминает квазисинусоидальные колебания, осложненные процессом, похожим на биения. Именно дрожание этого типа исследуется в настоящей работе.

Полевые эксперименты проводились в районе Толбачинского извержения в 1975 и 1976 гг. Большое трещинное Толбачинское извержение началось в начале июля 1975 г. в 18 км юго-юго-западнее центрального кратера вулкана Плоский Толбачик, расположенного в южной части Ключевской группы вулканов. Через три дня после прекращения деятельности вновь образовавшихся Северных конусов 17 сентября извержение переместилось на 9 км южнее, где возник Южный прорыв. В 1975—1976 гг. продолжалось умеренное извержение Южного прорыва. На основе наблюдения дрожания Южного прорыва во многих точках авторами сделана попытка оценки измерения динамических характеристик волновых полей вулканического дрожания; методом, описанным ниже, определено направление на источник дрожания.

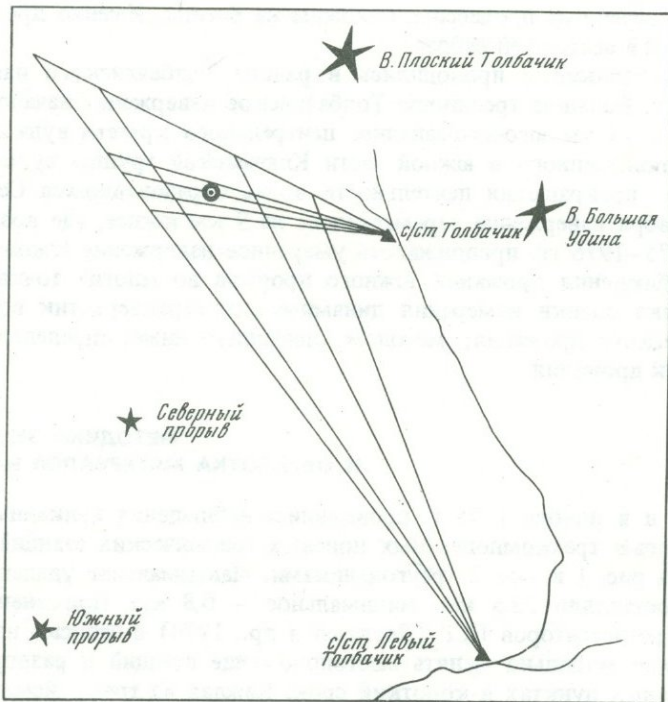
МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА
И ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ

В сентябре и в ноябре 1975 г. проводились наблюдения вулканического дрожания с помощью трехкомпонентных полевых сейсмических станций в пунктах, отмеченных на рис. 1 и рис. 2 треугольниками. Максимальное удаление от места извержения составляло 23,5 км, минимальное — 0,8 км. Применение полевых сейсмических регистраторов ПСР (Дергачев и др., 1974) с записью на магнитную ленту позволяло мобильно менять местоположение станций и разворачивать наблюдения в новых пунктах в короткий срок. Каждая из трех сейсмических станций состояла из регистраторов ПСР, сейсмометров СМ-3, системы приема сигналов точного времени, морского хронометра МХ-6 и калибровочного генератора МГПА



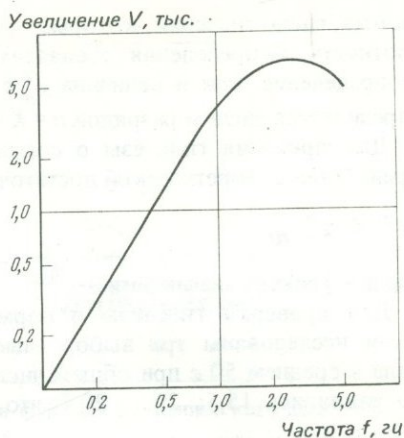
Р и с. 1. Карта-схема района извержения

1 — места установки полевых сейсмических станций; 2 — азимуты на источник; 3 — угловые ошибки; 4 — область, ограниченная азимутами, ее центр отмечен двойным кружком



Р и с. 2. Карта-схема расположения наблюдательных пунктов и статистического центра источника вулканического дрожания по определениям за 12 сентября 1975 г.

Р и с. 3. Амплитудно-частотная характеристика сквозного сейсмического канала относительно смещения грунта



(аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР, 1974). Сейсмические датчики СМ-3 настраивались на период собственных колебаний 2,0 с и имели полное затухание выше критического с постоянной Д-2.

Для лучшего согласования с усилителями использовались маятники с перемотанными рабочими катушками ($R_{sg} = 1500$ см). Полоса пропускания сквозного сейсмического канала вместе с устройством перезаписи относительно скорости смещения грунта захватывает диапазон частот от 0,3 до 3 Гц (рис. 3). Максимальное увеличение можно было изменять от 1 до 500 тыс., и в каждом конкретном случае выбиралось оптимальное увеличение в зависимости от уровня сигнала.

Регистрация вулканического дрожания проводилась одновременными сеансами в двух или трех пунктах. Длительность каждого сеанса обычно составляла несколько часов. После воспроизведения с магнитной ленты запись вулканического дрожания представлялась в видимой форме на фотобумаге. Точная временная привязка позволяла выбирать одновременные реализации, которые затем оцифровывались, и анализ выборочных реализаций проводился с помощью ЭВМ Наири-К. Ошибка при цифровании составляла ошибку, вносимую толщиной линии записи и не превышала во всех случаях 2–3%. Ошибка определения амплитудно-частотных характеристик аппаратуры при помощи калибровочного генератора МГПА равнялась 10%.

НОРМАЛЬНОСТЬ И СТАЦИОНАРНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ

Вулканическое дрожание представляет непрерывный сейсмический сигнал, который можно считать случайным процессом. На практике мы обычно имеем дело с отдельными реализациями выборочных функций случайного процесса. Для того чтобы применять те или иные методы анализа конечных реализаций, необходимо выяснить некоторые общие предположения относительно случайного процесса, а именно проверить его на стационарность, эргодичность и нормальность. Если процесс имеет нормальную плотность распределения, то доказательство его слабостью стационарности автоматически влечет за собой стационарность в строгом смысле. Для эргодичности достаточно того, чтобы случайный процесс был стационарен, если же он в дополнение имеет гауссовское или нормальное распределение, то этот процесс является строго эргодическим. Исходя из этого, в первую очередь необходимо проверить, подчиняется ли исследуемый случайный процесс закону нормального распределения. Проверка осуществлялась при помощи критерия согласия χ^2 . Смысл метода — в том, что для оценки расхождения теоретической и экспериментальной плотностей распределения используется статистика, которая приблизительно описывается распределением χ^2 . Степень расхождения определяется следующим образом:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(f_i - F_i)^2}{F_i}$$

(Бендат, Пирсол, 1974).

Здесь K — число разрядов, на которые разделены данные наблюдений; f_i — наблюдаемая частота, число значений, попадающих в i -й разряд; F_i — ожидаемая

частота, число значений, которые могли бы попасть в i -й разряд, если бы истинная плотность распределения совпала с ожидаемой. Величина χ^2 имеет такое же распределение, как и величина χ_n^2 с n степенями свободы. Число степеней свободы определяется числом разрядов $n = K - 3$.

Для принятия гипотезы о согласованности экспериментальной плотности распределения с теоретической достаточно выполнения неравенства:

$$\chi^2 \leq \chi_{n; \alpha}^2$$

где α — уровень значимости.

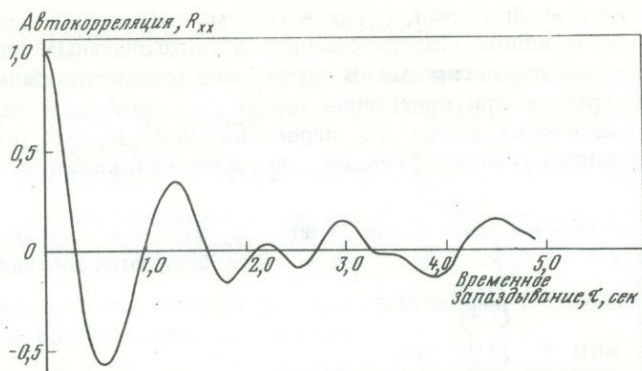
Для проверки гипотезы о нормальности процесса вулканического дрожания были исследованы три выборочные реализации. Длина каждой выборки составляла в среднем 50 с при общем числе значений $N = 500$. Величины χ^2 соответственно равнялись 15,5; 29,8; 20,7, что удовлетворяет неравенству $\chi^2 \leq \chi_{15; 0,05}^2 = 32,8$ при уровне значимости 0,05. Значит, при 95% доверительной вероятности гипотезу о нормальном распределении случайного процесса вулканического дрожания можно принять.

Для проверки стационарности был применен критерий серий. Подробное описание критерия можно найти в книге Дж. Бендата и А. Пирсола (Бендат, Пирсол, 1974). В большинстве физических процессов для проверки стационарности достаточно проверить на отсутствие тренда средние значения квадрата величин по отдельным интервалам. Были проверены две выборочные реализации вулканического дрожания, каждая длительностью по 200 с; длительность отдельного интервала составляла 10 с. Критерий серий при уровне значимости $\alpha = 0,05$ не был нарушен ни разу. Следовательно, на интервалах длительностью 200 с процесс вулканического дрожания можно считать стационарным в слабом смысле, что при нормальном распределении автоматически означает строгую стационарность. Эргодичность удовлетворяется также автоматически.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ НА КВАЗИСТАЦИОНАРНЫЙ ИСТОЧНИК СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Поляризация сейсмических волн наряду с кинематическими особенностями (скорость распространения) является одной из важнейших характеристик волновой формы. Знание этих характеристик однозначно определяет тип волны, но обычно для идентификации сейсмических волн используются только кинематические свойства, так как определение поляризации связано с дополнительными трудностями и не всегда отвечает желаемой точности. Тем не менее поляризационные свойства сейсмических волн использовались различными авторами как при исследовании кратковременных сигналов (землетрясения, взрывы) (Кедров, Башилов, 1975), так и при изучении непрерывных сигналов (штормовые микросейсмы) (Рыкунов, 1967). При исследовании непрерывных сейсмических сигналов (штормовые микросейсмы, вулканическое дрожание, различные сейсмические помехи) возможно применение статистических методов обработки материалов наблюдений, которые позволяют значительно повысить точность окончательных результатов. В настоящей работе авторами сделана попытка использования поляризационных свойств сейсмических волн для разработки методики определения направления на квазистационарный источник. Квазистационарность источника и соответственно волнового поля позволяет применить статистические методы для обработки выборочных реализаций случайного процесса, которым является регистрируемый сейсмический сигнал.

Для однородной упругой среды можно рассматривать два типа волн, распространяющихся от первичного источника, — продольную (P) и поперечную (S). Многообразие волновых форм, образующихся на неоднородностях в реальной среде, осложняет общую волновую картину и для детального анализа требует более сложных методов, чем методы, применяемые для случая однородной сре-



Р и с. 4. Типичная автокорреляционная функция вулканического дрожания

ды. Тем не менее можно предположить, что в слоисто-горизонтальной среде векторы поляризации первичных продольных волн и вторичных, образованных на неоднородностях, не выходят из одной вертикальной плоскости и что эта плоскость совпадает с направлением на источник. С другой стороны, векторы поляризации поперечных волн (*SH*) расположены в плоскости, ортогональной первой. Проекция векторов первой и второй плоскостей на горизонтальную плоскость образуют два взаимно перпендикулярных направления. Точно такую же картину можно получить, если рассматривать поверхностные волны Релея и волны Лява. Если мы имеем дело со статистически независимыми волнами различных типов с поляризацией в ортогональных плоскостях, то можно найти такую систему координат, в которой реализации двух взаимно перпендикулярных компонент имеют максимальный коэффициент корреляции. Статистическая независимость различных типов волн выполняется на некотором удалении от источника, которое необходимо для того, чтобы эти волны в силу различных скоростей распространения имели различное временное запаздывание. Попытаемся оценить величину такого удаления.

При распространении от первоначального источника разность прихода различных типов волн Δt должна составлять величину, достаточную для убывания автоковариационной функции, чтобы она не вносила значительных искажений в функцию взаимной ковариации. Подробнее о влиянии автоковариации на функцию взаимной ковариации можно найти в книге Г. Дженкинса и Д. Ватса (Дженкинс, Ваттс, 1972). Зададимся условно убыванием автоковариации в 10 раз и пусть такому убыванию соответствует запаздывание в Δt с. При отношении скоростей различных типов волн приблизительно как $\sqrt{3}$ минимальное расстояние S до источника для такого запаздывания оценивается следующим образом:

$$S = \frac{a \cdot \Delta t \sqrt{3}}{0,7},$$

где Δt — запаздывание в секундах; a — скорость распространения более медленных волн в км/сек. Для вулканического дрожания Толбачинского извержения типичная автокорреляционная функция приведена на рис. 4. Десятикратному убыванию автокорреляционной функции соответствует запаздывание 2 с. Принимая во внимание это запаздывание и считая скорость $a = 1,2$ км/с, величина S оценивается приблизительно в 6 км.

Нужно отметить, что полученная таким образом величина S заведомо завышена, так как степень убывания автоковариационной функции в 10 раз превышает тот уровень, на котором ошибка определения взаимной ковариации из-за влияния автоковариации сравнима с дисперсией случайного процесса. Следовательно, с уверенностью можно считать, что на удалениях от источника, превышающих величину S , различные типы волн являются статистически независимыми.

Рассмотрим идеальный случай, когда в системе наблюдения источник можно считать точечным и волны, поляризованные в ортогональных плоскостях, являются статистически независимыми. В случае регистрации колебаний трехкомпонентным сейсмографом при ориентации одной горизонтальной компоненты по направлению от источника, а другой — перпендикулярно к нему, получим три независимые реализации случайной функции, описывающей колебания грунта: $\{X_{\parallel}\}$, $\{X_{\perp}\}$ и $\{Z\}$.

При повороте горизонтальных компонент на угол a в горизонтальной плоскости реализации $\{X_{\parallel}\}$ и $\{X_{\perp}\}$ преобразуются следующим образом:

$$\{X'_{\parallel}\} = \{X_{\parallel}\} \cos a + \{X_{\perp}\} \sin a$$

$$\{X'_{\perp}\} = \{X_{\parallel}\} \sin a + \{X_{\perp}\} \cos a$$

Ковариация между $\{X'_{\parallel}\}$ и $\{X'_{\perp}\}$ с нулевым временным сдвигом определяется как

$$\text{COV}[X'_{\parallel}, X'_{\perp}] = -\sin a \cos a \text{COV}[X_{\parallel}, X_{\perp}] + \sin a \cos a,$$

$$\text{COV}[X_{\perp}, X_{\perp}] + \cos^2 a \text{COV}[X_{\parallel}, X_{\perp}] - \sin^2 a \text{COV}[X_{\parallel}, X_{\perp}].$$

Так как $\{X_{\parallel}\}$ и $\{X_{\perp}\}$ независимы, то

$$\text{COV}[X_{\parallel}, X_{\perp}] = 0$$

и

$$\text{COV}[X'_{\parallel}, X'_{\perp}] = 1/2 \sin 2a (\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}]),$$

где $\text{Var}[X_{\parallel}]$ и $\text{Var}[X_{\perp}]$ — дисперсии случайных процессов $\{X_{\parallel}\}$ и $\{X_{\perp}\}$, соответственно. Следовательно, ковариация между реализациями $\{X'_{\parallel}\}$ и $\{X'_{\perp}\}$ изменяется по синусоидальному закону с периодом, равным π , и с амплитудой $1/2 (\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}])$. Максимальные и минимальные значения достигаются при

$$a = \pi/4 (2k + 1), \quad k = 0, 1, \dots$$

При повороте горизонтальных компонент на угол, равный $\pi/4$ от направления на источник, достигается либо максимум, если $\text{Var}[X_{\perp}] > \text{Var}[X_{\parallel}]$, либо минимум, если $\text{Var}[X_{\perp}] < \text{Var}[X_{\parallel}]$.

Таким образом, возникает неопределенность в установлении направления на источник. Для устранения этой неопределенности рассмотрим ковариацию между реализациями, полученными на горизонтальных и вертикальной компонентах.

Ковариация между реализациями $\{X'_{\parallel}\}$, $\{X'_{\perp}\}$ и $\{Z\}$ определяется следующим образом:

$$\text{COV}[Z, X'_{\parallel}] = \cos a \text{COV}[Z, X_{\parallel}] + \sin a \text{COV}[Z, X_{\perp}],$$

$$\text{COV}[Z, X'_{\perp}] = -\sin a \text{COV}[Z, X_{\parallel}] + \cos a \text{COV}[Z, X_{\perp}].$$

Можно отметить, что в силу предположения о статистической независимости различных типов волн ковариация между $\{Z\}$ и $\{X_{\perp}\}$ равняется нулю. Тогда

$$\text{COV}[Z, X'_{\parallel}] = \cos a \text{COV}[Z, X_{\parallel}],$$

$$\text{COV}[Z, X'_{\perp}] = -\sin a \text{COV}[Z, X_{\parallel}].$$

Следовательно, ковариация между реализациями вертикальной и горизонтальной компонент в зависимости от угла поворота горизонтальной компоненты изменяется по синусоидальному закону с периодом, равным 2π , и амплитудой

$\text{COV}[Z, X_{\parallel}]$. Экстремальные значения достигаются при $a = \pi k, k = 0, 1, \dots$. Таким образом, в зависимости от знака ковариации между реализациями $\{Z\}$ и $\{X_{\parallel}\}$ максимальное значение ковариационной кривой будет определять направление либо на источник, либо от него.

Анализ ковариационных кривых $\text{COV}[X'_{\parallel}, X'_{\perp}]$ и $\text{COV}[Z, X'_{\parallel}]$, полученных при помощи системы наблюдений, состоящей из нескольких трехкомпонентных сейсмографов, может дать однозначный ответ для определения местоположения источника.

На практике удобнее пользоваться коэффициентами корреляции, которые определяются как нормированные ковариации.

$$\rho_{X'_{\parallel} X'_{\perp}} = \frac{\text{COV}[X'_{\parallel}, X'_{\perp}]}{\sqrt{\text{Var}[X'_{\parallel}] \text{Var}[X'_{\perp}]}}$$

где $\text{Var}[X'_{\parallel}]$ является дисперсией случайного процесса $\{X'_{\parallel}\}$. Нетрудно показать, что коэффициенты корреляции изменяются в зависимости от угла поворота a таким же образом, как и ковариации, т.е. экстремальные и нулевые значения достигаются при одинаковых величинах a .

В самом деле, для горизонтальной плоскости

$$\text{Var}[X'_{\parallel}] = \text{Var}[X_{\parallel}] \cos^2 a + \text{Var}[X_{\perp}] \sin^2 a,$$

$$\text{Var}[X'_{\perp}] = \text{Var}[X_{\parallel}] \sin^2 a + \text{Var}[X_{\perp}] \cos^2 a,$$

$$\text{COV}[X'_{\parallel}, X'_{\perp}] = 1/2 \sin 2a (\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}])$$

и соответственно

$$\rho_{X'_{\parallel} X'_{\perp}} = \frac{1/2 \sin 2a (\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}])}{\sqrt{\text{Var}[X_{\parallel}] \cdot \text{Var}[X_{\perp}] + 1/4 \sin^2 2a (\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}])^2}}$$

Полученное выражение для коэффициента корреляции принимает нулевые значения при $a = \pi/2k, k = 0, 1, \dots$, и экстремальные значения при $a = \pi/4(2k + 1), k = 0, 1, \dots$. Максимальное значение

$$\rho_{\max} = \frac{\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}]}{\text{Var}[X_{\perp}] + \text{Var}[X_{\parallel}]}$$

достигается при четном k и минимальное $-\rho_{\min} = -\rho_{\max}$ при нечетном k .

Все вышеизложенные рассуждения относятся к точечному источнику, в случае двух и большего количества источников эти рассуждения остаются справедливыми, но в этом случае экстремальные значения ковариационных кривых определяют азимут на центр тяжести источников по характеристикам $(\text{Var}[X_{\perp}] - \text{Var}[X_{\parallel}])$ для горизонтальной плоскости и $\text{COV}[Z, X_{\parallel}]$ для вертикальных плоскостей. Эти утверждения можно распространить также на объемный источник, если представить его как совокупность независимых элементарных источников.

В заключение следует отметить, что мы рассмотрели идеальный вариант, для реальных же сред и существующих источников могут возникнуть осложнения, связанные с существованием фокусирующих неоднородностей типа линз, вертикальной слоистости в форме клиньев либо плоскопараллельной вертикальной системы слоев с различными характеристиками. Все эффекты могут исказить действительную картину и направление на источник будет ошибочным.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ В 1975 и 1976 гг.**

По описанной выше методике были обработаны выборочные реализации вулканического дрожания, зарегистрированного трехкомпонентными сейсмографами СМЗ-ПСР в сентябре 1975 и в ноябре 1976 гг. во время Толбачинского извержения.

Оцифрованные реализации горизонтальных компонент преобразовывались аналитически к новой системе координат, полученной при помощи поворота осей координат в горизонтальной плоскости на угол α с постоянным шагом $\Delta \alpha = 18^\circ$

Для каждой следующей пары преобразованных реализаций подсчитывались величины коэффициентов корреляции $r_{X'_{\parallel} X'_{\perp}}$, $r_{Z X'_{\parallel}}$ и $r_{Z X'_{\perp}}$. Затем строились

кривые зависимости коэффициентов корреляции от угла поворота α и по экстремальным значениям этих кривых определялось направление на источник. Пример зависимости коэффициентов корреляции от угла поворота для горизонтальной и вертикальных плоскостей приведен на рис. 5. Здесь представлены кривые изменения коэффициентов корреляции, построенные в полярных координатах для выборочных реализаций из записей вулканического дрожания на сейсмостанции Толбачик за 12.IX 1975 г.

Однозначное определение местоположения источников требует применения системы наблюдений, состоящей по крайней мере из двух трехкомпонентных сейсмографов. Для анализа были выбраны одновременные записи вулканического дрожания, полученные 12.IX 1975 г. на двух сейсмостанциях — Толбачик и Левый Толбачик. Карта-схема с расположением станций приведена на рис. 2. На этом же рисунке построены азимутальные направления на источник, определенные не менее, чем по трем выборочным реализациям вулканического дрожания для каждой станции. Все выборки заключены в интервале времени, не превышающем получаса. Можно отметить хорошее совпадение азимутов для различных выборок по каждой станции. Статистический центр источника помещается в точке, отмеченной на рис. 2 кружком.

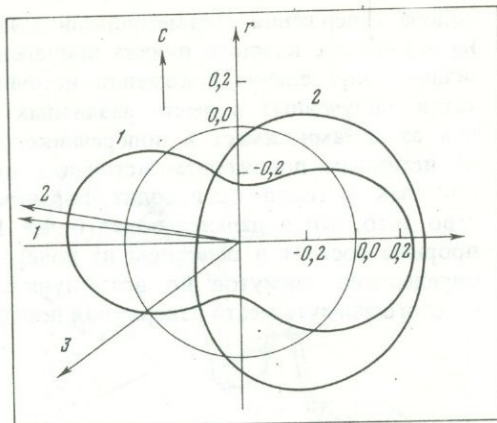
Выделение вертикальных плоскостей, соответствующих экстремальным значениям коэффициентов корреляции, дает возможность предположить, что в каждой из этих плоскостей существует определенный преобладающий тип волны. Если определить функции взаимной корреляции между реализациями вертикальной и горизонтальной составляющих в плоскости максимального значения коэффициента корреляции, то можно выявить основные характеристики этих реализаций. На рис. 6 приведены функции взаимной корреляции, посчитанные для ре-

Результаты определения азимутов и дисперсий для выборочных реализаций вулканического дрожания на с/ст. Левый Толбачик в сентябре 1975 г.

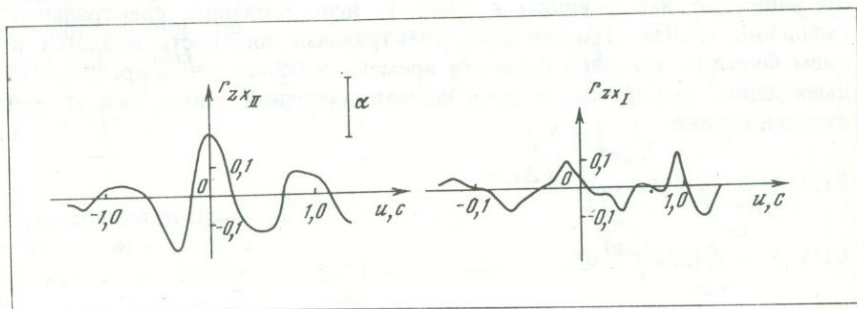
Дата	Азимут, °	Дисперсия, $\sigma_{X_{\parallel}}^2$, мкм ²	Дисперсия, $\sigma_{X_{\perp}}^2$, мкм ²	Дисперсия, σ_Z^2 , мкм ²
12	326	2,1	1,16	0,3
12	323	1,05	0,71	0,16
12	351	1,41	0,69	0,15
14	298	1,49	0,33	0,12
14	305	1,54	0,36	0,14
14	302	1,85	0,54	0,18
15	310	6,83	4,71	3,31
15	324	7,00	3,96	3,11
15	339	7,36	4,97	3,40
20	339	0,15	0,11	0,031
20	313	0,22	0,16	0,046
20	350	0,16	0,12	0,039
21	332	0,13	0,075	0,022

Р и с. 5. Пример кривых азимутальной корреляции за 12 сентября 1975 г. на с/ст. Толбачик

1 — в горизонтальной плоскости; 2 — в вертикальных плоскостях; 3 — направление на Северный прорыв



Р и с. 6. Пример функции взаимной корреляции между реализациями вертикальной и горизонтальной компонент
 α — 95-процентный доверительный интервал



лизаций вулканического дрожания за 12 сентября на сейсмостанции Левый Толбачик.

Можно отметить, что в основном для функций корреляции между реализациями вертикальной компоненты и горизонтальной, ориентированной по направлению к источнику, наблюдается симметрия относительно нулевого сдвига. Таким образом, между вертикальной и горизонтальной составляющими этой плоскости фазовый сдвиг составляет скорее всего нулевую величину. Корреляции между реализациями вертикальной и горизонтальной, ориентированной перпендикулярно к направлению на источник, не выходят из 95% доверительного интервала, и, следовательно, эти реализации некоррелированы.

Результаты, полученные при анализе материала наблюдений на сейсмостанции Левый Толбачик за другие дни приведены в таблице.

Здесь представлены результаты определений азимутов на источник и дисперсий по трем компонентам для всех реализаций вулканического дрожания с 12 по 21 сентября.

Этот промежуток времени интересен тем, что захватывает извержения Северного и Южного прорывов. 15 сентября прекратил работу Северный прорыв, а 18 сентября возник Южный. Можно отметить, что заметных изменений в азимутах на источник не наблюдается, в то время как средняя амплитуда вулканического дрожания с 12 по 21 сентября уменьшилась в 10 раз.

Более точное определение положения источника вулканического дрожания можно выполнить, имея систему наблюдения в нескольких пунктах, распределенных по площади, окружающей район извержения. Такие наблюдения были выполнены в ноябре 1976 г.

Одновременная регистрация вулканического дрожания Южного прорыва проводилась в трех пунктах. Были использованы материалы наблюдений по двум трехточечным группам за 12 и 18 ноября. В каждом из пунктов анализировалось не менее пяти участков длительностью около 20 с. Затем определялись средние значения азимута на источник и ошибки определения направлений. Карта-схема

района извержения с отмеченными пунктами наблюдений и средними азимутами на источник с каждого пункта приведена на рис. 1. Можно отметить довольно успешное определение положения источника по сходимости независимых результатов, полученных в шести различных пунктах наблюдений. Область, ограниченная азимутами, имеет в поперечнике около 3 км и определяется скорее всего не истинным положением источника вулканического дрожания, а площадью, в пределах которой происходит формирование поверхностных волн. Доказательство того, что в дальней зоне (более 10 км) вулканическое дрожание Южного прорыва состоит в основном из поверхностных волн, приводится ниже. Ошибка определения азимутов во всех пунктах составляет приблизительно 6° , и для каждого азимута место извержения попадает в область ошибок.

СПЕКТРЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ

Для оценки динамических характеристик волновых полей вулканического дрожания по наблюдениям в 1976 г. использовались спектральные плотности смещения грунта. Теоретически спектральная плотность является преобразованием Фурье от реальной функции времени в бесконечных пределах. На практике, имея дело с выборочными реализациями конечной длины, бывает достаточно следующей оценки:

$$S(f) = \Delta t \sum_k^N F(k\Delta t) e^{-ik\Delta t 2\pi f},$$

$$F(t) = \int_{-\infty}^{\infty} S(f) e^{i2\pi ft} df,$$

где $F(t)$ — реальная функция времени; $S(f)$ — спектральная плотность этой функции; Δt — шаг дискретизации; $N\Delta t = T$ — длина выборочной реализации.

Длина записи T определяет разделение пиков по частоте $\Delta f = 1/T$ в преобразовании Фурье, а шаг дискретизации — максимальную из различных частот $f = 1/2\Delta t$, которую называют частотой Найквиста.

В нашем случае длина выборочных реализаций составляла приблизительно 50 с, а частота Найквиста — $f = 7$ Гц при шаге дискретизации $\Delta t = 0,07$ с. Окончательные спектральные плотности сглаживались с применением треугольного окна. В общей сложности были рассчитаны спектральные плотности для вертикальных и горизонтальных компонент смещения грунта в семи различных пунктах наблюдений. Минимальное удаление от места извержения составляло 0,8 км, максимальное — 23,5 км.

Относительное изменение спектров с расстоянием показано на рис. 7. Здесь приведены спектральные плотности вертикальных компонент смещения для пяти разных расстояний. Соответствующие пункты наблюдений отмечены на рис. 1. По мере удаления от места извержения спектральные плотности закономерно уменьшаются. Самыми близкими к источнику пунктами по сравнению величин спектральных плотностей являются пункты 1 и 3, отмеченные на рис. 1. Это находится в согласии с результатами, полученными ранее, и подтверждает, что источник вулканического дрожания непосредственно связан с местом извержения. По мере удаления от источника степень убывания спектров с ростом частоты возрастает, что вызвано различным поглощением высокочастотной и низкочастотной составляющих дрожания.

Немного необычным кажется соотношение спектральных плотностей для расстояний 0,8 и 2,5 км. В области частот от 1 до 2,5 Гц на расстоянии 2,5 км величины спектральной плотности сравнимы с величинами для расстояния 0,8 км. Скорее всего в ближней зоне от источника мы имеем дело с процессом формирования поверхностных волн. Кроме того, отличие спектральных плотностей в отмеченных точках может объясняться различным излучением источника по разным направлениям. В связи с этим для оценок поглощения вулканического дрожания результаты наблюдений в ближней зоне (менее 2 км) не использовались.

Р и с. 7. Спектральные плотности смещения грунта на различных расстояниях от места извержения

Т о ч к и: 1 — 0,8 км; 3 — 2,5 км; 4 — 8,0 км; 6 — 19 км; 7 — 23 км

Относительное изменение спектральных плотностей с расстоянием позволяет получить поглощение как функцию частоты. Если предположить, что при распространении гармонической волны в поглощающей однородной среде в пунктах регистрации 1 и 2 амплитуды равны соответственно A_1 и A_2 , то коэффициент поглощения определится следующим образом:

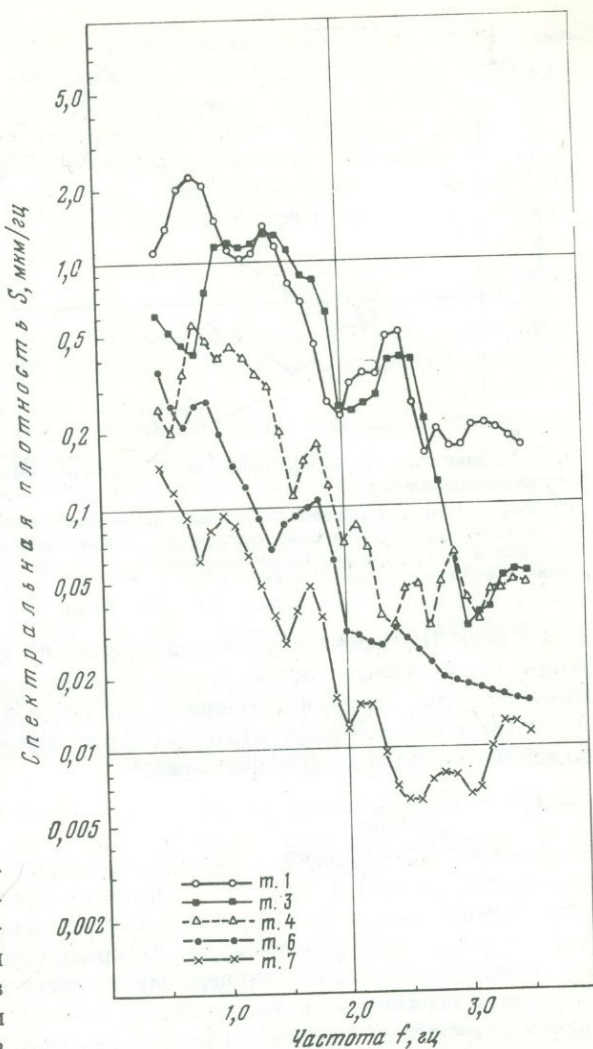
$$a = \frac{\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) - m \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{r_2 - r_1},$$

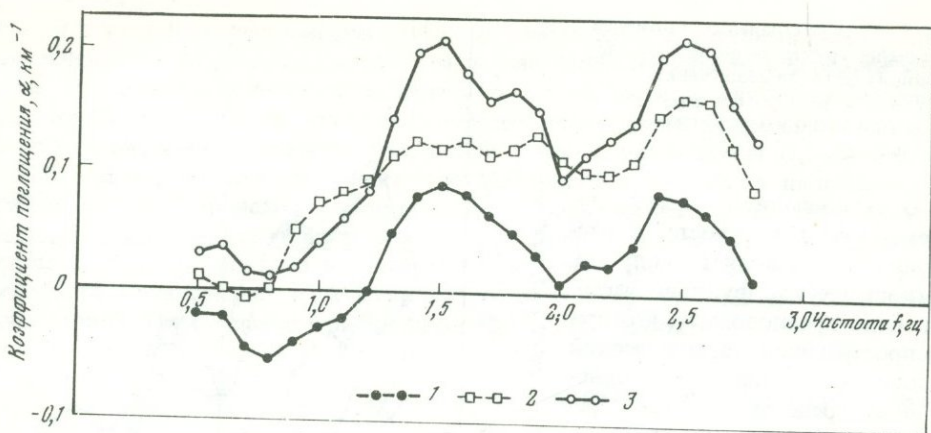
где r_1, r_2 — расстояния от пунктов до источника; m — степень расхождения ($m = 1$ для сферической волны, $m = 1/2$ для цилиндрической волны и $m = 0$ для плоской волны).

В случае использования спектров, амплитуды A_1 и A_2 заменяются значениями спектральных плотностей на выбранной частоте f . Расчет коэффициентов поглощения во всем частотном диапазоне определения спектров дает зависимость поглощения от частоты.

Для определения поглощения вулканического дрожания были подсчитаны коэффициенты в диапазоне частот 0,5–2,8 Гц для семи различных удалений от источника. Расчет проводился для двух значений величины степени расхождения: $m = 1$ и $m = 1/2$. Шаг по частоте составлял 0,1 Гц. Следует отметить, что в предположении распространения сферической волны ($m = 1$) полученные коэффициенты поглощения не имеют физического смысла, так как во всем диапазоне частот они принимают отрицательные значения. Таким образом, можно считать, что вулканическое дрожание Южного прорыва в дальней зоне (более 5 км) состоит в основном из поверхностных волн.

На рис. 8 показана зависимость поглощения от частоты для поверхностных волн ($m = 1/2$). Здесь представлены усредненные величины коэффициентов по всем парам пунктов наблюдения. Анализ усредненных величин имеет смысл, так как мы не знаем грунтовых условий установки сейсмометров в каждом пункте и не можем вводить поправки. Кривая (2) построена для вертикальных каналов, кривая (1) — для горизонтальных. Можно отметить, что зависимость поглощения от частоты для вертикальных и горизонтальных компонент смещения почвы одна и та же. На обеих кривых при общей тенденции возрастания коэффициентов поглощения с ростом частоты существуют явно выраженные минимумы на частотах 0,7–0,9 Гц и 2,0–2,2 Гц. Скорее всего эти минимумы вызваны слоистой структурой среды, в которой распространяются поверхностные волны. Можно попы-





Р и с. 8. Зависимость коэффициента поглощения вулканического дрожания от частоты при степени расхождения $m = 1/2$

1, 2 – кривые для источника, совпадающего с положением действующего конуса: 1 – кривая для горизонтальных компонент смещения, 2 – кривая для вертикальных компонент смещения; 3 – кривая для горизонтальных компонент, когда источник помещен в центр площади, ограниченной азимутами (см. рис. 1)

таться оценить эффективную толщину слоя по пути прохождения волн, если задаться определенным типом волны и скоростями распространения. Предположим, что горизонтальная компонента состоит в основном из поверхностных волн Лява. Тогда условия распространения гармонической волны частотой f в слое толщиной H запишутся следующим образом:

$$f = (2n + 1) \frac{b}{4H \sin \epsilon}$$

$a = \arccos b/c$ (Саваренский, 1972), где n – порядок обертона; b – скорость распространения волны в слое; c – скорость распространения волны Лява вдоль слоя. Значения скоростей b и c равны соответственно 0,9–1,0 км/с и 1,2–1,3 км/с¹. Предполагая, что первый минимум на кривых поглощения соответствует основному тону ($n = 0$), а второй – первому обертому ($n = 1$), получим следующие эффективные значения толщины слоя; $H_0 = 430$ м; $H_1 = 480$ м. Несомненно, эти оценки недостаточно корректны и для более правдоподобных результатов необходимо иметь достоверные величины скоростей распространения и быть уверенным относительно типа волн. Тем не менее следует отметить, что исследование волновых полей вулканического дрожания с целью изучения строения среды в районе извержения может быть весьма полезным и перспективным и основным преимуществом перед другими методами являются непрерывность и квазистационарность процесса вулканического дрожания.

На рис. 8 видно, что на частотах, меньших 1,2 Гц, значения коэффициентов поглощения для горизонтальной компоненты смещения почвы принимают отрицательные значения. Объяснением этому может служить то, что истинное положение источника поверхностных волн не соответствует помещению его точно в место извержения. На рис. 8 приведена кривая поглощения, подсчитанная для источника, который помещен в статистический центр области, ограниченной азимутами, полученными в предыдущей главе (см. рис. 1). Кривая построена для горизонтальных компонент, и даже такое незначительное смещение положения источника переводит эту кривую полностью в положительную область значений коэффициентов поглощения, что более реально. Абсолютные значения коэффициентов поглощения достаточно разумно согласуются с данными, приводимыми в работах (Guerra

¹ Значения скоростей b и c взяты из работ: Балеста С.Т., Каргопольцев А.А., Григорян Г.Б. Сейсмические данные о строении района Большого трещинного Толбачинского извержения (в печати); Токарев П.И., Лемзиков В.К. Предварительные результаты сейсмологических наблюдений вулканического дрожания Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения в августе 1976 года (в печати).

а.о., 1976; Такака, 1968). Такака дает величину коэффициентов поглощения вулканического дрожания вулкана Махара-яма от 0,09 до 0,3 км⁻¹, у Гуеры для вулкана Этна на частоте 2 Гц $\alpha = 0,4$ км⁻¹, в нашем случае $\alpha = 0,1-0,2$ км⁻¹.

В заключение следует отметить, что для приведения спектров к одному уровню за различные сроки наблюдений, использовались данные с/ст. Левый Толбачик. Регистрация вулканического дрожания на этой сеймостанции проводилась непрерывно региональным сейсмографом ВЭГИК-ГБ VI (Аппаратура и методика..., 1974).

ВЫВОДЫ

1. Вулканическое дрожание Южного прорыва Толбачинского извержения на интервалах длительностью около 200 с можно считать стационарным случайным процессом.

2. Применение методики выделения плоскостей поляризации сейсмических волн дает результаты, отличающиеся хорошей внутренней сходимостью.

3. Определение местоположения источника вулканического дрожания в ноябре 1976 г. дает основание считать, что генерация дрожания непосредственно связана с местом извержения. Такой же вывод следует из анализа изменения спектральных плотностей с увеличением расстояния от места извержения. По результатам 1975 г. источник расположен в стороне от действующего конуса, что может быть вызвано либо иной природой вулканического дрожания, либо ограниченностью системы наблюдений.

4. Зависимость коэффициентов поглощения вулканического дрожания от частоты при общей тенденции возрастания с увеличением частоты имеет явно выраженные минимумы, которые могут объясняться распространением поверхностных волн в слоистой среде.

5. Кроме очевидной необходимости определения характеристик источника вулканического дрожания, широкое исследование волновых полей дрожания может быть полезно для изучения строения среды в районе извержения.

ЛИТЕРАТУРА

Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М., "Наука", 1974. 244 с.

Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М., "Мир", 1974, 464 с.

Берачев А.А., Джанов С.М., Жадин В.В., Савинов В.А. Аппаратура для регистрации сейсмологической информации. — В сб.: Геофизическая аппаратура. Л., "Недра", 1974, вып. 54, с. 129–132.

Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения, вып. 1. М., "Мир", 1971. 316 с.

Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения, вып. 2. М., "Мир", 1972. 288 с.

Кедров О.К., Башилов И.П. О поляризационном способе выделения объемных волн от удаленного сейсмического источника. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 8, с. 90–98.

Рыкунов Л.Н. Микросейсмы. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0,07–8 сек. М., "Наука", 1967. 88 с.

Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М., "Недра", 1972. 294 стр.

Токарев П.И. О типах сейсмических волн при вулканическом дрожании и фазовых скоростях их распространения. — В сб.: Современный вулканизм северо-

востока Сибири. М., "Наука", 1963, с. 103–109.

Фарберов А.И., Балеста С.Т. Об исследовании вулканического дрожания. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 45–60.

Finch R.H. Volcanic tremor (pt. 1). — Bull. Seism. Soc. Am., 1949, v. 39, N2, p. 356–372.

Guerra I., Lo Bascio A., Luongo G., Scarpa R. Seismic activity accompanying the 1974 eruption of Mt. Etna. — J. Volcan. Geotherm. Res., 1976, v. 1, N 4, p. 347–362.

Kubotera A. Volcanic tremors at Aso volcano. — Physical volcanology, 1974, p. 29–47.

Omori F. The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena. — Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm., 1911, v. 5, N 1, p. 1–38.

Sassa K. Volcanic micro-tremor and eruption earthquakes. — Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., 1935, v. 18, p. 255–293.

Shimozoru D., Kamo K., Kinoshita W.T. Volcanic tremor of Kilauea volcano, Hawaii, during July–December, 1963. — Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 1966, v. 44, Pt 3, p. 1093–1133.

Tanaka Y. A seismometrical study of Izu-Oshima (I). — Pap. Met. Geophys., 1968, V. 19, N 4, p. 627–650.

Tanaka Y. A seismometrical study of Izu-Oshima (II). — Pap. Met. Geophys., 1969, v. 20, N 4, p. 385–416.

ВЛИЯНИЕ ДЕВЯТНАДЦАТИЛЕТНЕГО ЛУННОГО ПРИЛИВА НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ БОЛЬШИХ КАМЧАТСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ

Настоящая работа является продолжением исследований автора по изучению влияния астрономических факторов на возникновение сильных землетрясений и извержений вулканов (Абдурахманов и др., 1971, 1976; Федотов и др., 1976а; Широков, 1973, 1974; Fedotov e.a., 1977). В этой статье рассматривается связь между лунным приливом с периодом 18,6 года и временем возникновения наиболее сильных камчатских землетрясений и вулканических извержений. На основе изучения этой связи дан прогноз сильных событий на ближайшие 25 лет. Показано, что Большое трещинное Толбачинское извержение, как и все предыдущие извержения камчатских вулканов с объемом изверженного материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$, произошло в результате влияния на вулканический процесс лунного прилива с периодом 18,6 года.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

К числу больших событий, которые рассматриваются в этой статье, мы относим извержения вулканов с объемом изверженного материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ и землетрясения с магнитудой $M \geq 7,5$.

И з в е р ж е н и я. Известно 7 датированных извержений вулканов Камчатки с $V \geq 0,5 \text{ км}^3$: Шивелуча — в 1854 и 1964 гг. (Горшков, Дубик, 1969; Пийп, Мархинин, 1965), Ксудача — в 1907 г. (Пийп, 1941), Ключевского — в 1937–1938 и 1945 гг. (Меняйлов, 1947; Набоко, 1947; Пийп, 1956), Безымянного — в 1955–1956 гг. (Горшков, Богоявленская, 1965) и Большое трещинное Толбачинское извержение — в 1975–1976 гг. (Федотов и др., 1976б). Суммарный объем продуктов этих извержений равен 12 км^3 (табл. 1), что ориентировочно составляет 4/5 объема изверженного материала для всех извержений камчатских вулканов с середины прошлого столетия.

Из сопоставления больших извержений вулканов Камчатки и мира (Абдурахманов и др., 1976) следует, что в XX в. вулканическая активность на Камчатке значительно превышает уровень активности в других регионах Земли. Камчатка наряду с Японией и Курильскими островами является одновременно и наиболее высокосейсмичным регионом нашей планеты (Gutenberg, Richter, 1954). Таким образом, Камчатка может считаться одним из наиболее перспективных геодинамических полигонов для изучения вулканического процесса и связи его с сейсмичностью.

Приведем краткие сведения о семи больших извержениях и деятельности вулканов Камчатки в годы, когда происходили эти извержения, и в непосредственной близости по времени от рассматриваемых событий.

I 8 5 3 — 1 8 5 5 гг. В ночь с 17 на 18.II 1854 г. произошло катастрофическое извержение вулкана Шивелуч — первое по историческим данным. В целом извержение 1854 г. было более мощным, чем извержение Шивелуча в 1964 г., и было сопоставимо с извержением Безымянного в 1956 г. или, быть может, превосходило его (Горшков, Дубик, 1969). В 1853–1855 гг. происходили извержения вулканов Опалы, Мутновского, Горелого, Авачинского, Корякского (Влодавец, Пийп, 1957).

III, 1 9 0 7 — 1 9 0 9 гг. После двух с лишним лет покоя камчатских вулканов 28–29.III 1907 г. произошло мощное эксплозивное извержение вулкана Ксудач, которое по масштабу и характеру можно поставить в один ряд с катастрофическими взрывами Безымянного (1956 г.) и Шивелуча (1964 г.). Извержение сопровождалось разрушением монолитной экструзивной части центрального конуса кальдеры Ксудач. Объем выброшенного резургентного материала был оценен в $0,5–1 \text{ км}^3$ (Дубик, Меняйлов, 1971); ювенильный материал в огромном коли-

Таблица 1

Большие извержения вулканов Камчатки с объемом изверженного материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$

Название вулкана	Время главного пароксизма извержения, г	Объем изверженного материала, км ³
Шивелуч	II, 1854	1–3, (Горшков, Дубик, 1969)
Ксудач	III, 1907	3 (Пийп, 1941)
Ключевской	II, 1938	0,5 (Меняйлов, 1947; Набоко, 1947)
То же	I, 1945	0,8 (Пийп, 1956)
Безымянный	III, 1956	3 (Горшков, Богоявленская, 1965)
Шивелуч	XI, 1964	1,2 (Пийп, Мархинин, 1965)
Толбачик	VII, 1975	2 (Федотов и др., 1976)

честве распространился в виде пемзы и пепла по всей Камчатке (Пийп, 1941). В августе 1907 г. наблюдалось зарево над Ключевской сопкой и излияние лавы на ее восточном склоне, а в 1909 г. в вершинном кратере шло умеренное пепловое извержение. В 1908 г. извергался Карымский, в 1909 г. произошло извержение с излиянием лавы Авачинского вулкана (Влодавец, Пийп, 1957).

II, 1937 – 1938 гг. После нескольких лет слабой активности камчатских вулканов в феврале 1937 г. активизировался Плоский Толбачик. Спустя 2 месяца началось одно из интереснейших извержений Ключевской сопки, продолжавшееся в течение 2 лет (Меняйлов, 1947). Кульминацией извержения был прорыв побочного кратера Билюкай в феврале 1938 г., при котором в течение только первых 10 дней было излито 0,1 км³ лавы, причем лавовый фонтан поднимался на высоту до 250 м (Набоко, 1947). В результате извержения образовалось 9 побочных кратеров на 15-километровом протяжении и высотах от 900 до 4800 м (Меняйлов, 1947; Набоко, 1947). В 1937–1938 гг. наблюдалась сильная эксплозивная деятельность Авачинского и Карымского вулканов. В 1938 г. извергался Мутновский. В последующие 6 лет к числу сильных относится лишь одно извержение вулкана Плоский Толбачик с прорывом побочного кратера в 1941 г. (Влодавец, Пийп, 1957).

XI, 1944 – 1946 гг. С ноября 1944 г. в течение 10 месяцев начались извержения шести камчатских вулканов (Влодавец, Пийп, 1957). Первым в этой серии событий было извержение Шивелуча с образованием в 1946–1948 гг. новой вершинной экструзии. 1 января 1945 г. произошел пароксизмальный взрыв Ключевской сопки, при котором в течение нескольких часов было выброшено 0,6 км³ бомб, лапиллей и пепла, а затем в течение 20 дней из вершинного кратера изливалась лава (Пийп, 1956). Два лавовых потока появились на склонах Ключевской сопки при побочных извержениях кратеров Юбилейной группы и Апахончича в июне 1945 и октябре 1946 гг. 28.II 1945 г. произошло сильнейшее в текущем столетии извержение Авачинской сопки, при котором в 25 км от вулкана на берегу океана выпал слой пепла толщиной 45 см. В июне 1945 г. отмечены пепловые взрывы Мутновского. В 1945–1947 гг. находился в состоянии сильного извержения Карымский. В 1945–1946 гг. наблюдались пепловые эксплозии вулкана Мальей Семячик. Был активным в 1947 г. и вулкан Горелый (Влодавец, Пийп, 1957). Таким образом, в течение 2 лет произошли извержения всех наиболее активных вулканов Камчатки и в то же время в течение нескольких лет до и после этого периода вулканическая активность проявлялась очень слабо.

X, 1955 – 1957 гг. 22 октября 1955 г. началось первое в историческое время извержение сопки Безымянной. Грандиозный взрыв 30 марта 1956 г. уничтожил вершину вулкана. В образовавшемся кратере размером 1,7 x 2,8 км начался интенсивный рост вершинной экструзии, которая через 2 года достигла 400-метровой высоты; скорость роста была максимальной в 1956–1957 гг. (Горшков, Богоявленская, 1965). В июле–августе 1956 г. произошло побочное извержение Ключевской сопки с образованием кратеров Вернадского и Крыжановского и излия-

нием двух лавовых потоков. В 1956–1957 гг. извергались вулканы Жупановский, Карымский и Корякский (Влодавец, Пийп, 1957).

1964–1966 гг. Почти 10,5 месяцев длилась сейсмическая подготовка, предвещающая гигантское извержение вулкана Шивелуч в ноябре 1964 г. (Токарев, 1967). Вулкан не подавал признаков активности, пока не произошел мощный направленный взрыв (Горшков, Богоявленская, 1965), уничтоживший купол центральной вершины и несколько других куполов. На их месте образовался новый кратер, состоящий из двух слившихся воронок, диаметр каждой из которых достиг 2 км. Спустя 4 месяца после этого взрыва произошло наиболее значительное за последние 15 лет извержение вулкана Безымянного (Дубик, Меняйлов, 1969). В 1965 г. отмечено пепловое извержение в вершинном кратере Ключевской сопки, а в октябре 1966 г. на ее северо-восточном склоне произошел прорыв побочных кратеров им. Б.И. Пийпа (Кирсанов, 1968). В указанные годы был активен и вулкан Карымский (Токарев и др., 1969).

VIII. 1974 – III. 1977 гг. В августе 1974 г. на фоне умеренного извержения вершинного кратера Ключевской сопки произошло побочное извержение им. IV Всесоюзного вулканологического совещания. 6 июля 1975 г. началось Большое трещинное Толбачинское извержение (Федотов и др., 1976), продолжавшееся более 17 месяцев. Во время этого извержения активизировался вулкан Карымский, находившийся перед этим в состоянии покоя около 2 лет. Хроника рассматриваемого периода заканчивается извержением вулкана Безымянного в марте 1977 г., самым сильным извержением этого вулкана за последние 10 лет.

Таким образом, в годы, ближайшие к тем, когда происходили крупные извержения с $V \geq 0,5 \text{ км}^3$, активизировались и другие вулканы Камчатки. На эту закономерность обратил внимание Б.И. Пийп (1956), который предположил, что причины, вызывающие "различные нарушения равновесия в магме, могут быть одинаково вероятны как космические, вроде максимума лунно-солнечного притяжения... или максимума солнечных пятен... так и интрателлурические, которые вызывают в глубоких частях литосферы грандиозные передвижки масс и соответствующие по энергии землетрясения" (Пийп, 1956, стр. 136).

Землетрясения. Рассмотрим распределение во времени, с 1904 г. камчатских землетрясений с магнитудой $M \geq 7,5$ и глубиной очага 0–100 км. С этого времени землетрясения такой силы регистрируются без пропусков (Федотов, Багдасарова, 1974). Всего произошло 12 землетрясений; 7 отмечены в 1904–1923 гг., 5 – в 1952–1971 гг. Почти тридцатилетняя пауза – с 1923 по 1952 г. – указывает на неравномерность распределения событий во времени. Вероятно, это явление связано с процессами планетарного масштаба, так как в этот период для Земли в целом отмечается заметное уменьшение уровня сейсмической активности (Беньоф, 1961). Когда происходили события с $M \geq 7,5$, сейсмическая активность по уровню $M \geq 7$ заметно увеличивалась. Укажем соответствующие временные интервалы и число землетрясений в них с $M \geq 7$: 1904–1905 гг. ($N = 5$), 1915–1917 гг. ($N = 2$), 1922–1923 гг. ($N = 4$), 1952–1953 гг. ($N = 5$), 1959–1960 гг. ($N = 3$), 1969–1971 гг. ($N = 3$). С 1904 г. на Камчатке зарегистрировано 38 землетрясений с $M \geq 7$, из них 22 произошли в указанных интервалах, составляющих менее 10% времени от всего периода наблюдений. Плотность землетрясений с $M \geq 7$ в этих временных интервалах по сравнению со средней за все годы выше в 6 раз.

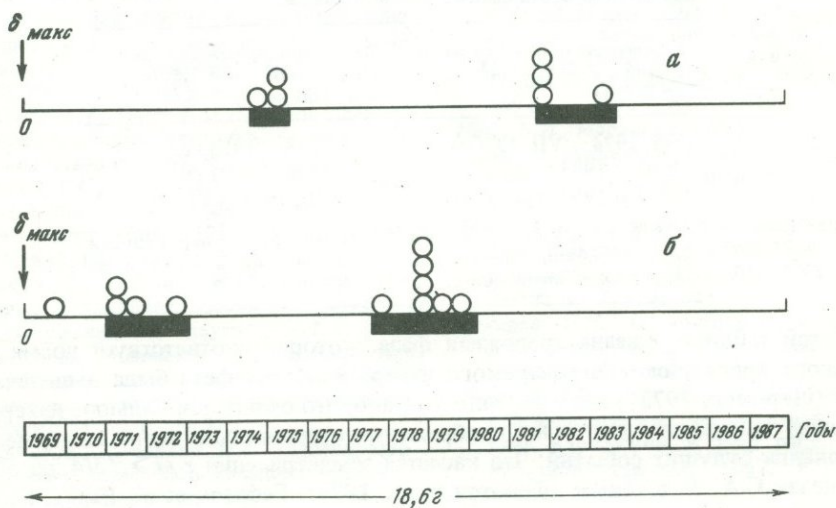
Подводя итог сказанному, можно отметить, во-первых, что в годы, ближайшие к возникновению больших извержений и землетрясений, плотность событий меньшей силы заметно выше среднего уровня, во-вторых, интенсивные вспышки сейсмической и вулканической активности продолжаются приблизительно 2–3 года, в-третьих, периоды усиления сейсмической активности не совпадают по времени с периодами усиления вулканической активности.

**О ВЛИЯНИИ 19-ЛЕТНЕГО ПРИЛИВА
НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ БОЛЬШИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Некоторые исследователи приходят к выводу о влиянии лунного прилива с периодом 18,6 г. на возникновение землетрясений (Ламакин, 1966) и извержений вулканов (Hamilton, 1973; Mank, 1973). Существенное влияние оказывает этот прилив на возникновение сильных камчатских землетрясений и извержений (Широков, 1974). Это позволило автору дать долгосрочный прогноз времени возникновения камчатских землетрясений с $M \geq 7$ (Федотов и др., 1976а; Fedotov et al, 1977) и предсказать извержение с излиянием лавы вулкана Ключевского в 1974 г. (Широков, 1973).

Известно, что склонение Луны не остается постоянным, а изменяется с $18^{\circ}19'$ до $28^{\circ}35'$ с периодом 18,61 г. В связи с этим в разложении потенциала приливообразующей силы Луны присутствует довольно значительная компонента с этим периодом, пропорциональная величине $(1 - 3 \sin^2 \varphi \cos \Psi)$, где φ — широта места; Ψ — долгота восходящего узла орбиты Луны. По своей величине 19-летний прилив сравним с широкоизвестным месячным приливом (Doodson, 1921). Нет оснований полагать, что этот прилив, играющий существенную роль в долгопериодной изменчивости динамического состояния океана, не проявится в твердой Земле.

Попытаемся оценить влияние прилива на извержения с $V \geq 0,5 \text{ км}^3$. В качестве дат извержений выберем время главного пароксизма (см. табл. 1). Обратим внимание на то, что разница во времени для пары событий Безымянный—Толбачик составляет 19,3 г., для событий Ключевской (1938 г.) — Безымянный разница составляет 18 лет, т.е. эти извержения приурочены к одной и той же фазе прилива 18,6 с отклонением от среднего значения фазы, составляющем менее чем 4%. Четыре других извержения приурочены к другой фазе прилива. Отклонение от среднего значения фазы также менее чем 4%. Распределение всех извержений по фазе прилива 18,6 г. приведено на рисунке (а), где фаза, равная 0, соответствует эпохе максимального склонения $\delta_{\text{макс}}$ Луны. В текущем периоде предыдущая эпоха $\delta_{\text{макс}}$ соответствует марту 1969 г. Гипотеза о неслучайном распределении извержений по фазе прилива 18,6 г. по критерию Пирсона верна с уровнем доверия более чем 0,99. Вероятность случайного распределения событий составляет $\sim 10^{-6}$.



Распределение (извержений и землетрясений) внутри совмещенных лунных приливных периодов длительностью 18,6 года

a — распределение больших камчатских извержений с объемом извергнутого материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ за период 1850–1976 гг.; *b* — то же для камчатских землетрясений 1964–1976 гг.; с магнитудой $M \geq 7,5$, глубиной очага 0–100 км. Внизу дана временная шкала для текущего периода. $\delta_{\text{макс}}$ — эпохи максимального склонения Луны в 19-летних циклах. Кружками показано число извержений землетрясений, черными полосками — длительность их проявления

Сходное распределение событий внутри совмещенных периодов длительностью 18,6 г. наблюдается и для землетрясений с $M \geq 7,5$ (см. рис. б). События приурочены к двум фазам периода, как и в случае извержений.

Из сопоставления распределений по фазам лунного прилива больших извержений и землетрясений видно, что максимумы сейсмической и вулканической активности не совпадают по времени. Кроме того, имеет место отчетливая фазовая корреляция между распределением землетрясений и извержений. Коэффициент корреляции максимален ($r \approx 0,58$) для сдвига по фазе на 3 г., причем извержения запаздывают по отношению к землетрясениям.

Таким образом, лунный прилив оказывает существенное влияние на возникновение главных событий сейсмической и вулканической активности. Большинство исследователей отводят приливным явлениям роль спускового механизма при возникновении землетрясений и вулканических извержений (Ламакин, 1966; Mank, 1973 и др.). На наш взгляд, вполне допустимо предположение, что прилив может оказывать влияние на процесс накопления и разрядки напряжений в земной коре и верхней мантии Земли. Видимо, длительное направленное действие прилива и определяет масштабы этого явления.

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕНИЙ

Четкая приуроченность событий к узким интервалам фаз прилива 18,6 г. позволяет прогнозировать время возникновения будущих сильных извержений и землетрясений. "Тревожные" фазы, выделенные на рисунке в виде зачерненных прямоугольников, по длительности составляют не более 1/4 периода, что позволяет рассчитывать на эффективный прогноз. Прогноз сделан на ближайшие 25 лет (табл. 2). Тревожные фазы рассчитаны с точностью до полугода, их длительность выбрана равной 2 г. Например, в очередной тревожной фазе для землетрясений наиболее вероятное время соответствует ноябрю 1978 г.; с округлением до 0,5 г. оно принимается равным началу 1979 г. Тревожная фаза поэтому соответствует 1978–1979 гг. и т.п.

Таблица 2

Долгосрочный прогноз времени возникновения больших камчатских извержений и землетрясений

Вероятное время для извержений с $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ ($p \approx 0,6$)	Вероятное время для землетрясений с $M \geq 7,5$, $H = 0-100 \text{ км}$ ($p \approx 0,6$)
VII, 1974 – VII, 1976 гг.	1978 – 1979 гг.
1982 – 1983 гг.	1990 – 1991 гг.
1993 – 1994 гг.	VII, 1966 – VII, 1998 гг.

Примечание. Величина p соответствует вероятности возникновения одного или более события в каждом из выделенных интервалов.

В этой таблице указана тревожная фаза, которой соответствует время начала Большого трещинного Толбачинского извержения. Эта фаза была выделена нами ранее (Широков, 1973), хотя не было указано, что ожидается большое извержение.

Можно высказать некоторые соображения относительно возможных мест возникновения будущих событий. Что касается землетрясений с $M \geq 7,5$, такой прогноз сделан С.А. Федотовым (Федотов и др., 1976а, Fedotov et al, 1977). Если оценивать вероятность извержений разных вулканов, можно обратить внимание на то, что 6 больших извержений из 7 произошли в районе Северной группы вулканов Камчатки. Среди этих вулканов чаще других происходят сильные извержения Ключевской сопки (Пийп, 1956). Это позволяет считать более высокой вероятность очередного большого извержения этого вулкана по сравнению с другими вулканами Камчатки. П.И. Токарев (1971) указывает на большую вероятность сильного извержения Авачинского вулкана.

1. Анализ распределения во времени больших камчатских извержений с объемом изверженного материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ и землетрясений с магнитудой $M \geq 7,5$ показывает, что главные события сейсмической и вулканической активности, отмеченные на Камчатке в текущем столетии, приурочены к узким интервалам фаз (приблизительно 2 г.) лунного прилива с периодом 18,6 г. Вероятность подобного распределения событий случайным образом ничтожно мала: $\sim 10^{-5} - 10^{-6}$. Это указывает на тесную зависимость возникновения событий от долгопериодического лунного прилива.

2. Внутри периода 18,6 г. выделяются две активные фазы как для землетрясений, так и для извержений, причем фазы для извержений смещены с запаздыванием на 3 г. по отношению к фазам землетрясений и не перекрываются одна другой. Это указывает на возможную связь между сейсмическим и вулканическим процессами.

3. Как и все предыдущие большие извержения камчатских вулканов, Толбачинское извержение 1975–1976 гг. произошло в результате влияния на вулканический процесс 19-летней компоненты приливообразующей силы Луны.

4. На основе выявленных закономерностей дан прогноз времени возникновения извержений с $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ и землетрясений с $M \geq 7,5$ на ближайшие 25 лет. Тревожное время составляет 22% от общего времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А.И., Фирстов П.П., Широков В.А. Возможная связь вулканических извержений с цикличностью солнечной активности. XV Генеральная ассамблея МГТС, тезисы. Симпозиум: Вулканизм и землетрясения верхней мантии. М., 1971, с. 3–4.
- Абдурахманов А.И., Фирстов П.П., Широков В.А. Возможная связь вулканических извержений с одиннадцатилетней цикличностью солнечной активности. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 3–10.
- Беньоф Г. Накопление и высвобождение деформаций по наблюдениям сильных землетрясений. Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961, с. 199–211.
- Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25, с. 5–95.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М., "Наука", 1965. 171 с.
- Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — Вулканы и извержения. М., "Наука", 1969, с. 3–37.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — Вулканы и извержения. М., "Наука", 1969, с. 38–77.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Газогеотермальная деятельность кальдеры Ксудач. — Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47, с. 40–43.
- Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров имени Б.И. Пийпа. — Бюл. вулканол. станций, 1968, № 44, с. 11–29.
- Ламакин В.В. Периодичность байкальских землетрясений. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2, с. 410–413.
- Меняйлов А.А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Труды Лабор. вулканол. и Камчатской вулканол. станции, 1947, вып. 4, с. 3–91.
- Набоко С.И. Извержение Билукая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. — Труды Лабор. вулканол. и Камчатской вулканол. станции, 1947, вып. 5, с. 3–134.
- Пейн Б.И. О силе извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г. — Бюл. вулканол. станций, 1941, № 10, с. 23–29.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, вып. 11, 309 с.
- Пийп Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 года. — Бюл. вулканол. станций, 1965, № 39, с. 28–34.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 9, с. 11–22.
- Токарев П.И. О долгосрочном прогнозе извержений Авачинского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47, с. 33–36.
- Токарев П.И., Фирстов П.П., Лемзиков В.К. Сейсмологические исследования на вулкане Карымском в 1966 году. — Бюл. вулканол. станций, 1969, № 45, с. 21–31.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897–1961 гг. по данным инструментальных наблюдений. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 7–34.

- Федотов С.А., Соболев Г.А.* и др. Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз сильных камчатских землетрясений. Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Изд-во Филиала АН, 1976а, с. 49–61.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. – Докл. АН СССР, 1976б, т. 228, № 5, с. 1193–1196.
- Широков В.А.* Космос и вулканы. Человек и стихия. Л., Гидрометеоиздат, 1973, с. 26–28.
- Широков В.А.* Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны. Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Краткие тезисы к IV Всес. вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1974, 49 с.
- Doodson A.T.* The harmonic development of the tide-generating potential. – Proc. of the Royal Society. S.A.T., 1921, v. 100, NA-704.
- Fedotov S.A. et al.* Long- and short-term earthquake prediction in Kamchatka. – Tectonophysics, 1977, v. 37, p. 305–321.
- Gutenberg B., Richter C.F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. – Princeton Univ. Press, 1954, p. 306.
- Hamilton W.L.* Tidal cycles of volcanic eruptions: forthrightly to 19 yearly periods. – J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 17, p. 3363–3375.
- Mank F.I., Johnson M.I.S.* On the triggering of volcanic eruptions by earth tides. – J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 17, p. 3356–3362.

МЕХАНИЗМ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРЕДВАРЯВШИХ БОЛЬШОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ 1975 г.

В в е д е н и е. Большое трещинное Толбачинское извержение началось 6 июля 1975 г. и продолжалось до конца декабря 1976 г. Извержению предшествовал интенсивный рой вулканических землетрясений, начавшийся 27 июня 1975 г. Общая характеристика извержения и связанной с ним сейсмической активности дана в статье С.А. Федотова и его соавторов (1976). Отметим, что ход сейсмической подготовки был характерен для роя вулканических землетрясений, предварявших извержения побочных кратеров (Горельчик, Зобин, 1971). По-видимому, сейсмическая подготовка трещинных извержений близка по физике протекающих процессов к сейсмической подготовке побочных кратеров. В процессе извержения в зоне формирования эруптивной трещины протяженностью до 3 км образовалось 7 шлаковых конусов.

В статье обсуждаются механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений, предварявших извержение / конуса; анализируются характеристики очагов 20 вулканических землетрясений с $K_{sl,2}^{\Phi 68} \geq 9,5$. Каталог рассмотренных землетрясений приведен в табл. 1. Эпицентры землетрясений показаны на рис. 1.

По данным распределения эпицентров землетрясений с $K_{sl,2}^{\Phi 68} \geq 9,5$, выделяется два этапа в развитии роя, причем переломным моментом явилось возникновение двух землетрясений с магнитудой $M = 5,0$. Эпицентры первого этапа расположены достаточно неупорядоченно, на втором этапе они сконцентрированы в пределах узкой линейной зоны развития тектонических нарушений, сопряженных с ареальным вулканизмом. Интересно отметить, что / конус возник на месте эпицентра сильного землетрясения с $M = 5,0$.

Механизм очага вулканических землетрясений. Исследования автора (Зобин, 1970 и др.) показали, что при изучении механизма очага вулканических землетрясений может быть применена методика А.В. Введенской (1969), основанная на дислокационной модели очага. Построения нодальных линий проводились в основном по первым вступлениям Р волн, снятым с сейсмограмм Камчатской региональной сети, с привлечением данных о знаках первых вступлений S волн. Образцы построений нодальных линий для очагов вулканических землетрясений (стереографическая проекция, верхняя полусфера) приведены на рис. 2.

Р и с. 1. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975 г. Этапы развития эпицентрального поля вулканических землетрясений энергетического класса 9,5 и выше

1 — активный конус; 2 — эпицентры вулканических землетрясений (номер около эпицентра соответствует номеру в табл. 1); 3 — эпицентр наиболее сильного землетрясения роя; 4 — зона развития ареального вулканизма. Слева приведена стереограмма с нодальными линиями для наиболее сильного землетрясения роя

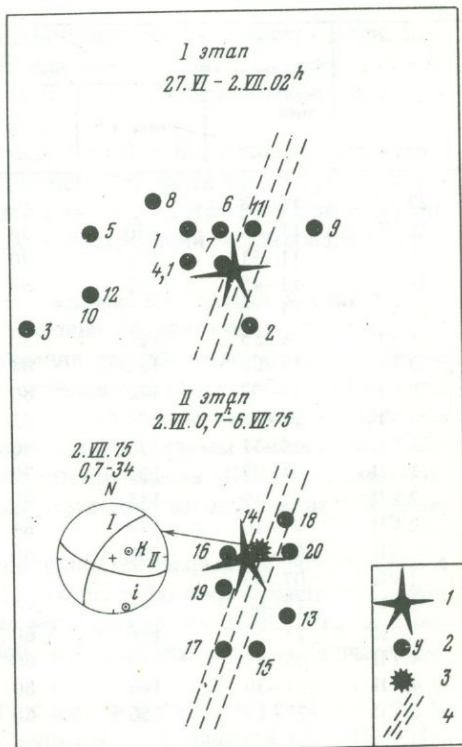


Таблица 1

Данные о механизме очага вулканических землетрясений, предварявших Большое трещинное

Дата, 1975 г.	Время в очаге, час, мин	Координаты эпицентра		Н-км	К	Напряжение сжатия	
		с.ш.	в.д.			Азимут °	е°
27.VI	16-08	55°41	160°13	0-5	9,5		
28.VI	11-14	55°41	160°14	0-5	9,8	180	30
28.VI	11-51	55°39	160°08	5-10	9,6	353	42
28.VI	12-45	55°41	160°13	0-5	10,7	342	10
28.VI	13-50	55°42	160°10	15-30	10,3		
28.VI	16-15	55°42	160°13	10-15	9,9	330	36
29.VI	15-08	55°38	160°14	10-15	10,8	186	2
29.VI	17-02	55°43	160°12	5	9,6	130	8
29.VI	22-28	55°42	160°17	5-10	10,6	350	24
30.VI	14-31	55°42	160°13	0-5	10,2	175	32
1.VII	04-07	55°42	160°15	0	9,6	5	6
2.VII	01-49	55°40	160°10	0	9,8	187	20
2.VII	07-10	55°39	160°16	10	11,0	166	4
2.VII	07-34	55°41	160°15	10-20	11,5	162	3
2.VII	07-43	55°38	160°15	0-5	10,6		
2.VII	13-00	55°41	160°14	5-10	9,5	214	32
3.VII	21-52	55°38	160°14	0-5	10,5	303	35
4.VII	09-53	55°43	160°16	0	10,1	130	4
4.VII	21-36	55°40	160°14	0	9,5	100	3
6.VII	23-13	55°41	160°16	0	9,5	300	60

Таблица 1 (окончание)

Дата, 1975 г.	Время в очаге, час, мин	II плоскость разрыва				Класс точности
		Азимут °	е°	Компоненты подвижные по падению	Компоненты подвижные по простираанию	
27.VI	16-08					
28.VI	11-14	130	90	0,50	+0,87	B
28.VI	11-51	106	90	0,91	+0,40	B
28.VI	12-45	116	64	+0,24	+0,97	B
28.VI	13-50					
28.VI	16-15	120	30	0,0	+1,0	A
29.VI	15-08	132	64	+0,53	+0,85	A
29.VI	17-02	176	80	0,0	-1,0	B
29.VI	22-28	108	42	+0,26	+0,97	A
30.VI	14-31	126	80	-0,54	+0,77	A
1.VII	04-07	132	70	+0,56	+0,83	A
2.VII	01-49	145	60	0,0	+1,0	B
2.VII	07-10	120	84	+0,24	+0,97	A
2.VII	07-34	106	60	+0,57	+0,82	A
2.VII	07-43					
2.VII	13-00	92	90	0,77	-0,54	B
3.VII	21-52	158	60	-0,37	-0,93	B
4.VII	09-53	70	60	+0,70	-0,72	A
4.VII	21-36	146	80	+0,24	-0,97	A
6.VII	23-13	156	60	-0,74	-0,67	A

Толбачинское извержение

Напряжение растяжения		Напряжение промежуточное		I плоскость разрыва			
Азимут °	ϵ° , град	Азимут °	ϵ°	Азимут °	ϵ°	Компоненты подвижные по падению	Компоненты подвижные по простиранию
84	30	310	60	40	60	0,0	-1,0
216	42	106	24	14	24	0,0	-1,0
80	30	228	60	32	80	+0,44	-0,90
96	36	210	30	32	90	0,87	-0,50
95	42	276	48	58	62	+0,53	-0,85
40	8	268	80	86	90	0,17	+0,98
90	40	224	40	36	80	+0,77	-0,54
70	22	316	50	30	50	-0,21	-0,98
270	36	98	54	52	60	+0,40	-0,92
287	20	54	60	54	90	0,50	-0,87
76	16	280	76	32	76	+0,10	-0,99
72	45	254	45	35	58	+0,71	-0,71
332	32	94	40	2	40	0,0	+1,0
207	6	108	55	78	70	-0,50	+0,87
32	50	224	40	4	54	+0,62	-0,79
190	18	360	70	50	75	+0,21	+0,98
36	8	133	30	94	46	-0,67	+0,74

В табл. 1 дана сводка определений механизма очага для 17 землетрясений. Для землетрясений нодальные линии построить не удалось. В табл. 1 указана точность построения нодальных линий: класс точности А $\pm 5-10^\circ$, класс точности В $\pm 10-15^\circ$.

Все рассмотренные землетрясения характеризуются преобладанием горизонтальной компоненты смещения в очаге, причем для большей части характерно присутствие взбросовой компоненты. Оси напряжений сжатия и растяжения близгоризонтальны. Ориентация осей напряжений в очагах землетрясений варьировала в течение роя.

На рис. 3 показана вариация азимута оси напряжения сжатия в очагах вулканических землетрясений в зависимости от времени. Можно видеть, что в период с 27 июня по 2 июля ориентация оси напряжения сжатия варьировала в узком диапазоне $-150-180^\circ$. После сильных землетрясений 2 июля наблюдается переориентация системы напряжений, не сохранившаяся до начала извержения. Оценим статистическую значимость гипотезы о переориентации системы напряжений. Воспользуемся критерием 2×2 таблиц сопряженности признаков (Большев, Смирнов, 1968). Согласно этому критерию, наша гипотеза статистически значима на 95% уровне доверия.

Отметим, что одна из двух возможных поверхностей разрыва в очаге наиболее сильного землетрясения роя (см. рис. 1) совпала по простиранию с зоной нарушений ареального вулканизма. Поэтому можно полагать, что эта нодальная поверхность соответствует истинной поверхности разрыва в очаге землетрясения.

Динамические параметры очагов вулканических землетрясений. Для 14 землетрясений по записям региональной сети (ВЭГИК, СВК) было построено 24 спектра Фурье продольных волн. Это дало возможность

определить для рассмотренных землетрясений сейсмический момент M_0 , радиус круговой дислокации r_0 , величины сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ по методике Т. Hanks, М. Wyss (1972).

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_p S_0 d}{R(P)}, \quad (1)$$

$$r_0 = 0,35 \frac{V_p}{f_0}, \quad (2)$$

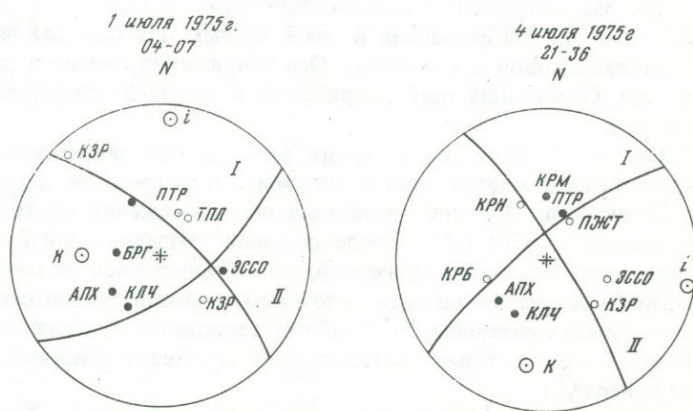
$$\Delta\delta = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3}. \quad (3)$$

При расчетах принято: плотность $\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$, $V_p = 4 \text{ км/с}$, направленность излучения Р-волн $R(P) = 0,4$, d — гипоцентральное расстояние (км). Учтено удвоение амплитуды смещений у свободной поверхности. S_0 и f_0 есть соответственно уровень спектральной плотности длиннопериодной ветви спектра и частота, характеризующая переход от длиннопериодной к короткопериодной ветви спектра (угловая частота). Результаты определений приведены в табл. 2.

Для большей части землетрясений определения выполнены по одной-двум станциям. Лишь для двух землетрясений динамические параметры были рассчитаны по пяти станциям (см. рис. 2). Это дало возможность рассчитать стандартные отклонения для рассматриваемых величин: $\sigma(M_0) = 0,6 \div 0,8 \cdot 10^{21} \text{ дин} \cdot \text{см}$ (26–37%). $\sigma(f_0) = 0,02\text{--}0,08 \text{ гц}$ (2%).

Можно полагать, что ошибка при расчете динамических параметров по одной станции в основной массе не превышает 2σ .

Большая часть спектров построена на основе записей станций Клч (эпицентральное расстояние 75–80 км) и Крн (эпицентральное расстояние 110 км). Результаты сопоставлялись с данными для тектонических землетрясений, полученными как по литературным данным (Thatcher, Hanks, 1973; Ризниченко, 1976), так и по данным четырех местных Камчатских землетрясений, взятых для сравнения. Эпицентры



Р и с. 2. Образцы построений нодальных линий Р-волн для вулканических землетрясений из роя, предварявшего Большое трещинное Голбачинское извержение в 1975 г. и спектры Фурье Р-волн для этих же землетрясений

На стереограммах черными кружками обозначены станции, зарегистрировавшие волны сжатия, а белыми кружками — волны разрежения. I–II — возможные поверхности разрыва. Кружки с точкой — оси главных направлений

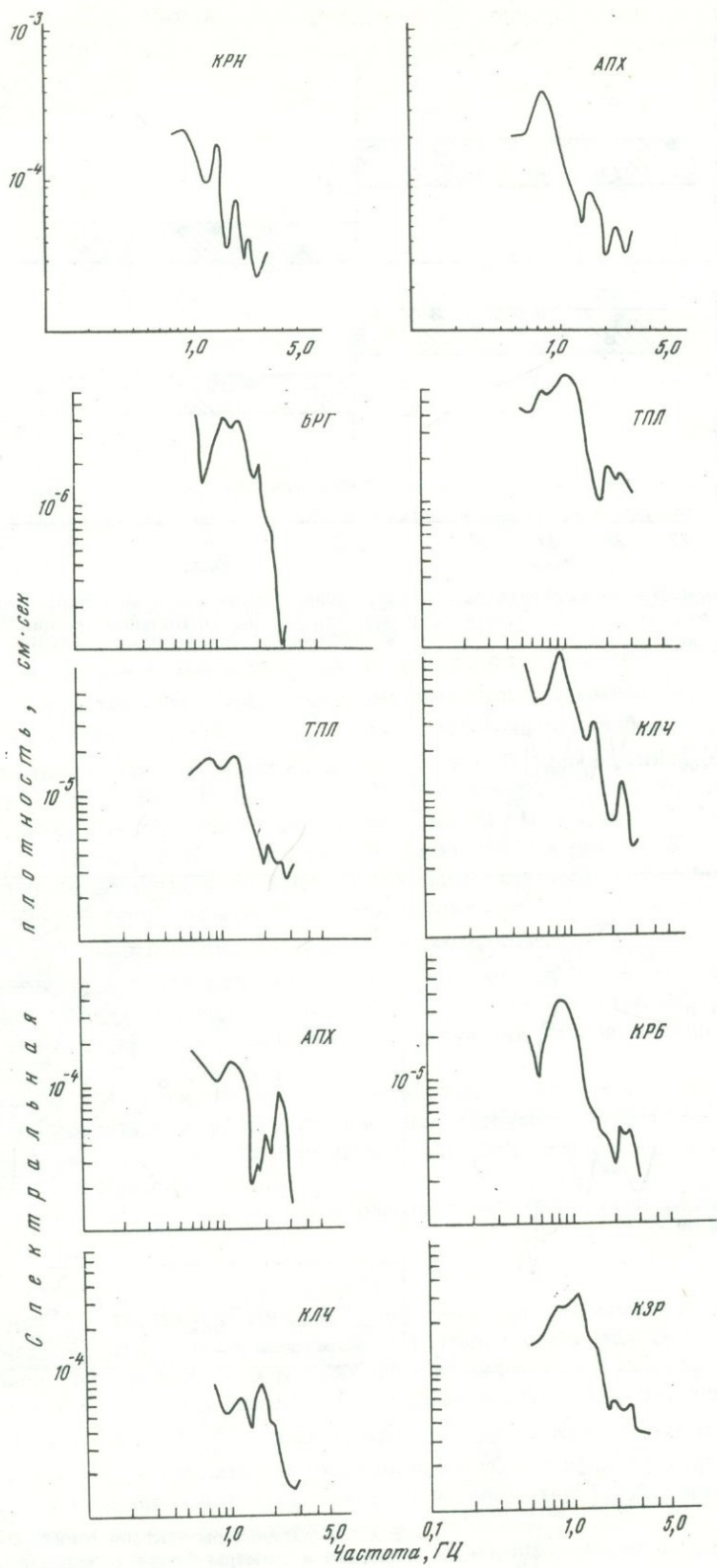
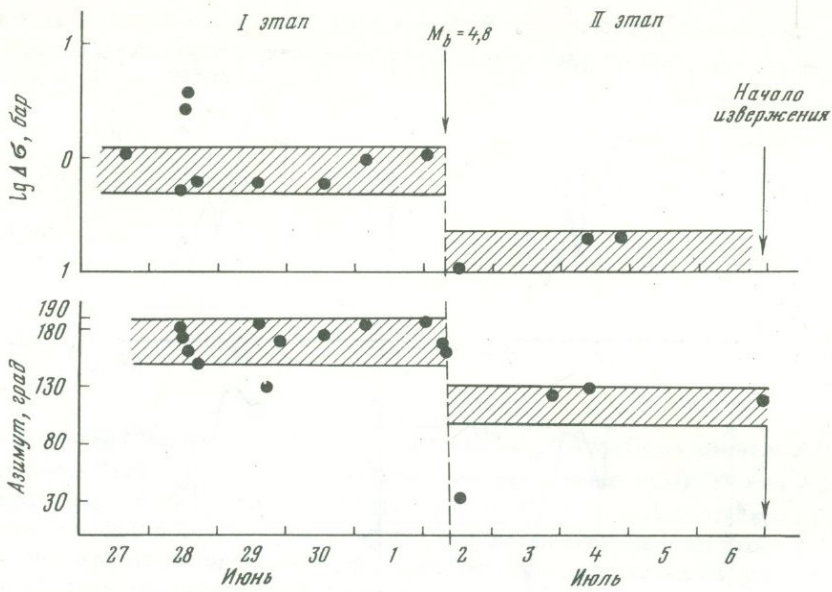
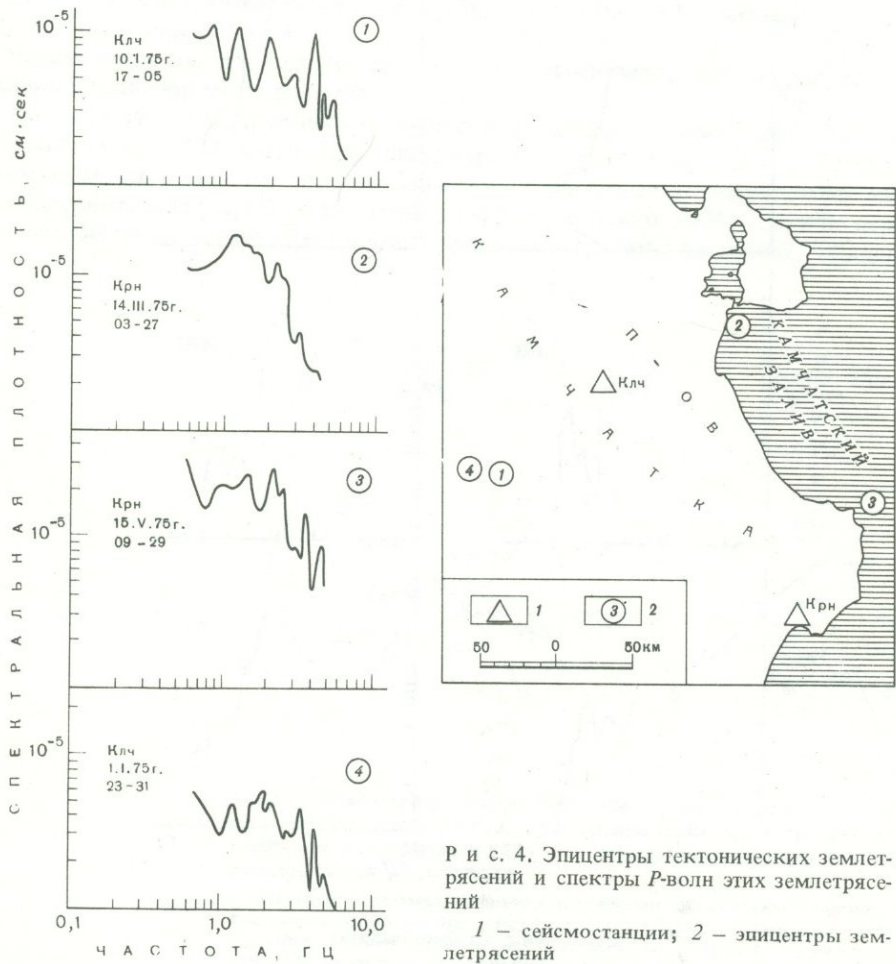


Рис. 2 (окончание)

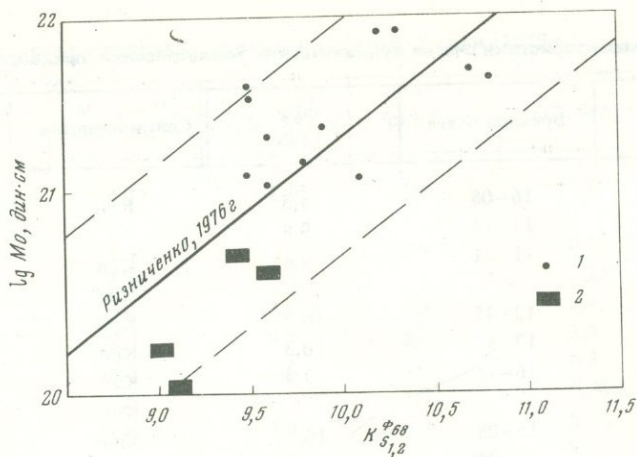


Р и с. 3. Вариации во времени ориентации осей напряжений сжатия и величин сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений роя, предвалявшего Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.



Р и с. 4. Эпицентры тектонических землетрясений и спектры Р-волн этих землетрясений

1 — сеймостанции; 2 — эпицентры землетрясений



Р и с. 5. Зависимость сейсмического момента M_0 от энергетического класса K
 1 — данные вулканических землетрясений; 2 — данные тектонических землетрясений

рассмотренных тектонических землетрясений и спектры Р-волн показаны на рис. 4. Основные данные об этих землетрясениях приведены в табл. 3.

Сейсмический момент M_0 и энергетический класс $K_{S1,2}^{\Phi 68}$. На рис. 5 представлены определения сейсмического момента M_0 по данным станций Клч и Крн в функции $K_{S1,2}^{\Phi 68}$. Здесь же приведены те же величины для четырех тектонических землетрясений и осредненная кривая связи $M_0 = f(K)$, полученная в работе Ю.В. Ризниченко (1976). Указаны границы 70%-ного уровня доверия данной кривой. Можно видеть, что значения M_0 вулканических землетрясений в функции энергетического класса укладываются в рамках 70%-ного уровня доверия, причем большая часть точек лежит выше осредняющей кривой. Значения M_0 для тектонических землетрясений лежат ниже осредняющей кривой. На рис. 5 видно, что для одного и того же энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ значения сейсмического момента M_0 для вулканических землетрясений выше, чем для тектонических почти на полпорядка, что свидетельствует об относительном преобладании длиннопериодной компоненты в излучении очагов вулканических землетрясений.

Размеры очагов. Размеры очагов определялись в предположении, что очаг может моделироваться круговой дислокацией радиуса r_0 , что вполне допустимо для слабых землетрясений (Ризниченко, 1976). Определения r_0 проводились по формуле (2) и приведены в табл. 2.

При расчетах скорость волн V_p в очаговой зоне полагалась равной 4,0 км/с.

$$\text{Тогда } r_0 = \frac{1,5}{f_0}.$$

В связи с тем что, вообще говоря, оценка скорости продольных волн в очаговой зоне может колебаться в зависимости от глубины очага, мы анализировали непосредственно величины f_0 , а не рассчитанные из них r_0 .

На рис. 6 представлены значения f_0 по данным станции Клч в зависимости от энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$. Здесь же приведены и значения f_0 для тектонических землетрясений. Можно видеть, что наш вывод о больших величинах преобладающих периодов Р у вулканических землетрясений по сравнению с тектоническими того же энергетического класса подтверждается.

Величины сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ рассчитывались по формуле (3) для очага в виде круговой дислокации радиуса r_0 .

Согласно W. Thatcher, T. Hanks (1973), нормальные значения $\Delta\sigma$ для тектонических землетрясений лежат в пределах 1,0–10 бар. Большая часть наших опреде-

Таблица 2

Динамические характеристики очагов вулканических землетрясений, предварявших Большое

Дата	Время в очаге	$K_{S1,2}^{\Phi 68}$	Сейсмостанция	f_0 , гц
27.VI	16-08	9,5	Крн	1,8
28.VI	11-14	9,8		
28.VI	11-51	9,6	Крн	1,6
28.VI	12-45	10,7	Клч	1,1
28.VI	13-50	10,3	Крн	1,6
28.VI	16-15	9,9	Крн	1,5
			Клч	1,2
29.VI	15-08	10,8	Крн	1,3
29.VI	17-02	9,6	Клч	1,0
29.VI	22-28	10,6		
30.VI	14-31	10,2	Клч	0,8
1.VII	04-07	9,6	Клч	1,8
			Крн	1,6
			Тлб	1,4
			Брг	1,6
2.VII	01-49	9,8	Апх	1,4
2.VII	07-10	11,0	Крн	1,7
2.VII	07-34	11,5	Птр	0,36
2.VII	07-43	10,6	Птр	0,36
2.VII	13-00	9,5	Клч	0,6
3.VII	21-52	10,5		
4.VII	09-53	10,1	Клч	1,0
4.VII	21-36	9,5	Клч	1,0
			Крб	1,1
			Кэр	1,2
			Апх	1,0
			Тлб	1,3
6.VII	23-13	9,5		

Таблица 3

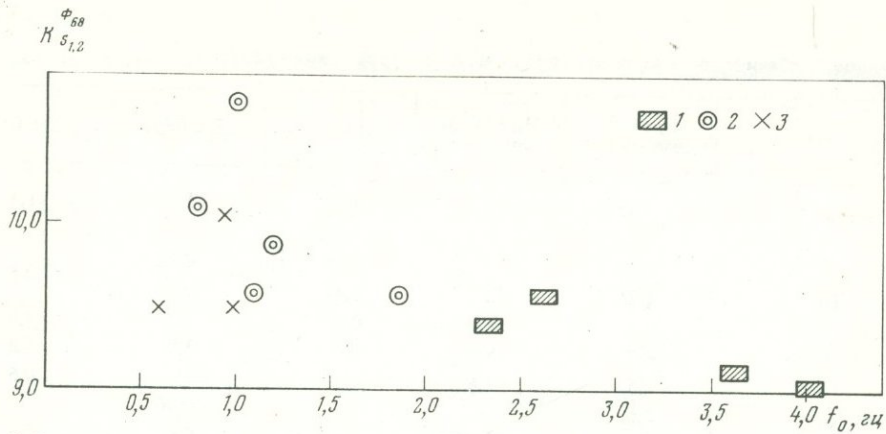
Динамические параметры очагов слабых тектонических землетрясений (Камчатка) в 1975 г.

Дата	Время в очаге	$K_{S1,2}^{\Phi 68}$	Глубина гипоцентра, км	Сейсмостанция	Эпицентрально-ное расстояние, км
10.I	17-05	9,0	10-20	Клч	102
14.III	03-27	9,4	10	Крн	185
15.V	09-29	9,6	30	Крб	80
1.I	23-31	9,1	10-20	Клч	105

трещинное Толбачинское извержение по данным спектров Р-волн (1975 г.)

S_0 , см/с	$M_0 \cdot 10^{21}$, дин · см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{21}$, дин · см	r_0 , км	$\Delta\sigma$, бар.	$\Delta\bar{\sigma}$, бар.
$5,0 \cdot 10^{-5}$	1,45	1,45	0,8	1,1	1,1
$4,6 \cdot 10^{-5}$	1,33		0,9	0,71	
$6,0 \cdot 10^{-5}$	1,26	1,3	1,4	0,22	0,5
$1,8 \cdot 10^{-4}$	5,2	5,2	0,9	2,8	2,8
$3,0 \cdot 10^{-4}$	8,7	8,7	1,0	3,8	3,8
$1,2 \cdot 10^{-4}$	2,5	2,6	1,3	0,5	0,6
$9,0 \cdot 10^{-5}$	2,6		1,2	0,76	
$2,3 \cdot 10^{-4}$	4,8	4,8	1,5	0,62	0,6
$4,0 \cdot 10^{-4}$	8,4	8,4	1,9	0,55	0,6
$1,0 \cdot 10^{-5}$	1,3		0,8	1,0	
$2,1 \cdot 10^{-4}$	4,0		0,9	0,44	
$1,6 \cdot 10^{-5}$	1,4	1,6	1,1	0,5	0,7
$3,0 \cdot 10^{-6}$	0,3		0,9	0,8	
$1,2 \cdot 10^{-4}$	1,5		1,1	0,5	
$5,8 \cdot 10^{-5}$	1,7	1,7	0,9	1,1	1,1
$2,2 \cdot 10^{-3}$	200	200	4,2	1,2	1,2
$2,4 \cdot 10^{-3}$	220	220	4,2	1,3	1,3
$2,1 \cdot 10^{-4}$	4,4	4,4	2,7	0,1	0,1
$6,6 \cdot 10^{-5}$	1,4	1,4	1,6	0,15	0,2
$5,4 \cdot 10^{-5}$	1,1		1,5	0,14	
$2,0 \cdot 10^{-5}$	0,8		1,4	0,13	
$2,2 \cdot 10^{-4}$	4,5	2,0	1,3	0,10	0,2
$2,6 \cdot 10^{-4}$	3,1		1,5	0,4	
$6,0 \cdot 10^{-6}$	0,5		1,2	0,15	

S_0 , см · сек	f_0 гц	M_0 дин · см	r_0 км	$\Delta\sigma$ бар
$6,0 \cdot 10^{-6}$	3,8	$1,7 \cdot 10^{20}$	0,5	1,1
$1,1 \cdot 10^{-5}$	2,3	$5,5 \cdot 10^{20}$	0,65	0,9
$2,0 \cdot 10^{-5}$	2,6	$4,3 \cdot 10^{20}$	0,58	1,0
$3,5 \cdot 10^{-6}$	3,6	$1 \cdot 10^{20}$	0,42	0,6



Р и с. 6. Зависимость угловой частоты f_0 продольных волн от энергетического класса K

1 — данные тектонических землетрясений; 2, 3 — данные вулканических землетрясений (2 — до сильного землетрясения 2 июля 1975 г., 3 — после сильного землетрясения)

лений $\Delta\sigma$ вулканических землетрясений лежит в пределах 0,1–1,0 бар, т.е. в зоне малых величин сброшенных напряжений. Интересно отметить, что и определения $\Delta\sigma$ для тектонических Камчатских землетрясений также лежат в зоне малых величин сброшенных напряжений.

На рис. 3 показано, как изменялись величины $\Delta\sigma$ для вулканических землетрясений в процессе развития роя. Любопытно, что одновременно с переориентацией упругих напряжений в очагах вулканических землетрясений резко упали значения $\Delta\sigma$. Если в период с 27.VI до 2.VII значения $\Delta\sigma$ колебались в пределах 0,5–3,8 бар, то после 2.VII значения $\Delta\sigma$ становятся равными 0,1–0,2 бара.

По той же методике, что и при оценке значимости гипотезы о переориентации осей главных напряжений, нами проведена оценка значимости гипотезы об уменьшении величины $\Delta\sigma$ перед началом извержения.

Гипотеза об уменьшении величины $\Delta\sigma$ перед началом извержения Новых Толбачинских вулканов значима на 95% уровня доверия.

Выводы. 1. Очаги вулканических землетрясений, предвещающих Большое трещинное Толбачинское извержение, в отличие от очагов тектонических землетрясений региона при тех же самых значениях энергетического класса и глубины очага характеризуются большей величиной сейсмического момента M_0 и более низкочастотным излучением.

2. В процессе развития роя вулканических землетрясений, предвещающего извержения, непосредственно перед извержением наблюдаются следующие явления:

а) происходит переориентация системы напряжений в очагах вулканических землетрясений;

б) отмечается увеличение преобладающих периодов P волн, и как следствие этого уменьшается величина сброшенных напряжений. Вариации физических параметров в очагах вулканических землетрясений наступили непосредственно после того, как произошли наиболее сильные землетрясения роя.

3. Плоскость разрыва в очаге наиболее сильного землетрясения предвещающего роя близка по простиранию к ориентации эруптивной трещины.

ЛИТЕРАТУРА

Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., Изд-во Вычислительного центра АН СССР, 1968, 352 с.
Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., "Наука", 1969, 136 с.

Горельчик В.И., Зобин В.М. О характере развития роев землетрясений в областях активного вулканизма на Камчатке. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 118–119.

Зобин В.М. О механизме вулканических землетрясений, связанных с извержением

вулкана Шивелуч в ноябре 1964 года. — Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 3, с. 31–36.

Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В сб.: Исследования по физике землетрясений. М., "Наука", 1976, с. 9–26.

Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового

трещинного Толбачинского извержения в 1975 году на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.

Hanks T.C., Wyss M. The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. — Bull. Seismol. Soc. Am., 1972, v. 62, p. 561–589.

Thatcher W., Hanks T.C. Source parameters of Southern California earthquakes. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 35, p. 8547–8576.

УДАРНО-ВОЗДУШНЫЕ ВОЛНЫ, СОПРОВОЖДАВШИЕ
БОЛЬШОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ (сентябрь, 1975 г.)

Воздушные волны, возникающие во время катастрофических извержений, давно привлекали внимание исследователей. Первое решение задачи о распространении возмущений в атмосфере в случае реального профиля Земли было получено К. Пекерисом (Pekeris, 1939) на основании изучения воздушных волн, возникших при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. Во время этого извержения воздушная волна оказалась столь мощной, что она была зарегистрирована барографами с низкой чувствительностью на многих метеостанциях мира. Тритиловый эквивалент взрыва в атмосфере, могущего вызвать подобную воздушную волну, составляет 100–150 мегатонн (Press, Harkrider, 1966).

В ряде работ (Горшков, 1957; Пасечник, 1958; Murayama, 1969) исследовались воздушные волны от катастрофического извержения вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. Воздушная волна, возникшая при этом извержении, не была столь мощной, как при извержении вулкана Кракатау; она обошла земной шар только немногим более одного раза, и ее тритиловый эквивалент оценивается 8 мегатоннами.

Изучению слабых воздушных волн, сопровождающих извержения вулканов, посвящены работы ряда исследователей (Stewart, 1959; Токарев, 1964, 1967; Minakami a.o., 1970; Tanaka, 1967, 1974). Микробарографические явления в этих работах рассматриваются как один из параметров, характеризующих извержения. Авторы попытались оценить глубины заложения вулканических взрывов (выбросов) путем использования кинематических параметров сейсмических и воздушных волн. Так, для вулкана Асамы получили глубину 180 м (Minakami a.o., 1970), а для вулкана Акита – Комага – Таке (Tanaka a.o., 1974) – 50 м. Это указывает на то, что в первом приближении отдельные выбросы можно отождествлять со взрывом на выброс. В указанных работах игнорировалась форма импульса воздушной волны, регистрируемой в ближней зоне, хотя она и ее динамические параметры несут информацию о характере источника. В свою очередь источник и силы, действующие во время выбросов, дают представление о физике эксплозивного процесса. С этой целью в сентябре 1975 г. была осуществлена регистрация воздушных волн на извержении II конуса Большого трещинного Толбачинского извержения.

Регистрация микробарографических явлений производилась широкополосным микробарографом ЭДМБ-VI (Пасечник, Федосеенко, 1958), нагруженным на гальванометр ГВ-IV с собственной частотой $f_0 = 15$ гц и загуханием $D_0 = 3$.

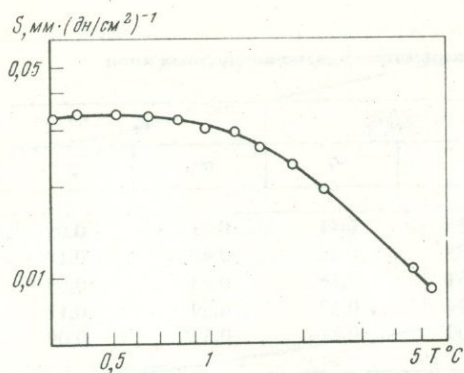
Амплитудно-частотная характеристика микробарографа определялась калибровочным устройством, состоящим из герметической камеры и нагнетательной системы. В качестве нагнетательной системы использовался насос объемом 15 см³ и редуктор, обеспечивающий частоту колебаний давлений 0,2–2 Гц. Кривая чувствительности микробарографа показана на рис. 1.

В качестве регистратора использовался осциллограф ОСБ-1МП. Регистрация осуществлялась при скорости развертки 150 мм/мин. Наблюдения производились на станции Водопадная, расположенной в 9 км от II конуса.

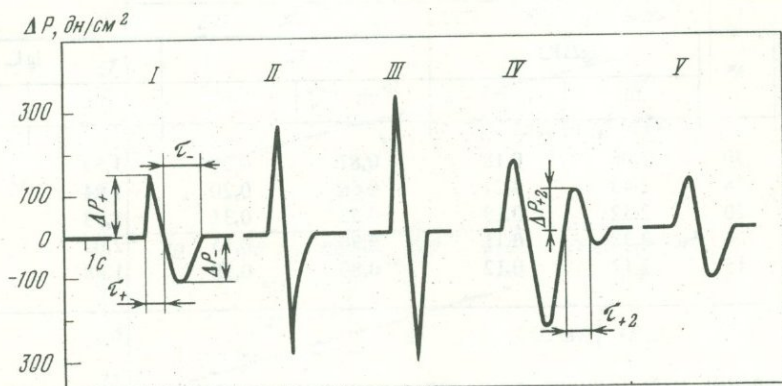
Извержение в середине сентября 1975 г. имело прерывистый характер (Федотов и др., 1977). 10 сентября из северных и северо-западных боков II конуса началось излияние самого жидкого потока этого этапа извержения. Эксплозивная деятельность несколько усилилась, хотя наблюдались периоды полного затишья. 14 сентября эксплозивно-эффузионная деятельность II конуса прекратилась.

По форме записи можно условно выделить пять типов воздушных волн, возникших во время Большого трещинного Толбачинского извержения (рис. 2).

I тип – классическая форма слабой ударной волны на далеком расстоянии от источника (Садовский, 1945), характеризующаяся резким фронтом положительного



Р и с. 1. Кривая чувствительности микробарографа



Р и с. 2. Формы ударно-воздушных волн, построенные по среднестатистическим параметрам

импульса и более продолжительным отрицательным импульсом, меньшим по амплитуде;

II тип — форма записи с резким передним фронтом положительного и отрицательного импульсов. Задний фронт отрицательного импульса близок к экспоненте;

III тип — отличается от второго типа резким задним фронтом отрицательного импульса;

IV тип — представляет колебания, состоящие из четко выраженных двух положительных и одного отрицательного импульсов;

V тип — почти квазисинусоидальная форма с нерезкими фронтами импульсов обеих полярностей.

По аналогии с ударными волнами, возникающими при взрывах взрывчатых веществ (ВВ) в воздухе (Садовский, 1945), рассматривались следующие параметры воздушных волн: 1) максимальное избыточное давление в фазе сжатия ΔP_+ ; 2) время действия положительного импульса τ_+ , под которым подразумевается промежуток времени, заключенный между передним фронтом и границей, где избыточное давление равно нулю; 3) величина импульса, вычисляемого по формуле:

$$I_+ = \int_0^{\tau_+} \Delta P(t) dt; \text{ 4) параметры, характеризующие фазу разряжения } \Delta P_-, \tau_-, I_-.$$

Качественное деление воздушных волн на типы подтверждается среднестатистическими данными (табл. 1), полученными путем осреднения параметров импульсов, зарегистрированных 14.IX. 1975 г. с 8—12 час. на ст. Водопадная ($\Delta = 9$ км). Выбирались импульсы, которые безошибочно можно отнести к тому или иному типу.

Таблица 1

Среднестатистические параметры ударно-воздушных волн

Тип волн	№	lg ΔP ₊		τ ₊		lg L ₊	
		m	σ	m	σ	m	σ
I	30	2,19	0,11	0,44	0,09	1,52	0,18
II	38	2,38	0,22	0,40	0,10	1,66	0,29
III	20	2,51	0,16	0,33	0,09	1,77	0,21
IV	24	2,24	0,17	0,59	0,12	1,62	0,35
V	45	2,09	0,11	0,57	0,09	1,56	0,16

Таблица 1 (окончание)

Тип волн	№	lg ΔP ₋		τ ₋		lg L ₋	
		m	σ	m	σ	m	σ
I	30	2,06	0,18	0,82	0,28	1,59	0,38
II	38	2,43	0,21	0,66	0,20	1,94	0,32
III	20	2,52	0,18	0,53	0,31	1,93	0,21
IV	24	2,38	0,11	0,90	0,15	2,02	0,15
V	45	2,12	0,12	0,80	0,18	1,68	0,19

Распределения избыточного давления и величины импульса близки к логнормальному, хотя асимметрия и эксцесс отличны от нуля. Распределение времени действия импульсов близко к нормальному.

Самое большое избыточное давление положительного импульса имеет III тип $\overline{\Delta P}_+ = 324 \text{ дн/см}^2 \pm 0,16 \text{ ед. лог.}$, а время его действия является наименьшим и составляет $\overline{\tau}_+ = 0,39 \pm 0,09 \text{ с.}$ Пятый тип воздушных волн самый слабый $\overline{\Delta P}_+ = 123 \text{ дн/см}^2 \pm 0,11 \text{ ед. лог.}$, а время его действия $\overline{\tau}_+ = 0,57 \pm 0,09 \text{ с.}$

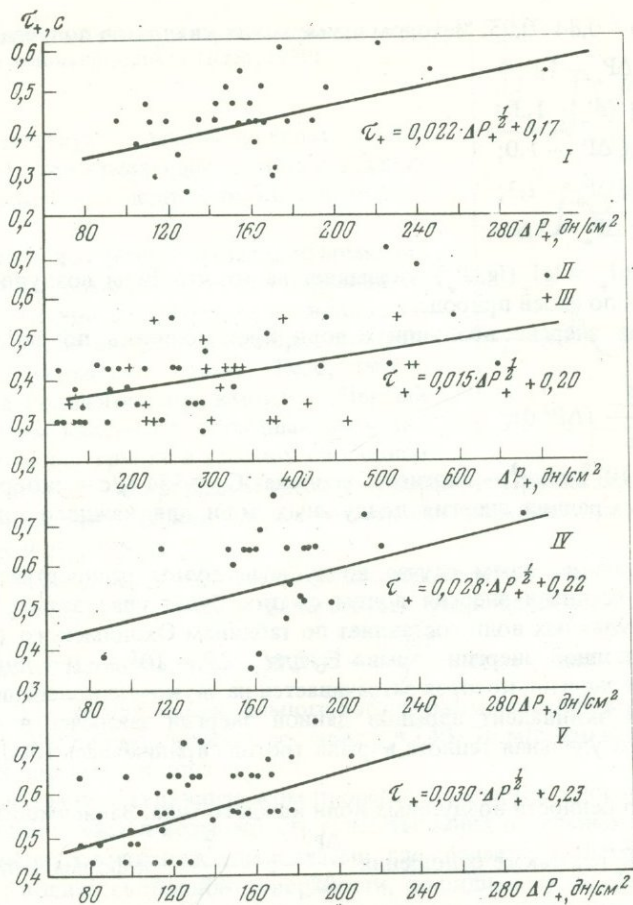
Существенно различны для каждого типа параметры $\alpha = \frac{\overline{\tau}_+}{\overline{\tau}_-}$; $\beta = \frac{\overline{\Delta P}_+}{\overline{\Delta P}_-}$. Для II и VI типов отрицательный импульс больше положительного $\beta_{II} = 0,89$; $\beta_{IV} = 0,72$, для III и V типов импульсы почти равны $\beta_{III} = 1,03$; $\beta_V = 0,97$, а I тип характеризуется большим положительным импульсом $\beta_I = 1,27$. Для всех типов время действия положительного импульса меньше времени действия отрицательного импульса. Наименьшее значение — $\alpha_I = 0,54$, наибольшее — $\alpha_{III} = 0,74$.

Зависимость между временем действия положительного импульса τ_+ и величиной заряда твердых ВВ (С) выражается следующей формулой $\tau_+ = 1,4 R^2 C^{\frac{1}{6}}$, а величина максимального избыточного давления связана с весом заряда ВВ (Садовский, 1945):

$$\Delta P = 0,84 \frac{C^{\frac{1}{3}}}{R} + 2,7 \frac{C^{\frac{2}{3}}}{R^2} + 6,95 \frac{C}{R^3}.$$

В нашем случае ($P = 60-600 \text{ дн/см}^2$; $R = 9 \text{ км}$) в последней формуле вторым и третьим членами можно пренебречь, так как они являются малыми $0 = 0 (C^{\frac{1}{3}})$.

Тогда путем несложных преобразований получаем $\tau_+ = 0,014 \Delta P^{\frac{1}{2}}$, что дает основа-



Р и с. 3. Корреляционные поля зависимостей $\tau_+ = \tau_+(\Delta P_+)$ по типам

ние искать параболическую зависимость $\tau_+ = \tau_+(\Delta P_+)$ для экспериментальных значений. На рис. 3 показано корреляционное поле $\tau_+ = \tau_+(\Delta P_+)$ для каждого типа воздушных волн. Методом наименьших квадратов были получены следующие зависимости:

- I. $\tau_+ = 0,022 \Delta P_+^{\frac{1}{2}} + 0,17;$
 II. } $\tau_+ = 0,015 \Delta P_+^{\frac{1}{2}} + 0,20;$
 III. } $\tau_+ = 0,015 \Delta P_+^{\frac{1}{2}} + 0,20;$
 IV. $\tau_+ = 0,028 \Delta P_+^{\frac{1}{2}} + 0,22;$
 V. $\tau_+ = 0,030 \Delta P_+^{\frac{1}{2}} + 0,23.$

Из сравнения экспериментальных зависимостей с расчетными следует, что наиболее близки к параболической зависимости графики II и III типов. Систематическое завышение τ_+ на 0,2 с по сравнению с расчетной может быть объяснено тем, что формулы М.А. Садовского (1945) получены для твердых ВВ, а в данном случае в качестве ВВ могут выступать взрывоспособные вулканические газы (Fenner, 1950; Гущенко, 1965), объем которых для получения той же энергии ударных волн, что и для твердых ВВ, должен быть значительно больше.

Большой интерес представляют зависимости $\lg I_+ = \lg I_+(\lg \Delta P_+)$. Коэффициент корреляции (ρ) между $\lg I_+$ и $\lg \Delta P_+$ для всех выборок по подтипам положителен

и составляет $\rho = 0,84-0,95$. Методом наименьших квадратов получено:

$$I. \lg I_+ = 1,4 \lg \Delta P_+ - 1,6;$$

$$II. \lg I_+ = 1,2 \lg \Delta P_+ - 1,3;$$

$$III. \lg I_+ = 1,1 \lg \Delta P_+ - 1,0;$$

$$IV. \lg I_+ = 1,8 \lg \Delta P_+ - 2,3;$$

$$V. \lg I_+ = 1,6 \lg \Delta P_+ - 1,8.$$

Зависимость $\lg I_+ = \lg I_+(\lg \Delta P_+)$ указывает на то, что типы воздушных волн II-III и IV-V близки по своей природе.

Определение энергии воздушных волн производилось по формуле (Губкин, 1970):

$$E'(R) = \frac{4\pi R^2}{\rho_0 C_0 \tau} \int \Delta P^2 dt,$$

где $\rho_0 \approx 1,29 \cdot 10^{-3}$ г/см³ – плотность воздуха; $C_0 = 334$ м/с – скорость распространения звука. Средняя энергия воздушных волн для каждого типа приведена в табл. 2.

Учитывая, что в нашем случае воздушные волны распространяются в полупространстве, истинная энергия волны сжатия будет удваиваться. На расстоянии 9 км энергия ударных волн составляет по таблицам Охотимского (Губкин, 1970) 0,08–0,10 от полной энергии взрыва. E_0 для $\Delta P = 10^2 - 10^3$ дн/см²; при этом не учитывается энергия, которая затрачивается на звуковые колебания.

Тротильный эквивалент взрывов данной энергии заключен в пределах 300–1200 кг, причем удельная теплота взрыва тротила принималась 1000 ккал/кг (Ловля и др., 1976).

Рассмотрим особенности воздушных волн каждого типа. Зависимости $\tau_+ = \tau_+(\Delta P_+)$, $\lg I_+ = \lg I_+(\lg \Delta P_+)$, а также отношения $\frac{\Delta P_+}{\Delta P_-}$; $\frac{\tau_+}{\tau_-}$ и форма записи указывают, что деления на типы правомерно и, по-видимому, механизм возникновения каждого типа различен.

По форме записи первый тип воздушных волн является слабой ударной волной, имеющей все ее характерные особенности: скачок давления, $\Delta P_+ > \Delta P_-$; $\tau_+ < \tau_-$; $E_+ \approx E_-$. Природа возникновения ударных волн этого типа проблематична.

Для второго типа воздушных волн, так же как и для третьего, по-видимому, имеет место скачок давления, но частотная характеристика аппаратуры и недостаточная скорость развертки не позволяют его зарегистрировать. Особенностью II типа является $\Delta P_+ < \Delta P_-$; $I_+ < I_-$, т.е. полный импульс не равен 0. При этом задний отрицательный импульс близок к экспоненте. Не исключено, что данный тип ударных волн возникает при сверхзвуковой скорости истечения пепло-газовой смеси. Экспонента заднего фронта отрицательного импульса объясняется резкой конденсацией продуктов извержения.

Третий тип воздушных волн близок к ударным по динамическим характеристикам: $\Delta P_+ > \Delta P_-$; $\tau_+ < \tau_-$. Не исключено, что возникновение этого типа ударных волн связано с горением и детонацией взрывоспособных вулканических газов. В

Таблица 2

Средняя энергия воздушных волн для I–V типов

Энергия	I	II	III	IV	V
$E' \cdot 10^{15}$, эрг	0,6	1,7	2,5	1,1	0,6
$E' \cdot 10^{16}$, эрг	1,3	3,4	5,0	2,2	1,1
G' , кг	310	800	1200	520	260

Р и с. 4. Форма воздушной волны от взрыва на выброс при различной глубине заложения заряда (Reed, 1970)

этом плане существуют расчеты (Fenner, 1950; Гущенко, 1965), показывающие принципиальную возможность протекания цепных реакций в вулканических газах.

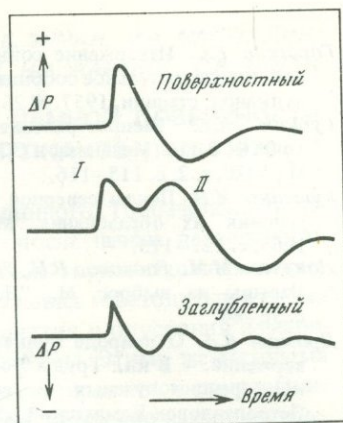
Четвертый тип по форме записи напоминает воздушные волны, возникающие при взрывах на выброс. На рис. 4 приведены воздушные волны, зарегистрированные при взрывах на выброс при различной глубине заложения заряда (Reed, 1970). Выделяются два положительных импульса. Первый связан с развитием каверны и образованием купола за счет вытеснения грунта в сторону свободной поверхности, а второй — с прорывом газов в атмосферу. Причем скорость разлета грунта в эпицентральной области близка к скорости движения свободной поверхности (Докучаев и др., 1963).

В этом случае давление, развиваемое куполом, зависит от скорости (v) подъема свободной поверхности: $\Delta P_0 = v\rho_0 c$. Если считать, что воздушные волны затухают пропорционально расстоянию, тогда $\Delta P(R) = \frac{r \cdot \Delta P}{R}$, где r — радиус купола. Если принять $r = 5-10$ м, то для максимального избыточного давления воздушных волн IV типа $\Delta P_{\max} = 200$ дн/см² скорость составит $v = 140-70$ м/с, что вполне согласуется с данными киносъемки за этот период.

Ведущая роль газов в вулканическом процессе признается многими вулканологами, при этом допускается возможность существования отдельных объемов ("пузырей"), насыщенных вулканическими газами, где создается избыточное давление. Движение лавы вблизи свободной поверхности, по-видимому, может подчиняться законам двухфазной смеси (Дрознин, 1969). Течение двухфазного потока определяется распределением фаз в пространстве, занимаемом потоком (Хаддарт, Даклер, 1970). Это распределение изменяется в зависимости от скорости потока, свойств жидкости, его формы и других факторов. Множество таких распределений и образует совокупность режимов течения. Один из режимов двухфазного течения — снарядный, когда при движении возникают области, насыщенные газовой фазой с избыточным давлением.

Пятый тип воздушных волн имеет много общего с четвертым и рассматривается как предельный случай, когда происходит только прорыв газов. Следует отметить, что изменение глубины заложения выбросов объясняет разнообразие форм воздушных волн переходного типа (от IV к V).

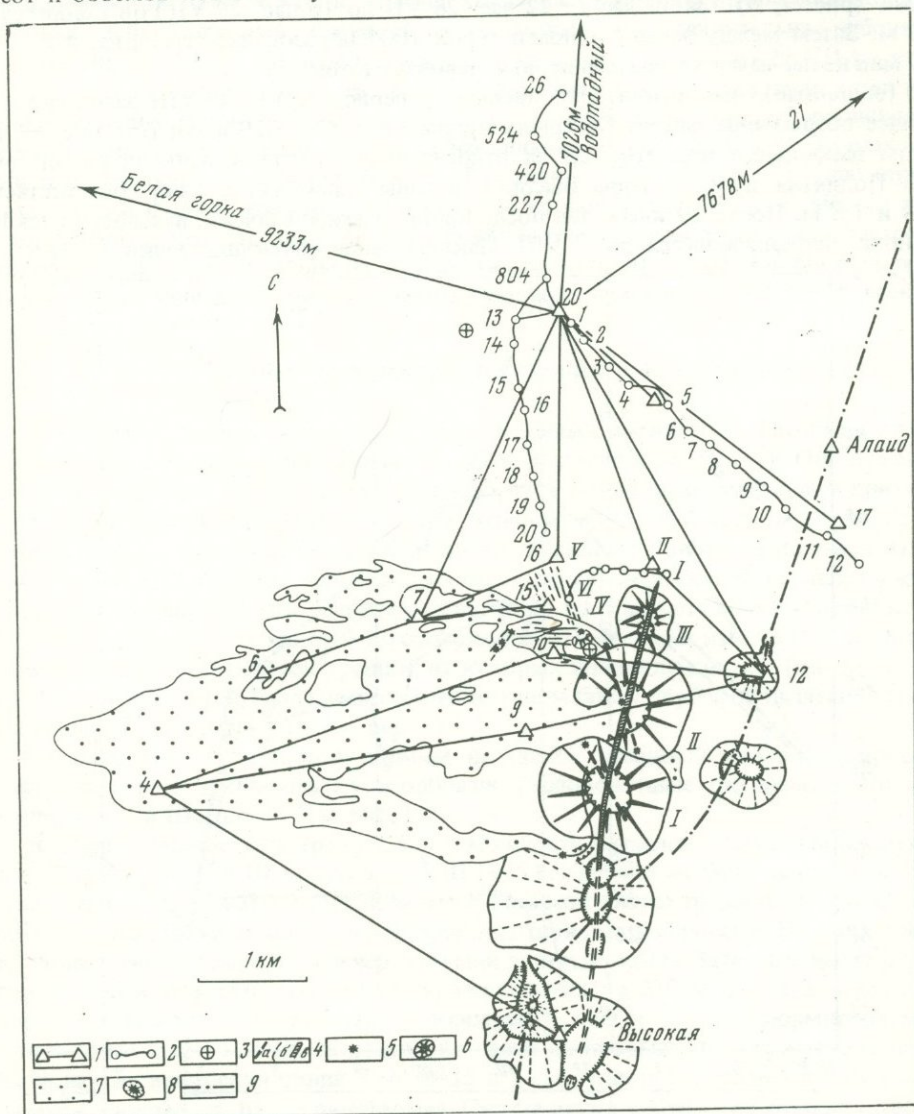
Выделено пять типов ударно-воздушных волн, зарегистрированных во время работы II конуса Большого трещинного Толбачинского извержения. Типы ударно-воздушных волн отличаются формой записи и среднестатистическими параметрами. Определенно отличается источник воздушных волн II и III типов от источника IV и V типов. Ударные волны II и III типов могут возникать при сверхзвуковом истечении пепло-газовой смеси и детонации взрывоспособных газов. Воздушные волны IV и V типов, по-видимому, связаны с процессами, происходящими на больших глубинах магматического канала. Информация об ударно-воздушных волнах, возникающих при извержениях, полезна с точки зрения изучения физики взрывного процесса. Многообразие причин, вызывающих ударно-воздушные волны, требует постановки фундаментальных работ по их изучению с привлечением киносъемки и сейсмики.



- Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение). — Бюл. вулканол. станции, 1957, № 26, с. 69–70.
- Губкин К.Е. Распространение взрывных волн. — В кн.: Механика в СССР за 50 лет, М., 1970, т. 2, с. 115–116.
- Гущенко И.И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965, с. 122–125.
- Докучаев М.М., Родионов В.Н., Ромашов А.Н. Взрывы на выброс. М., "Наука", 1963, с. 58–86.
- Дрозин В.А. О природе вулканических извержений. — В кн.: Труды 1-ой городской конференции ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 4–6.
- Ловля С.А., Каплан Б.Л., Майоров В.В. и др. Взрывное дело. М., "Недра", 1976, с. 90.
- Пасечник И.П. Сейсмические и воздушные волны, возникшие при извержении вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 9, с. 1121–1126.
- Пасечник И.П., Федосеенко Н.Е. Электродинамический микробарограф с гальванометрической регистрацией. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 1, с. 121–131.
- Садовский М.Л. Опытные исследования механического действия ударной волны взрыва. — Труды Сейсмол. ин-та, 1945, № 116, с. 114.
- Токарев П.И. Регистрация взрывов Ключевского вулкана в 1962 г. — Бюл. вулканол. станций, 1964, № 37, с. 52–59.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР, физика Земли, 1967, № 9, с. 11–22.
- Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.Н. и др. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1965 году. — Бюл. вулканол. станций, 1977, № 53, с. 3–15.
- Хадбард Н.Д., Даклер А.Д. Режимы течения горизонтального двухфазного потока. — В кн.: Достижения в области теплообмена. М., "Мир", 1970, с. 7–29.
- Fenner N. The chemical kinetics of the Katmai eruption. — Am. J. of Sci., 1950, p. 248.
- Minakami T., Utibori S., Hiraga S., a.o., Seismometrical studies of volcano Asama (Part I) — Seismic and volcanic activities of Asama during 1934–1969. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1970, v. 48, N 2, p. 235–301.
- Murayama N. Propagation of atmospheric pressure waves produced by the explosion of volcano Bezymianny of March 30, 1956 and transport of the volcanic ashes. — Quar. J. of Seism., 1969, v. 33, N 1, p. 1–11.
- Pekeris F. The propagation of a puls in the atmosphere. — Proc. Roy. Soc. Am., 1939, v. 171, p. 131–149.
- Press F., Harkrider D. Air-sea waves from the explosion of Krakatoa. — Seismic, 1966, v. 154, N 3754, p. 1325–1327.
- Reed F.W. Air blast effects. — Symp. on Engineering with nuclear explosives; January 14–16. Las Vegas, Nevada, 1970, v. 2, p. 1070–1091.
- Stewart K.H. Air waves from a volcanic explosion. — Meteor. Mag., 1959, v. 88, p. 1–3.
- Tanaka J. On the explosion-earthquake at the volcano Sakurazima. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1967, v. 12, N 1, p. 4–26.
- Tanaka K., Kasahara M., Hori S. Research on Akita-Komage-Take (11) Focal depth of explosion earthquake. — Sci. Rep. Tokyo Univ., Ser. V, Geoph., 1974, v. 22, N 1, p. 9–18.

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВБЛИЗИ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ (1975–1976 гг.)

Геодезические работы вблизи зоны Большого трещинного Толбачинского извержения начались с 13 июля 1975 г., спустя неделю после начала деятельности I конуса. В комплекс исследований входило измерение горизонтальных и вертикальных подвижек. Горизонтальные смещения изучались светодальномерами на разных расстояниях от новых вулканов 1975 г. Поднятия и опускания измерялись тригонометрическим и геометрическим нивелированием. Этими же методами в сочетании с фототеодолитными стереосъемками регистрировались приращение высот и объемов новых конусов и изменения их формы. Изучение наклонов зем-



Р и с. 1. Схема расположения геодезических пунктов вблизи Северного прорыва

1 – светодальномерные линии; 2 – нивелирный ход; 3 – наклономерные станции; 4 – трещины, образовавшиеся во время извержения: а – эруптивные трещины, б – видимые на поверхности, в – вероятное положение глубокой питающей дайки; 5 – истоки лавовых потоков; 6 – шлаковые конусы 1975 г.; 7 – лавовые потоки; 8 – голоценовые шлаковые конусы; 9 – голоценовая трещина растяжения

ной поверхности велось автономными наклономерами, установленными в подземных лавовых трубах.

В течение первых двух месяцев работы велись в непосредственной близости от извергающихся конусов, в радиусе до 4 км, где происходили максимальные деформации. Затем появилась возможность расширить район работ до 10 км (рис. 1). С октября 1975 г. начались геодезические, а с августа 1976 г. — наклономерные измерения вблизи Южного прорыва (VIII конус).

В статье приведены основные результаты работ у Северного прорыва и наклономерные данные, полученные в лавовой пещере у Южного прорыва.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ

28 и 29 июля начались резкие деформации северо-западного склона горы 1004 (рис. 2, б). За 12 час (с 22 час 28.VII до 10 час 29.VII) он поднялся на 30 м. Затем между этим уступом и горой 1004 образовалась трещина, и в 10 час 30 мин из нее начал изливаться первый лавовый поток.

Теодолитные измерения, выполненные в период 22.VII—11.VIII, зафиксировали общее воздымание района Северных прорывов с 22 по 29 июля (см. рис. 2), при этом наибольшее поднятие 2,9 м относительно пункта 4 испытал район точки 12. Поднятия пунктов горы Высокой и горы Алаид составляли соответственно 1,4 и 1,8 м. После 29 июля, т.е. после прорыва южной бокки, началось опускание района, продолжавшееся до 7.VIII. Максимальное опускание точки 12 за 9 дней

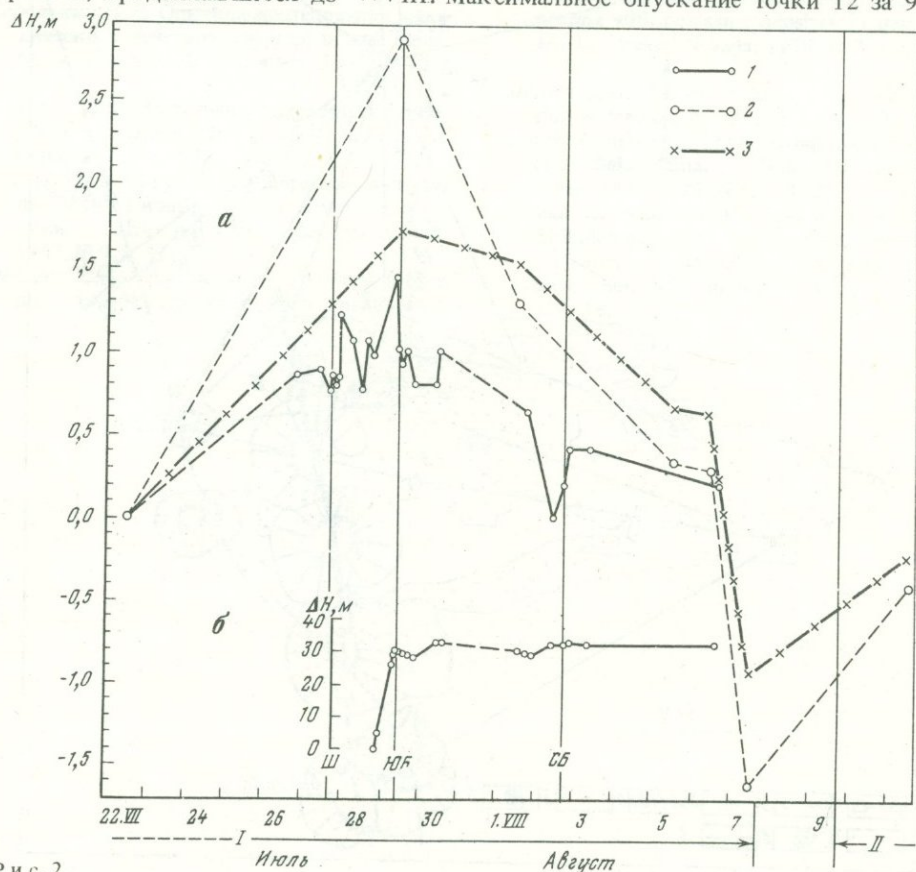


Рис. 2.

а — Изменение высот пунктов: горы Высокой, 12, горы Алаид относительно пункта 4 (за период 22.VII по 11.VIII 1975); б — поднятие блока на северном склоне горы 1004 перед прорывом лавы на южной бокке. 1 — гора Высокая; 2 — пункт 12; 3 — гора Алаид, момент образования: Ш — шарры; ЮБ — южной бокки; СБ — северной бокки. Внизу сплошной линией показано время работы I и II конусов

составило 4,5 м, за это же время точки горы Высокой и горы Алаид опустились на 2,2 и 2,6 м соответственно. Затем началось интенсивное поднятие района, вызванное, вероятно, подготовкой прорыва II конуса.

Тригонометрическое нивелирование выполнялось с пункта 4 на гору Высокую и с пункта 12 на горы Алаид и Высокую. Графики рис. 2 синтезированы по данным измерений при следующих допущениях. За начало отсчета изменения высот всех пунктов условно принят уровень 22.VII (начало измерений). Измерения велись секундными теодолитами в одну сторону, иногда ежечасно. В неблагоприятных метеоусловиях при длинах линий до 4 км возможны ошибки определения превышений порядка 0,5 м. Тем не менее можно считать верной основную тенденцию смещений. Амплитуда опускания пунктов с 29.VII по 7.VIII может быть меньше указанной на 20–25%, составляя примерно 2,5, 2,0 и 1,5 м соответственно для пунктов 12, Алаид и Высокая.

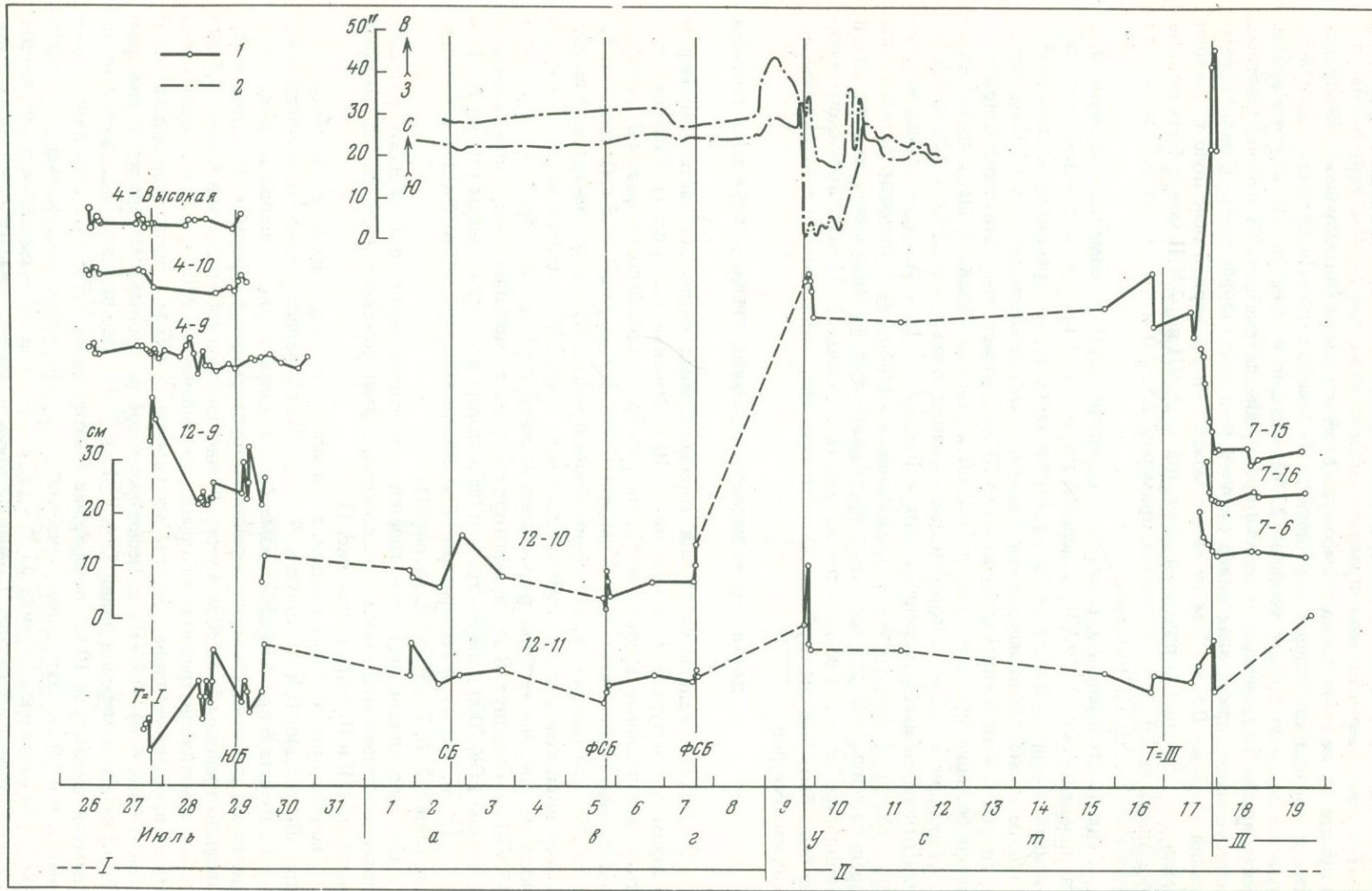
Судя по этим данным, с начала извержения 6.VII до момента появления лавы на поверхности 27–29.VII, в период, когда из I кратера выбрасывались лишь мощная пеплово-газовая струя и пирокластика, на сравнительно небольшой глубине происходило накопление магмы. Уменьшение высот с 29.VII до конца активной деятельности I конуса 7–9.VIII показывает, что в этот период при истечении больших потоков лавы из южной и северной бокк, видимо, происходило опустошение полости, в которой лава накапливалась с 6 по 29.VII. По одной линии относительных измерений высот – Высокая – 12 – Алаид – трудно определить точную форму, размеры, положение и глубину этой полости. Можно лишь предположить, что это был силл протяженностью до нескольких километров и мощностью не менее нескольких метров (возможно, 10–15 м). Глубина его должна была быть меньше глубины сильного газоотделения в магме, т.е. около нескольких километров.

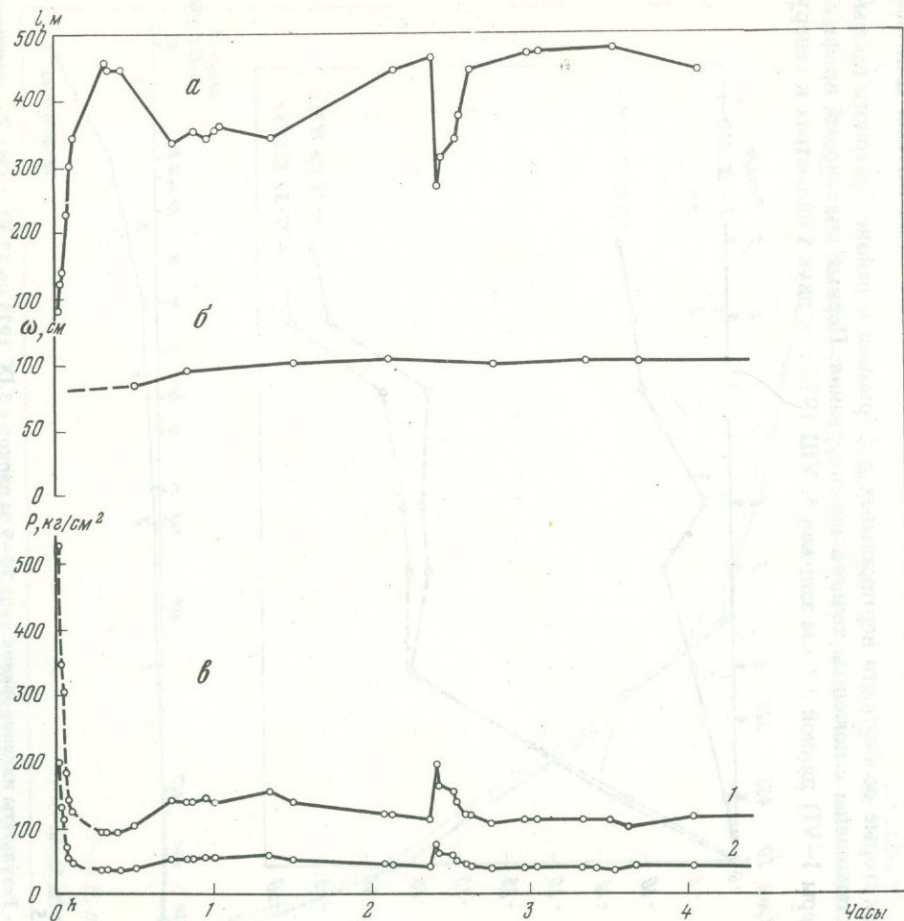
ДАННЫЕ О РАЗМЕРАХ ПИТАЮЩИХ ТРЕЩИН СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА

26–29.VII велись измерения горизонтальных смещений светодальномером Геодиметр-8 с пункта 4 до пунктов 9, 10 и Высокая (см. рис. 1). Они показали, что горизонтальные деформации вдоль всех трех линий были синфазны и примерно одинаковы по величине (0,5–4 см при точности измерений (0,5 см) (рис. 3). Таким образом выявилось, что первый новый вулкан (I конус) расположен на глубокой питающей трещине субмеридиального направления длиной не менее 4 км. В последующие дни трещина развивалась на север, где 9 августа образовался II конус, 17.VIII – III конус. В это время горизонтальные смещения измерялись светодальномером ЕОК-2000 поперек трещин, на которых возникли конусы (линии 12–10 и 12–11; см. рис. 1), и Геодиметром-8 на западном борту глубокой питающей трещины (линии 7–6, 7–15, 7–16, см. рис. 3).

На поверхности, над этой главной питающей трещиной Северного прорыва, последовательно открылись кулисообразно расположенные трещины, на которых выросли I, II и III конусы (см. рис. 1).

Данные о ширине этих трещин, т.е. о мощности питающих даек, были получены при образовании II и III конусов. 9.VIII 1975 г. с первой же минуты прорыва II конуса с пункта 6 производилось измерение видимой длины трещины прорыва, определяемой расстоянием между крайними эруптивными выбросами. На второй минуте длина трещины была 80 м, а через 20 мин достигла 450 м. Затем в течение 2,5 часа длина эруптивной трещины менялась, уменьшаясь до 270 м, и когда через 3 часа после прорыва ее длина достигла максимума – 480 м – начал формироваться II конус (рис. 4, а). 17.VIII, за несколько часов до прорыва III конуса, геодиметром были начаты измерения линий 7–6, 7–15 и 7–16; они подвергались сжатию, начавшемуся, видимо, за 10 час до прорыва. Сжатие линий 6–7 и 7–15 составило, естественно, 8 и 20 см. Затухание горизонтальных деформаций аппроксимируется эмпирической зависимостью вида $\Delta L = 4,1(3,5 - r)^2$, где ΔL – смещение точек, r – расстояние точек от трещины. Смещение точки на кромке трещины оказывается равным 52 см, т.е. ширина трещины немного превосходит 1 м.





Р и с. 3. Горизонтальные деформации и наклоны вблизи Северного прорыва в июле – августе 1975 г.

1 – изменение длины линий; 2 – наклоны. Моменты образования видимых трещин: Т-1 – во время работы I конуса, Т-III – до прорыва III конуса. Моменты образования: ЮБ – южной бокки; СБ – северной бокки; ФСБ – фонтанирование северной бокки

Р и с. 4

а – Рост длины трещины прорыва II конуса; б – рост ширины трещины прорыва III конуса; в – давление магмы в дайке; 1 – при $E = 4 \cdot 10^4 \text{ кг/см}^2$; 2 – при $E = 1 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$

С момента образования трещины ширина ее менялась, по-видимому, аналогично изменениям линий 6-7 и 7-15. Это позволило вычислить вариации ширины трещины (рис. 4, б). В первую минуту извержения она составляла около 80 см (максимальная ширина — 1 м). Разрыв земной поверхности, видимо, происходил на несколько часов раньше, и трещина в скальных породах была гораздо длиннее трещины, видимой на поверхности толщи рыхлой пирокластики.

ДИНАМИКА ВНЕДРЕНИЯ МАГМЫ СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА ПО ПИТАЮЩИМ ТРЕЩИНАМ

Считая быстрые деформации, происходящие в минуты и первые часы, упругими, можно оценить избыточное давление магмы при прорыве. При плотности верхних толщ лав и пирокластики $\rho = 2 \text{ г/см}^3$ и скорости продольных волн в приповерхностном слое $V_p = 1400 \text{ м/с}$ модуль Юнга равен $E = 2(1 + \sigma) \rho V_p^2 = 4 \cdot 10^4 \text{ кг/см}^2$, где σ — коэффициент Пуассона, V_s — скорость поперечных волн.

Внутреннее давление вязких жидкостей в вертикальных щелях $P = \omega_0 E/4(1 - \sigma^2)$ (Желтов, 1975), где ω_0 — полная ширина щели, l — половина ее длины.

Избыточное давление магмы и газов в питающих дайках оказалось скромным — максимум около 100 кг/см^2 (рис. 4, в).

При $E = 1 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$, полученном по скорости продольных волн $V_p = 2-2,5 \text{ км/час}$ для толщи в 1 км (та же величина E дана в справочниках для спекшихся туфов), кривая избыточного давления лежит выше, максимальное давление — около 250 кг/см^2 .

ВЕРТИКАЛЬНОЕ СМЕЩЕНИЕ РАЙОНА СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА ПО НИВЕЛИРНЫМ ДАННЫМ

Некоторые особенности вертикальных деформаций в районе Северного прорыва установлены с помощью точного нивелирования. Первый нивелирный профиль (реперы I—VI) длиной 1,1 км заложен 5. VIII 1975 г. в двух километрах к северу

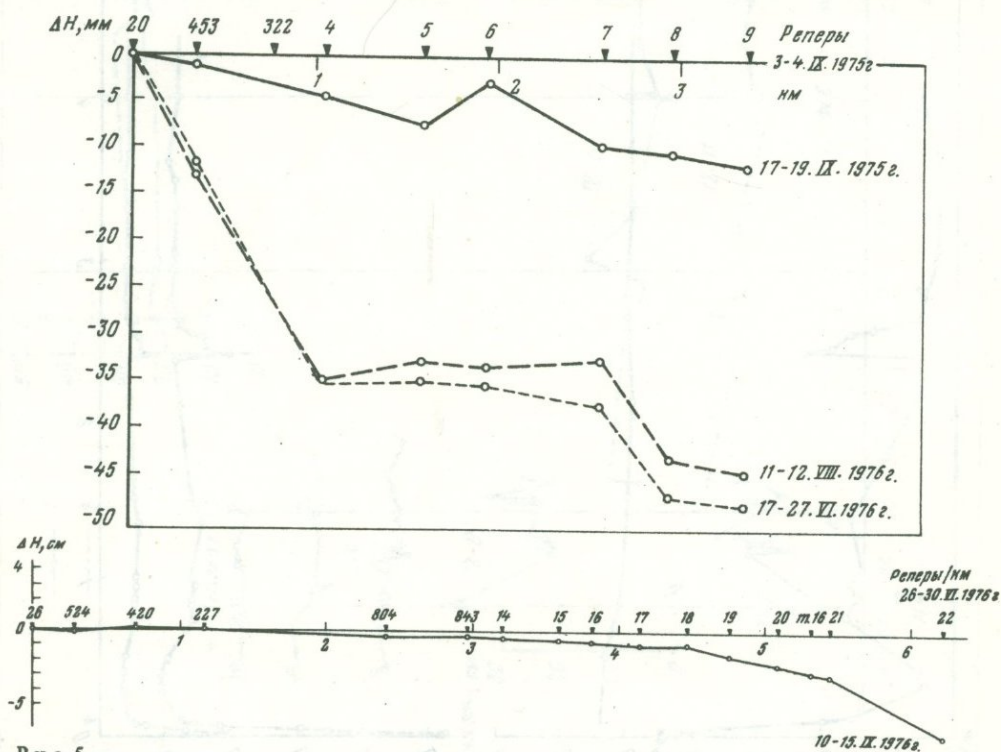


Рис. 5

1 — Результаты нивелирования хода 20—9 за период с 3.IX 1975 по 27.VI 1976; 2 — смещения реперов линии 766—12 с 17.VI по 12.VIII 1976

от I конуса. Выполнено четыре нивелирования этого хода – 7, 11, 13 и 15. VIII. К концу августа заложена более протяженная сеть. Три профиля: 1–12; 843–20; 804–26 длиной 3,0; 1,8; 1,2 км сходятся в одной узловой точке. Регулярные повторные измерения на этих профилях начаты 28. VIII.

Повторные нивелирования первого профиля I–VI показали поднятие реперов в период образования II конуса. Для репера VI смещение за период 7–11. VIII оказалось равным 11,3 см (за исходный принят репер I), что соответствует наклону около $40''$ на северо-восток. После 11. VIII вертикальных смещений не наблюдалось.

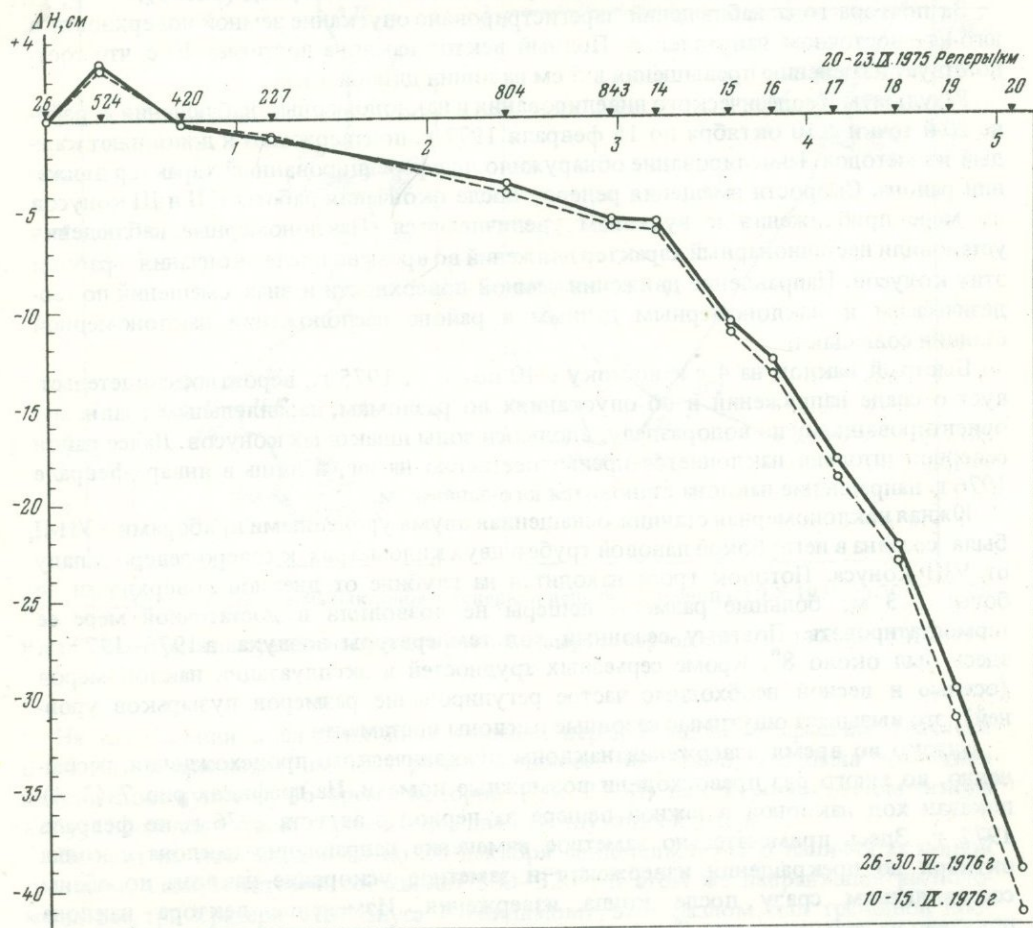
Повторное нивелирование секции (V–VI) 17 августа зарегистрировало смещение, равное 20 мм на базе 300 м (наклон $15''$) к юго-западу, вызванное подготовкой прорыва III конуса 17. VIII.

По результатам повторных измерений нивелирной сети зафиксировано постепенное опускание района северных конусов с сентября 1975 г.

Участок трассы (20–9) нивелировался в 1975 и 1976 гг. (рис. 5, а). Просадки реперов относительно пункта 20 не превышали 5 см за период с 3 сентября 1975 г. по 27 июня 1976 г. Далее, к середине августа 1976 г. наблюдалась тенденция поднятия реперов 11 и 12, ближайших к линии разлома, проходящей по водоразделу свода к Плоскому Толбачику (рис. 5, б).

Другая нивелирная линия (26–20) измерялась с 20. IX 1975 г. по 15. IX 1976 г. трижды. Скорость опускания реперов здесь выше: достигает 35 см/год относительно пункта 843 и превосходит 40 см/год относительно пункта 26 (рис. 6).

Вектор наклона за год, построенный в пункте 20 по нивелирным данным, превышает $40''$, направлен на центр северного прорыва (II конус). Величина его значитель-



Р и с. 6. Опускание нивелирных реперов относительно репера 26 с 20.IX 1975 по 15.IX 1976

но превосходит величину наклона за это же время в Северной наклономерной станции. Это объясняется быстрым нарастанием скорости опускания реперов по мере приближения к новым вулканам. Возможно также, что большая часть линии 843—20 находится в трещинной зоне и большие скорости опусканий обусловлены локальными причинами.

НАКЛОНОМЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения деформаций земной поверхности с помощью наклономеров выполнялись вблизи Северного прорыва на двух станциях, расположенных в лавовых трубах. Использовались высокостабильные автономные уровенные наклономеры УН-П чувствительностью около 0,1 с дуги с дискретностью отсчетов 1 или 12 час (Доброхотов, 1972).

Первая станция работала в 0,8 км к северу от I конуса с 28 июля по 12 августа 1975 г. За время извержения I конуса заметных наклонов не наблюдалось (см. рис. 3). Появлению II конуса предшествовали большие знакопеременные наклоны (в сумме более 40 с дуги).

Вторая станция начала работать 10 октября 1975 г. Она располагалась на большем удалении от Северного прорыва, в 3 км к северо-западу от ближайшего III конуса (766, см. рис. 1). Приборы были установлены в лавовой трубе длиной более 100 м на глубине около 20 м от дневной поверхности. Кривые наклонов по обем составляющим показали существенное уменьшение наклона с марта 1976 г., особенно по составляющей север-юг (рис. 7; 1,2). Общее направление наклонов показано на вертикальной диаграмме, построенной за тот же период (рис. 8).

За полтора года наблюдений зарегистрировано опускание земной поверхности в юго-юго-восточном направлении. Полный вектор наклона достигает 10 с, что соответствует изменению превышения в 5 см на линии длиной 1 км.

Результаты геодезического нивелирования и наклономерные наблюдения в районе 20-й точки с 10 октября по 15 февраля 1977 г. подтверждают и дополняют каждый из методов. Нивелирование обнаружило дифференцированный характер движений района. Скорости смещения реперов после окончания работы I, II и III конусов по мере приближения к вулканам увеличиваются. Наклономерные наблюдения установили нестационарный характер движений во времени после окончания работы этих конусов. Направление движения земной поверхности и знак смещений по геодезическим и наклономерным данным в районе расположения наклономерной станции совпадают.

Быстрый наклон на 4 с к востоку с 10 по 20. X 1975 г., вероятно, свидетельствует о спаде напряжений и об опусканиях по разломам, параллельным главному, ориентированному по водоразделу, вдоль оси зоны шлаковых конусов. Далее район северной штольни наклоняется преимущественно на юг, и лишь в январе-феврале 1976 г. направление наклона становится юго-западным.

Южная наклономерная станция, оснащенная двумя уровенными приборами УН-П, была создана в неглубокой лавовой трубе в двух километрах к северо-северо-западу от VIII конуса. Потолок грота находится на глубине от дневной поверхности не более 2—3 м; большие размеры пещеры не позволили в достаточной мере ее термостатировать. Поэтому сезонный ход температуры воздуха в 1976—1977 гг. здесь был около 8°. Кроме серьезных трудностей в эксплуатации наклономеров (осенью и весной необходимо частое регулирование размеров пузырьков уровней), это вызывает ощутимые сезонные наклоны постамента.

Однако во время извержения наклоны вулканического происхождения, несомненно, во много раз превосходили возможные помехи. На графиках рис. 7 (3, 4) показан ход наклонов в южной пещере за период с августа 1976 г. по февраль 1977 г. Здесь примечательно заметное изменение направления наклона с конца октября до прекращения извержения и заметное ускорение наклона по обем составляющим сразу после конца извержения. Изменение вектора наклона показано на диаграмме рис. 9.

С 20. XII 1976 г. по 4. I 1977 г., возможно, подготавливался новый прорыв (или продолжение извержения). Направление наклона на северо-запад свидетельствовало о нарастании напряжений по основной трещине северо-восточного направления, протягивающейся по водоразделу зоны к Плоскому Толбачику. Однако несмотря на то что активизация сопровождалась сильным роением местных землетрясений¹ и заметными растяжениями линий вокруг конуса, продолжения извержения не последовало. Была ли это скрытая интрузия магмы и почему произошла разрядка напряжений остается неизвестным, но с 4. I 1977 г. направление наклона было устойчивым на юго-восток. Скорее всего это было вызвано опусканием крыльев основной трещины северо-северо-восточного направления.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РАЙОНА СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

С сентября 1975 г. по февраль 1977 г. выполнялись измерения линий длиной 1–10 км в районе Северного прорыва светодальномерами, в основном геодиметром модели 8 (см. рис. 1). Исходной точкой измерений являлся пункт 20. Характер изменения длин линий показан на рис. 10. Измерения в сентябре 1975 г. показали ощутимые деформации, возникшие в течение нескольких дней при подготовке и прорыве VIII конуса. Линия длиной 9,2 км до Белой Горки изменилась на 7 см, что в несколько раз превысило синхронные изменения коротких линий. Можно

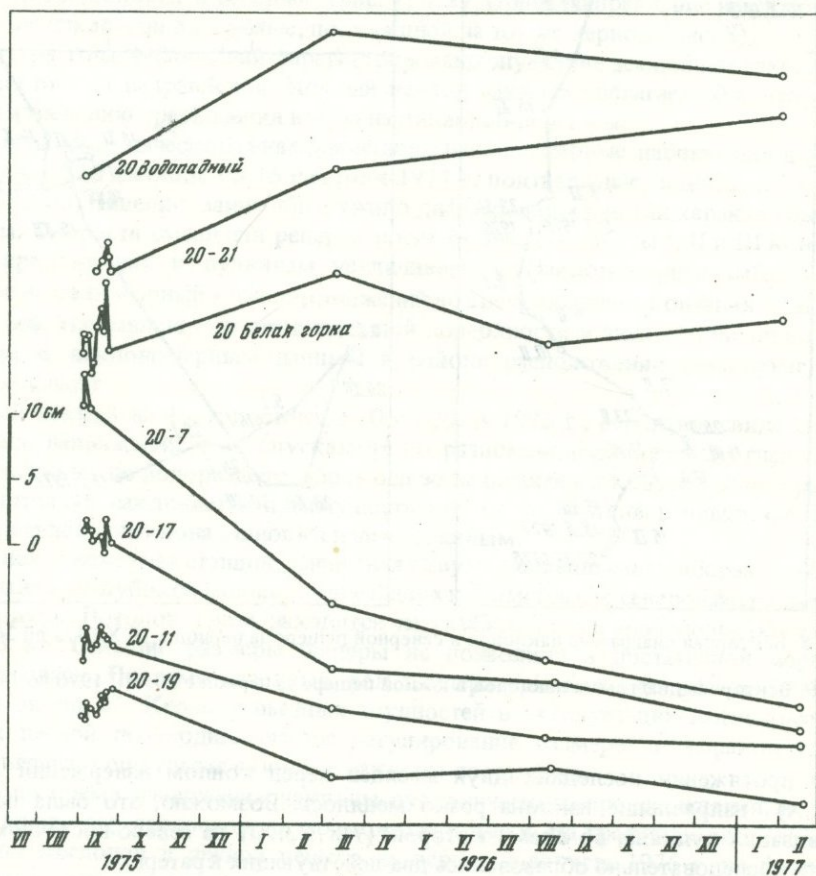


Рис. 10. Изменение длин линий за период с сентября 1975 по февраль 1977

¹ См. статью Федотова С.А., Горельчик В.И. и др. Развитие Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. по сейсмологическим данным (в настоящем сборнике).

предположить существование активного разлома северо-восточного направления западнее пункта 20, являющегося западной границей горстообразного поднятия активной вулканической зоны. Отметим, что по этим данным напряженность в субмеридиональном направлении зоны, затронутой извержением, превышает 10–12 км, а с учетом одновременных крупных деформаций кратера Плоского Толбачика, возможно, и 25–30 км.

До марта 1976 г. линии, расположенные к северу от пункта 20, удлинлись, а короткие, лежащие к югу, сжимались. По-видимому существенное падение напряжений в этот период в районе Северного прорыва было связано с интенсивной разгрузкой на Южном прорыве. Позже, до февраля 1977 г., многотонные сжатия коротких южных линий и удлинения северных постепенно затухают. Частично это можно объяснить опусканием района Северного прорыва, наибольшим в пунктах, расположенных вблизи Новых вулканов (см. рис. 5–7), и, возможно, связанным с обрушением подземных камер и возникновением воронки проседания после образования конусов, вес которых составляет более 1,5 млрд. т.

ВЫВОДЫ

1. Предположительно от начала извержения до прорыва южной бокки I конуса на небольшой глубине под Северным прорывом формировалось силлообразное внедрение магмы мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Этот резервуар затем опустошался до конца извержения I конуса.
2. Оценка размеров питающей дайки Северного прорыва по горизонтальным деформациям, измеренным на западном борту трещины прорыва II конуса, показала, что во время образования каждого из трех первых конусов толщина питающей дайки была немногим более 1 м.
3. Величина избыточного давления магмы при прорыве на поверхность оказалась скромной: 100–250 кг/см².
4. Локальные вертикальные деформации с 28–29.VII в районе южной бокки были связаны с напором прорывающейся к поверхности магмы и достигали 30 м.
5. Опускание в районе конусов Северного прорыва началось сразу после окончания извержения и происходило дифференцированно со скоростями 5–40 см/год.
6. Затухание горизонтальных деформаций и наклонов вблизи Северного прорыва к началу 1977 г. свидетельствовало о спаде напряжений, вызванных эруптивными и постэруптивными процессами.
7. Измерения наклонов вблизи Южного прорыва показали наличие двух основных разломов: субмеридионального, прослеживающегося до Плоского Толбачика, и оперяющего, проходящего по азимуту 300–320° через VIII конус (очевидно совпадающего с направлением трещины прорыва этого конуса).

ЛИТЕРАТУРА

Доброхотов Ю.С. Измерение наклонов земной поверхности высокочувствительными уровнями. В сб.: Медленные движе-

ния земной коры. М., "Наука", 1972, с. 229.
Желтов Ю.П. Механика нефтегазоносного пласта. М., "Недра", 1975. 450 с.

АНАЛИЗ МЕТОДОВ И РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА ТОЛБАЧИНСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ В 1971—1976 гг.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время вопросы, связанные с современными тектоническими процессами, находятся в центре внимания не только специализированных научных, но и производственных организаций, среди которых Главное Управление Геодезии и Картографии (ГУГК) занимает одно из ведущих мест.

Работы Ю. Д. Буланже, Ю. А. Мещерякова (1962), Л. А. Кашина (1973), С. А. Федотова, В. Б. Энмана (1973) и ряда других показали большую информативную возможность геодезических методов в решении задач современной геотектоники.

В связи с этим в последние годы развернулись интенсивные работы в высокосейсмичном районе страны на п-ове Камчатка, что оказалось крайне своевременным.

6 июля 1975 г. началось Большое трещинное Толбачинское извержение. Описание динамики извержения приведено в ряде статей и сообщений (Федотов, Энман и др., 1976). Это извержение считается сильнейшим за историческое время в Курило-Камчатском вулканическом поясе. Из образовавшихся в земной коре трещин на поверхность поступала жидкая лава базальтового типа объемом около $1,5 \text{ км}^3$.

В результате извержения, которое продолжалось до 10 декабря 1976 г., на земной поверхности образовалось восемь вулканических конусов. Наиболее мощными из них являются I, II и III, которые относятся к району Северного прорыва, а также VIII конус (Южного прорыва).

Изучение Большого трещинного Толбачинского извержения производилось с момента его начала силами Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (Федотов, Энман и др., 1976). Для этого были привлечены представители ведущих наук о Земле: геофизики, геодезисты, геологи.

Начиная с июля 1976 г. к выполнению геодезических работ на территории занимающей около $4,5 \text{ тыс. км}^2$, охватывающей зону извержения, приступило предприятие № 2 ГУГК.

Целью работ, выполняемых предприятием, является определение характера площадного распределения деформаций земной поверхности, изучение процессов накопления и стабилизации напряжений земной коры в районе извержения, определения объемов продуктов извержения (лавы, бомб, пепла и т. д.), установление изменений топографии местности. Полученные в результате повторных геодезических измерений результаты помогут установить характер тектонических процессов в земной коре, взаимосвязь процессов подготовки извержений, землетрясений с изменениями на поверхности Земли для прогноза катастрофических извержений и землетрясений. Результаты геодезических измерений позволяют судить о достоверности различных гипотез о блоковом строении земной коры, о существовании сквозькоровых разломов и их динамике.

Известно, что многолетние усилия ГУГК завершились созданием сплошной сети триангуляции и нивелирования на всей территории СССР. Так в районе вулкана Толбачик в 1971—1973 гг. была создана сеть триангуляции и нивелирования, которую и было решено принять за начальную эпоху.

В период с июля по октябрь 1976 г. на территории Толбачинского геодинамического полигона Предприятием № 2 были выполнены следующие работы: 1) измерение горизонтальных и вертикальных углов по программе II класса; 2) измерения 36 сторон триангуляции по программе базисных измерений I класса; 3) геометрическое нивелирование II класса; 4) стереотопографическая съемка масштаба $1 : 25000$.

В настоящей работе рассматриваются методы и результаты измерений в плановой геодезической сети (триангуляции, линейные измерения).

Наличие государственной геодезической сети II, III классов, построенной в районе извержения в 1971–1973 гг., позволило определить характер площадного распределения горизонтальных и (в некоторой мере) вертикальных деформаций земной поверхности. С этой целью математическая обработка результатов измерений была выполнена в такой последовательности: 1) предварительная обработка, оценка точности; 2) вычисление разностей горизонтальных направлений; 3) уравнивание сетей триангуляций 1971 и 1976 гг.; 4) вычисление векторов горизонтальных смещений пунктов триангуляции, оценка их точности; 5) вычисление разностей уравненных сторон триангуляции; 6) вычисление разностей превышений и уравненных отметок пунктов, определенных путем геодезического нивелирования.

Анализ результатов математической обработки показал, что в районе Большого трещинного Толбачинского извержения обнаружены подвижки земной поверхности порядка 30 см за период 1971–1976 гг., определен характер площадного распределения деформаций земной поверхности, подтверждено наличие и положение сквозь-корового разлома, определенного по геофизическим данным (Аносов, Балеста и др., 1974).

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Геодезическая сеть на Толбачинском геодинамическом полигоне состоит из 25 пунктов (рис. 1). Из них 24 совмещены с пунктами государственной сети, пункт 19 построен заново.

С 2. VIII 1970 г. по 16. IX 1973 г. на участке сети, совмещенной с новой сетью геодинамического полигона, были выполнены измерения углов и направлений по программе II класса (вес направления 24–35) на 21 пункте, по программе III класса (вес направления 18) на 3 пунктах. Инструменты и методы измерений, максимальные расхождения направлений и углов в программе, процент повторных измерений соответствуют требованиям инструкции (Инструкция. . . , 1966).

Выполненный анализ точности по свободным членам условий фигур показал, что средняя квадратическая ошибка измеренных углов II класса равна $\pm 1,02''$. Распределение значений невязок треугольников близко к нормальному.

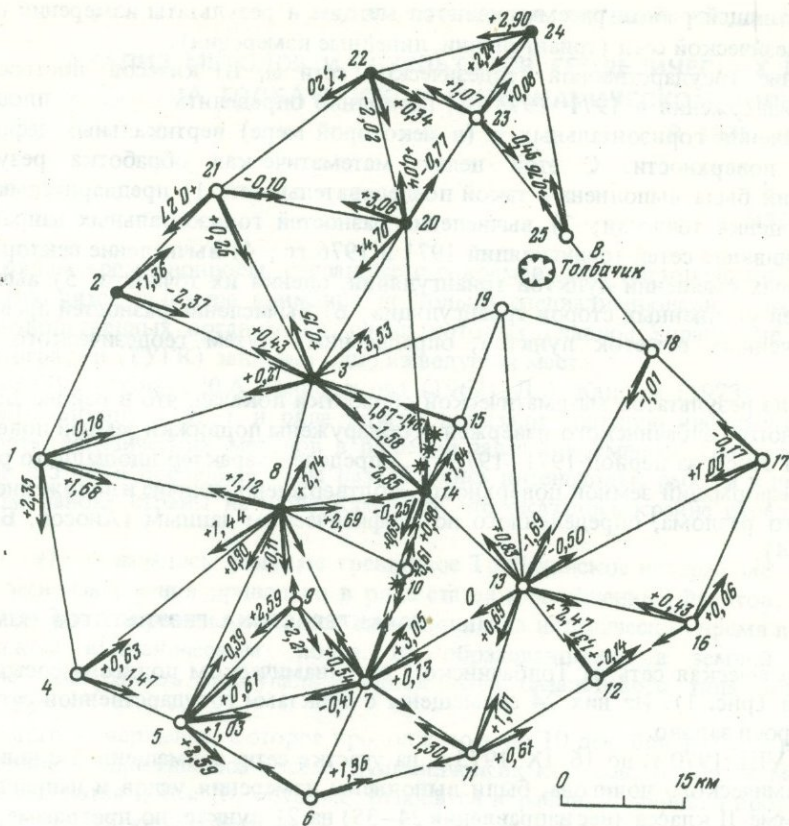
Сейсмическая активность в районе Ключевской группы вулканов, в которую входит и вулкан Плоский Толбачик, по работам ряда авторов (Токарев, Широков, Зобин, 1974; Федотов, Кондратенко, 1975; Федотов, Токарев и др., 1974) в период с августа по сентябрь 1973 г. была низкой. В 1971 г. когда был выполнен основной объем измерений, в районе вулкана Толбачик отмечено одно землетрясение на глубине более 150 км ($K_{S1,2}^{Ф68} = 10$).

Результаты измерений, выполненных на участке государственной геодезической сети, совмещенной с новой сетью геодинамического полигона, могут использоваться для анализа горизонтальных подвижек пунктов триангуляции, как начальная эпоха.

Измерения 1976 г. относятся ко времени окончания извержения на Южном прорыве (извержение на Северном прорыве закончилось 15.IX 1975 г.; Федотов, Энман и др., 1976).

В период с 31 июля по 15 октября были выполнены измерения углов и направлений по программе II класса с весом направления 24–35. Результаты измерений и применяемая методика удовлетворяют требованиям инструкции. Из анализа распределения значений свободных членов условий фигур установлено, что оно близко к нормальному, средняя квадратическая ошибка измеренного угла, полученная по формуле Ферреро, равна $\pm 0,73''$.

В период с 28. VII по 11. X 1976 г. на Толбачинской сети были выполнены высокоточные измерения ряда сторон. Все измерения выполнены светодальномерами СГ-3. Программа измерений включает выполнение 12 приемов, разделенных на 4 серии. В зависимости от погодных условий применялись два метода распределения



Р и с. 1. Схема сети триангуляции Толбачинского полигона
Изменение направлений за период 1971—1975 гг.

серий по времени. Всего было измерено 36 линий. 61% из них измерены таким образом, что серии измерений распределялись равномерно по местному времени в сутках: утром, в полдень, вечером и в полночь. Остальные линии измерялись только в вечерние и утренние видимости. При этом в один день выполнялись две серии измерений (утром и вечером). Измерения температуры, влажности и давления производились только на концах линий. Температура и влажность измерялись с помощью стандартных аспирационных психрометров Ассмана, а давление — барометрами-анероидами. Время измерений параметров атмосферы в точках установки отражателей согласовывалось с руководителем бригады, измерения выполнялись с периодом 10 мин от начала и до конца наблюдений. Психрометры устанавливались на высоте распространения сигнала. Элементы приведения определялись графически. Для оценки стабильности постоянных поправок приемопередатчиков до начала и после окончания линейных измерений производились измерения на контрольном базисе, который располагается в районе г. Петропавловска-Камчатского. Контрольный базис протяженностью 2990,317 м измерен проволокой с относительной ошибкой 1 : 670 000. В результаты измерений линий были введены постоянные поправки приборов, определенные в заводских условиях, так как они близки по величине к поправкам, полученным на контрольном базисе. На станциях оценка точности измерений линий выполнялась по отклонениям от среднего значения, полученного из различных приемов. Относительная средняя квадратическая ошибка измерений наклонных дальностей изменяется от 1 : 16 000 000 до 1 : 2 500 000, что свидетельствует о тщательности подбора времени измерений, благоприятных условиях прохождения сигнала, о стабильности работы прибора во время измерений.

Предварительная обработка результатов измерений

Целью предварительной обработки результатов геодезических измерений является приведение измеренных величин на определенную математическую поверхность, оценка точности результатов измерений, анализ результатов с целью обнаружения возможных просчетов.

При редуцировании измеренных направлений на плоскость применялись одни и те же формулы для наблюдений 1971 и 1976 гг., что сохраняет идентичность редуцированных величин при неизменном гравитационном поле.

В измеренные направления, приведенные к центрам знаков, были введены поправки за кривизну изображения геодезической линии на плоскости, которые вычислялись по формуле

$$\delta_{i,j} = \frac{x_i - x_j}{6R^2} (2y_i + y_j),$$

где x, y — коэффициенты пунктов i и j , R — средний радиус кривизны эллипсоида.

Оценка точности измеренных величин выполнялась по принятым формулам. В триангуляции средняя квадратическая ошибка измеренного угла вычислялась по формуле Ферреро

$$m_\beta = \pm \sqrt{\frac{[WW]}{3n}},$$

где W — невязки треугольников, n — число треугольников. Кроме этого, качество угловых измерений оценивалось по величинам свободных членов полюсных условий.

Измеренные наклонные дальности оценивались по уклонениям значений, полученных из каждого приема, от среднего

$$M_D = \pm \sqrt{\frac{[VV]}{k(k-1)}},$$

где V — уклонения от среднего, k — число приемов.

Затем подсчитывались относительные средние квадратические ошибки наклонных дальностей.

При редуцировании наклонных дальностей на плоскость были введены следующие поправки:

- 1) за наклон линии

$$\Delta D_\alpha = -\frac{h^2}{2D} - \frac{h^4}{(2D)^3},$$

где h — превышение концов линии, D — измеренная наклонная дальность, приведенная к центрам пунктов;

- 2) за переход к поверхности эллипсоида

$$\Delta D_{\text{эл}} = -\frac{H_{\text{ср}} + l_{\text{рср}}}{R'} D_0 + \frac{(H_{\text{ср}} + l_{\text{рср}})^2}{R'^2} D_0,$$

где $H_{\text{ср}}$ — средняя высота линии, $l_{\text{рср}}$ — средняя высота квазигеоида над эллипсоидом, D_0 — приведенное к горизонту расстояние между станциями, R' — радиус кривизны нормального сечения, приведенного по азимуту измеряемой линии;

- 3) за переход от эллипсоида на плоскость

$$\Delta D_{\text{пл}} = D_{\text{эл}} \left(\frac{y_{\text{ср}}^2}{2R^2} + \frac{\Delta y^2}{24R^2} + \frac{y_{\text{ср}}^4}{24R^4} \right),$$

где $y_{\text{ср}}$ — средняя ордината линии, Δy — разность ординат концов линии, R — средний радиус кривизны.

Для оценки точности линейных измерений в целом по сети в треугольниках вычислялись углы по сторонам, редуцированным на плоскость. По разностям измеренных и вычисленных углов определена средняя квадратическая ошибка разности

$$m_d = \pm \sqrt{\frac{[dd]}{n}},$$

где d — разности углов, n — число разностей. Используем соотношение

$$m_d^2 = m_{\beta_{\text{г}}}^2 + m_{\beta_{\text{л}}}^2,$$

в котором $m_{\beta_{\text{г}}}$ и $m_{\beta_{\text{л}}}$ — соответственно средние квадратические ошибки измеренных и вычисленных углов, получая величину $m_{\beta_{\text{л}}}$.

Относительная средняя квадратическая ошибка редуцированной линии вычислена по формуле

$$\frac{m_D}{D} = \frac{m_{\beta_{\text{л}}}}{\sqrt{2} \rho''}.$$

При $m_d = \pm 0,098$, $m_{\beta_{\text{г}}} = \pm 0,068$ величина $m_D \cdot D = 1 : 430\,000$.

УРАВНИВАНИЕ СЕТЕЙ ТРИАНГУЛЯЦИИ

При уравнивании сетей триангуляции 1971 и 1976 гг. приняты следующие условия:

1) сети уравнивались как свободные, так как нет достаточно четких подтверждений блокового строения земной коры; поэтому из всего множества пунктов выбиралась пара, которая находится на максимальном удалении от действующих вулканов и предположительно расположена на одном блоке;

2) для сетей триангуляции 1971 и 1976 гг. принимались одни и те же исходные даты: длина и дирекционный угол одной стороны, координаты начального пункта;

3) длина базисной стороны вычислялась из измерений 1976 г. (наклонная дальность, редуцированная на плоскость);

4) дирекционный угол базисной стороны вычислялся по координатам, определенным по результатам измерений 1971 г.;

5) для определения достоверности уравненных величин производилось сравнение измеренных и уравненных сторон триангуляции (сохранение масштаба сети). Уравнивание выполнялось в нескольких вариантах (в каждом варианте принимались свои исходные геодезические даты).

В настоящее время полностью выполнено уравнивание сетей по первому (исходные пункты 1 и 2) и второму (исходные пункты 16 и 17) вариантам.

Уравнивание сетей триангуляции выполнялось по программе А.И. Балашова (1971), в которой предусмотрен итерационный метод решения нормальных уравнений.

Уравнивание сетей триангуляции 1971 и 1976 гг. имеет ряд особенностей. В районе вулканов Плоский и Острый Толбачики существует "окно" в сплошной сети триангуляции. В сети 1976 г. "окно" несколько уменьшено в связи с добавлением пункта 19, что уменьшило ошибку положения пункта 25 относительно исходных на 53% по сравнению с сетью 1971 г.

Исходя из особенностей сети и используемой программы (накопление ошибок положения пунктов с увеличением их числа), сеть триангуляции 1971 г. уравнена следующим образом.

Вначале была уравнена триангуляция II класса без пунктов 22, 23, 24 и 25, координаты которых затем вычислены по формулам котангенсов углов треугольников. Координаты пунктов триангуляции III класса определялись из уравнения систем, которые они образуют с пунктами II класса.

Таблица 1

Разности измеренных и уравненных сторон триангуляции 1976 г.

Название линий	$S_{изм}, м$	I вариант		II вариант	
		$S_1, м$	$d_1 = S_1 - S_{изм}, см$	$S_2, м$	$d_2 = S_2 - S_{изм}, см$
3-20	14739,964	0,135	+17,1	9,949	-1,5
3-19	16232,642	2,718	+ 7,6	2,618	-2,4
5-15	11994,405	4,543	+13,8	4,465	+6,0
3-14	12793,001	3,146	+14,5	3,064	+6,3
3-1	22890,696	0,783	+8,7	0,581	-11,5
3-2	17423,388	3,538	+17,0	3,318	-7,0
3-21	17291,569	1,735	+16,6	1,519	-5,0
13-7	15260,832	0,926	+9,4	0,814	-1,8
13-11	14973,300	3,387	+8,7	3,268	-3,2
13-12	9921,780	1,882	+10,2	1,777	-0,3
13-16	13912,521	2,676	+15,5	2,508	-1,3
13-18	21532,594	2,785	+19,1	2,605	+1,1
13-15	14153,609	3,721	+11,2	3,661	+5,2
7-10	9448,253	8,299	+4,6	8,241	-1,2
7-14	16105,375	5,480	+10,5	5,374	-0,1
7-8	15825,065	5,201	+13,6	5,101	+3,6
8-9	7102,047	2,046	-0,1	2,001	-4,6
8-4	21721,526	1,489	-3,7	1,530	+0,4
8-5	19483,468	3,462	-0,2	3,328	-14,0
14-13	10940,972	1,044	+7,2	0,992	+2,0
14-15	6278,585	8,586	+0,1	8,554	-3,1
14-10	6671,682	1,722	+4,0	1,673	-0,9
12-11	11767,914	8,013	+9,9	7,892	-2,2
12-16	8949,568	9,546	-2,2	9,474	-9,4
2-21	11860,454	0,636	+18,2	0,386	-6,8
24-25	16644,008	4,268	+26,0	3,923	-8,5
24-23	8891,817	1,774	-4,3	1,777	-4,0
20-21	15537,282	7,458	+17,6	7,246	-3,6
20-23	9751,254	1,267	+1,3	1,191	-6,3
6-5	12301,793	1,811	+1,8	1,734	-5,9
8-5	15079,563	9,598	+3,5	9,493	-7,0
19-15	10034,362	4,396	+3,4	4,345	-1,7
23-25	11801,474	1,658	+18,4	1,411	-6,3
16-17	14420,415	0,484	+6,9	0,452	+3,7

Сеть триангуляции 1976 г. уравнивалась в двух вариантах с одними и теми же исходными пунктами (1 и 2) с целью выбора оптимального. В первом варианте сеть была уравнена с использованием только угловых измерений. Во втором варианте были использованы результаты линейных измерений. Так как используемая нами программа предназначена для уравнения только триангуляции, то задача состояла в том, чтобы, используя линейные измерения, "восстановить" сплошную сеть триангуляции. С этой целью нами использовано предложение П.А. Гайдаева, заключающееся в том, что в сети триангуляции II класса можно не измерять некоторые направления. Вместо этого предложено производить измерения двух сторон треугольника (Гайдаев, 1970). Таким образом, в треугольнике можно вычислить не измерявшиеся два угла по измеренным двум сторонам и углу между ними. Используя это предложение, мы "восстановили" сплошную сеть триангуляции.

Сравнение измеренных и уравненных сторон триангуляции 1976 г., полученных в первом и втором вариантах, показало (табл. 1), что масштаб сети менее всего искажается при уравнивании сплошной сети.

При уравнивании сетей триангуляции 1971 и 1976 гг. по второму варианту (исходные пункты 16 и 17) методика определения координат эпохи 1971 г. не изменилась, а координаты пунктов 1976 г. определены из уравнивания сплошной сети.

Анализ разностей измеренных и уравненных величин

Согласно предложению Л.А. Кашина выполнялось сравнение измеренных направлений 1971 и 1976 гг. (Кашин, 1973). Это дало первую информацию о площадном распределении деформаций земной поверхности (см. рис. 1).

Направления 1971 г. показаны здесь сплошными линиями. Стрелками на линиях отмечены начальные направления. Остальные стрелки показывают направления и величину (в секундах дуги) изменения направлений 1976 г. относительно положений направлений 1971 г.

Пункты, на которых получены разности, превышающие двойную ошибку, показаны залитыми кружками. Очевидно они располагаются в зоне значительных подвижек, которая включает в себя Южный и Северный прорывы, а также распространяется севернее их. Это указывает на возможность использования метода сравнения непосредственно измеренных величин для получения первичной качественной картины происшедших на местности изменений.

Следующим источником информации о деформациях земной поверхности являются векторы смещений пунктов триангуляции.

Модуль вектора смещения пункта вычислялся по формуле

$$r = \sqrt{(x_{II} - x_I)^2 + (y_{II} - y_I)^2},$$

где x_I, y_I, x_{II}, y_{II} — координаты пункта соответственно эпох 1971 и 1976 гг.

Средние квадратические ошибки векторов определялись по формуле

$$m_r = \pm \sqrt{M_{x_I}^2 + M_{x_{II}}^2 + M_{y_I}^2 + M_{y_{II}}^2},$$

где M_x, M_y — средние квадратические ошибки координат пункта относительно исходных, полученные по результатам уравнивания.

Дирекционный угол θ направления вектора r определялся из следующего соотношения

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{y_{II} - y_I}{x_{II} - x_I}$$

Средняя квадратическая ошибка дирекционного угла вектора определялась из приближенной формулы

$$m_\theta = \rho^0 \frac{M}{r} \sqrt{2},$$

где M — ошибка положения пункта относительно исходных.

Результаты вычисления векторов смещения пунктов и оценка их точности приведены в таблицах 2 и 3. На рис. 2 нанесены векторы, сверху указаны их модули и снизу ошибки модулей (в сантиметрах).

Из сопоставления характера направлений и величин векторов смещений пунктов триангуляции можно заключить, что в районе Северного и Южного прорывов отмечены значительные деформации земной поверхности. Направление векторов смещений свидетельствует о расширении всей зоны. На площади, ограниченной пунктами 2, 3, 20 и 21, произошло значительное сжатие земной поверхности.

Сравнение данных рис. 2, а, б показывает, что при определении векторов смещений по результатам уравнивания свободных сетей необходимо использовать несколько вариантов исходных геодезических дат. Любой из вариантов не дает уверенной картины площадной деформации земной поверхности. Это является недостатком отображения подвижек в виде векторов.

Таблица 2

Векторы смещений пунктов (1 вариант уравнивания)

№ пункта	Модуль вектора, см	Средняя квадратическая ошибка вектора	Дирекционный угол θ	Средняя квадратическая ошибка m_θ
3	18,3	$\pm 8,6$	346 ⁰ 43'	32,4 ⁰
4	10,0	10,0	218 56	69,9
5	13,5	12,3	108 34	61,4
6	19,2	16,5	120 18	57,6
7	20,8	12,6	85 35	34,8
8	7,9	8,8	4 20	69,0
9	15,2	11,7	61 14	47,1
10	31,2	13,3	78 09	24,5
11	37,6	19,0	71 22	31,6
12	40,9	21,1	44 39	30,0
13	35,4	17,1	57 55	29,4
14	32,4	12,7	63 39	25,3
15	33,6	12,9	60 09	25,2
16	35,8	24,0	39 06	41,6
17	29,7	25,8	15 13	58,0
18	33,3	21,5	7 09	44,0
20	13,6	12,7	194 27	66,4
21	10,9	8,1	185 49	44,0
22	33,0	27,5	211 37	54,2
23	30,5	23,6	230 12	58,7
24	46,2	27,8	236 33	40,5
25	29,3	18,1	306 24	69,4

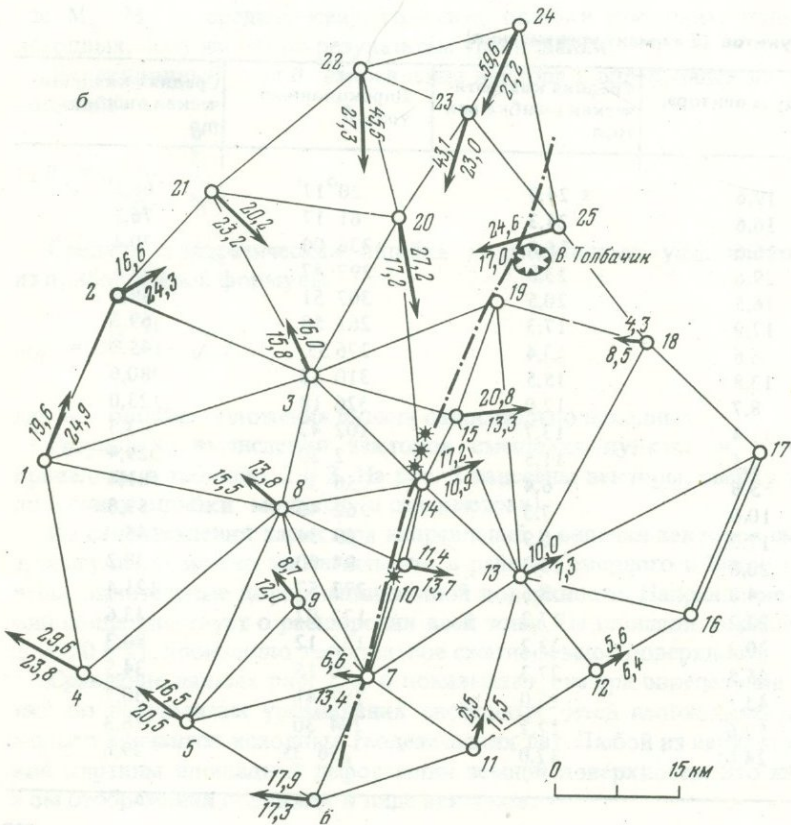
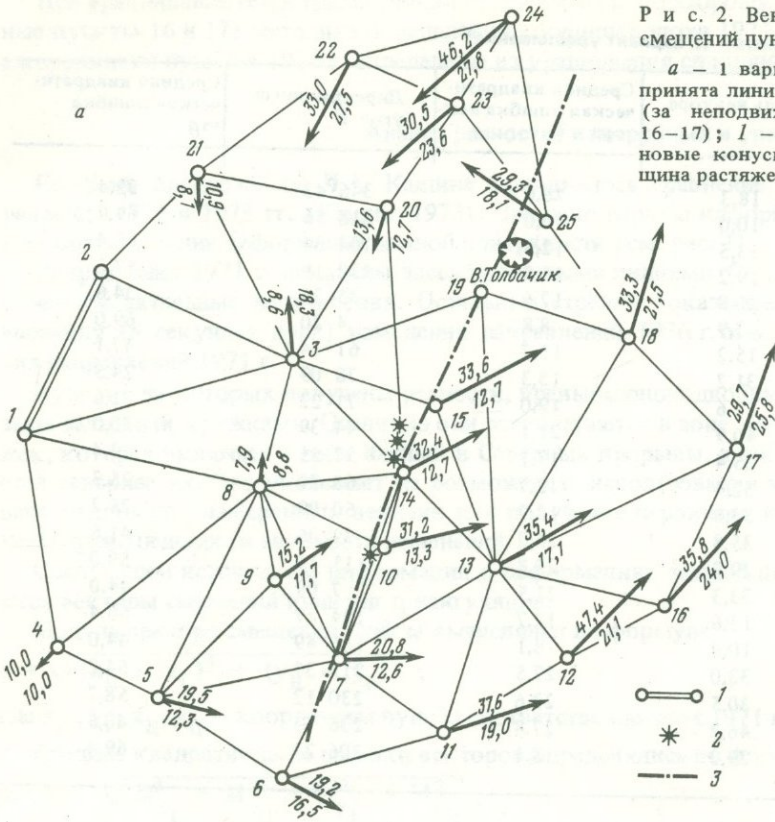
Таблица 3

Векторы смещений пунктов (2 вариант уравнивания)

№ пункта	Модуль вектора, см	Средняя квадратическая ошибка вектора	Дирекционный угол θ	Средняя квадратическая ошибка m_θ
1	19,6	$\pm 24,9$	20 ⁰ 17'	66,5 ⁰
2	16,6	24,3	61 17	76,5
3	16,6	15,8	336 00	70,4
4	29,6	23,8	297 47	57,5
5	16,5	20,5	307 51	89,0
6	17,9	17,3	261 58	69,3
7	6,6	13,4	276 55	145,8
8	13,8	15,5	310 52	80,6
9	8,7	12,0	326 18	123,0
10	11,4	13,7	102 42	73,3
11	2,5	11,5	2 20	329,4
12	5,6	6,4	56 35	81,4
13	10,0	7,3	62 40	59,3
14	17,2	10,9	69 34	46,1
15	20,8	13,3	97 00	38,2
18	4,3	8,5	277 57	121,4
20	27,2	17,2	173 02	43,6
21	20,2	23,2	135 12	80,3
22	45,5	27,3	180 15	34,5
23	43,1	23,0	197 41	30,7
24	59,6	27,2	204 30	26,3
25	24,6	17,0	256 35	39,6

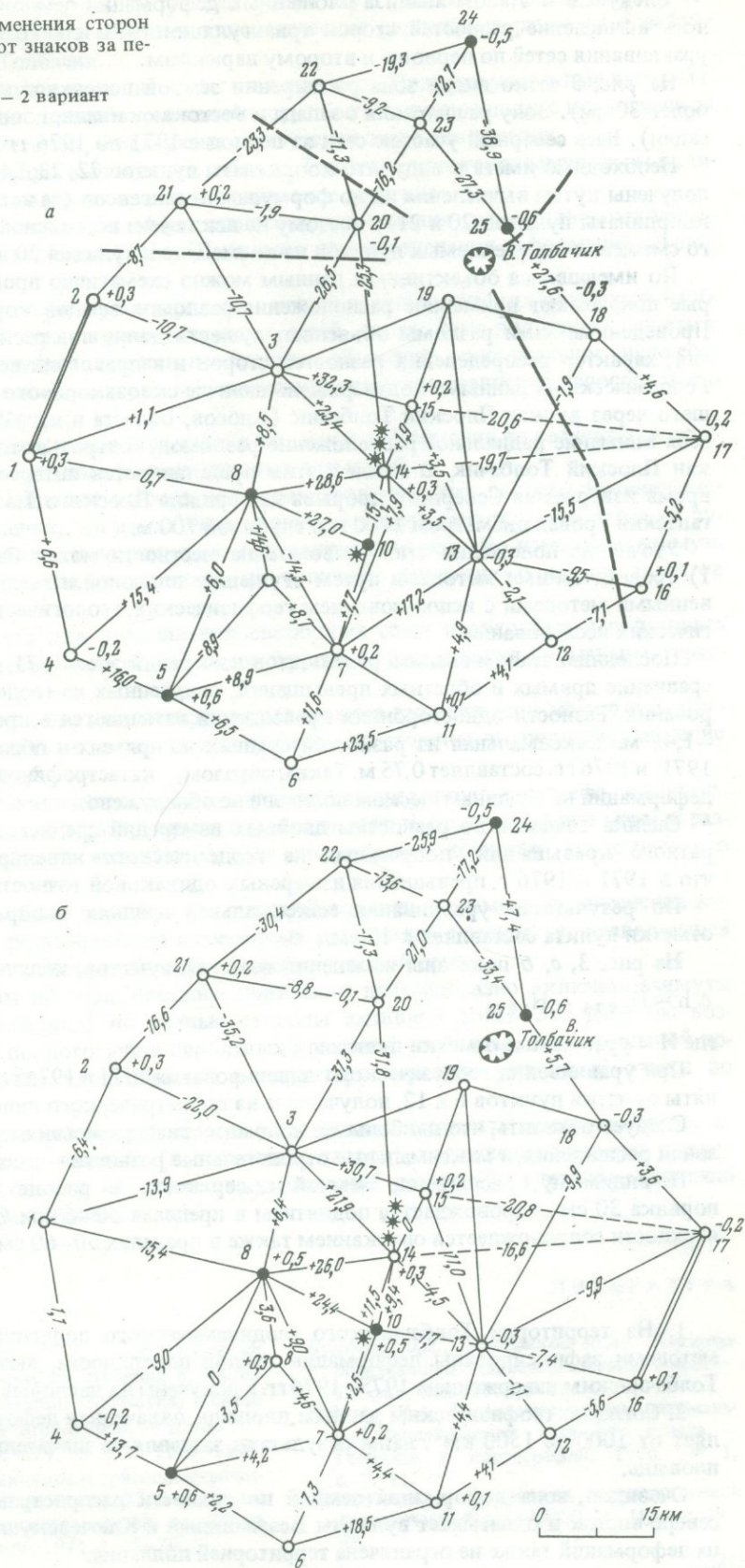
Р и с. 2. Векторы горизонтальных смещений пунктов триангуляции

а – 1 вариант (за неподвижную принята линия 1–2); *б* – 2 вариант (за неподвижную принята линия 16–17); 1 – исходный базис; 2 – новые конусы; 3 – основная трещина растяжения



Р и с. 3. Вектор изменения сторон
 триангуляции и высот знаков за пе-
 риод 1971—1976 гг.

а — 1 вариант; б — 2 вариант



Следующим этапом анализа площадных деформаций земной поверхности явилось вычисление разностей сторон триангуляции 1971 и 1976 гг., полученных из уравнивания сетей по первому и второму вариантам.

На рис. 3 четко видна зона расширения земной поверхности (разности сторон более 30 см). Зону расширения с запада и востока окаймляет зона сжатия (компенсации). Весь северный участок сети за период с 1971 по 1976 гг. претерпел сжатие.

Необходимо иметь в виду, что координаты пунктов 22, 23, 24 и 25 эпохи 1971 г. получены путем вычисления их по формулам котангенсов (за исходные были взяты координаты пунктов 20 и 21); поэтому не исключена возможность систематического смещения определяемых пунктов из-за смещения пунктов 20 и 21.

По имеющимся объективным данным можно схематично провести линии, которые показывают примерное расположение разломов земной коры (см. рис. 3, а). Проведенные нами разломы объясняют существование зон расширения и зон сжатия, характер распределения разностей сторон и направлений векторов смещений. Геодезическими данными подтверждено наличие сквозькорового разлома, проходящего через вулкан Плоский Толбачик (Аносов, Балеста и др., 1974). Обращает на себя внимание радиальное расположение разломов, центром которых является вулкан Плоский Толбачик. В связи с этим представляется интересным факт, что во время извержения Северного прорыва на вершине Плоского Толбачика возник гигантский провал диаметром 1700 м и глубиной 700 м.

Уточнение положения этих разломов на местности может быть осуществлено: 1) геодезическими методами путем сгущения плановой и высотной сети; 2) косвенными методами с использованием геофизических, геологических и геоморфологических исследований.

Последним этапом анализа результатов измерений эпох 1971 и 1976 гг. явилось сравнение прямых и обратных превышений, полученных из геодезического нивелирования. Разности односторонних превышений изменяются в пределах от +0,88 до -1,42 м. Максимальная из разностей средних из прямых и обратных превышений 1971 и 1976 гг. составляет 0,75 м. Таким образом, катастрофических вертикальных деформаций на геодинамическом полигоне не обнаружено.

Оценка точности по разностям двойных измерений среднего из прямого и обратного превышений, полученных из геодезического нивелирования показала, что в 1971 и 1976 г. превышения измерены с одинаковой точностью ± 3 см на 1 км.

По результатам уравнивания максимальная средняя квадратическая ошибка отметки пункта составляет ± 10 см.

На рис. 3, а, б показаны изменения отметок пунктов, полученные по формуле $\Delta h = H_{1976} - H_{1971}$,

где H — уравненные отметки пунктов.

При уравнивании геодезического нивелирования 1971 и 1976 гг. за исходные приняты отметки пунктов 6 и 12, полученные из геометрического нивелирования.

Следует отметить, что наибольшие положительные разности отметок совпадают с зоной расширения, а максимальные отрицательные разности — с зоной сжатия.

По-видимому, расширение земной поверхности в районе новых прорывов порядка 30 см сопровождается поднятием в пределах 50–60 см. Сжатие земной поверхности сопровождается опусканием также в пределах 50–60 см.

ВЫВОДЫ

1. На территории Толбачинского геодинамического полигона геодезическими методами зафиксированы деформации земной поверхности, вызванные Большим Толбачинским извержением 1975–1976 гг. и получены их числовые величины.

2. Согласно геофизическим данным площадь, охваченная деформациями, составляет от 1000 до 1500 км², наши результаты заставляют значительно увеличить эту площадь.

Очевидно, зона деформаций земной поверхности распространяется на север и северо-восток и охватывает вулканы Безымянный и Ключевскую сопку. На юге зона деформаций также не ограничена территорией полигона.

3. Полученные результаты допускают "сдвиговую" интерпретацию процесса, более того, они позволяют наметить гипотетические радиальные разломы в районе вулкана Плоский Толбачик.

Однако, возможна и иная интерпретация процесса. Поэтому уверенные выводы о первопричинах происшедших изменений могут быть получены лишь с привлечением всего комплекса методов, участвующих в изучении этого извержения.

4. Результаты и опыт выполнения работ на Толбачинском геодинимическом полигоне имеют не только научное, но и методическое значение:

а) выявлена возможность эффективного использования государственных геодезических сетей триангуляции II и III классов для определения деформаций земной поверхности;

б) показано, что при проектировании новых геодинимических полигонов необходимо сохранять центры существующих сетей, схему сети допустимо менять в исключительных случаях, так как необходимо обеспечить максимальное число совпадающих направлений, которые можно использовать для сравнения непосредственно измеренных величин;

в) показана возможность извлечения полезной информации из результатов сравнения непосредственно измеренных угловых элементов;

г) даны рекомендации выбора исходных геодезических дат при уравнивании двух эпох наблюдений, что имеет важное значение; если масштаб сети задается путем непосредственного измерения, то ориентирование сети без измерения азимута остается произвольным, что влияет на величину поперечного сдвига пунктов триангуляции;

д) показано, что для уравнивания свободных сетей необходимо использовать программы, в основу которых положен строгий метод решения нормальных уравнений;

е) подтверждено, что для контроля уравнивания триангуляции можно и целесообразно использовать непосредственно измеренные стороны, что повышает значение линейных измерений.

Поскольку вулканические районы отличаются изрезанностью рельефа, значительными перепадами высот, затрудненной проходимостью, следует принять меры к разработке методики и аппаратуры для повышения точности геодезического нивелирования.

Это позволило бы и определить с должной точностью возможные изменения высот и выполнить редуцирование измеренных длин линий с точностью, позволяющей осуществить совместное уравнивание линейно-угловой сети.

В состав работ по геодезическим полигонам целесообразно включать азимуты Лапласа, расположенные по разные стороны активной зоны. Это дало бы возможность более полного учета вероятных вращений отдельных блоков земной поверхности, дало бы представление о характере вариаций уклонений отвеса во времени.

Анализ деформаций земной поверхности должен включать сравнение непосредственно измеренных величин (направлений, сторон), вычисление векторов смещений пунктов и оценку их точности, вычисление разностей уравниваемых величин (сторон и их дирекционных углов).

ЛИТЕРАТУРА

- Аносов Г.И., Балеста С.Т. и др. Основные черты тектонического строения Ключевской группы вулканов (Камчатка) в связи с ее глубинной структурой. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1192–1195.
- Балашов А.И. Уравнивание тригонометрических сетей на ЭЦВМ Минск 22. В сб.: Уравнивание геодезических сетей на ЭЦВМ Минск 22, Гомель, 1971, с. 55–70.
- Буланже Ю.Д., Мещеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры. — Геофиз. бюл., 1962, № 12.
- Гайдаев П.А. О проектировании оптимальной геодезической сети 2-го класса. — Геодезия и картография, 1970, № 1, с. 7–11.
- Инструкция о построении государственной геодезической сети СССР. М., 1966, с. 29–48.

Кайин Л.А. О постановке изучения современных движений земной коры геодезическими методами. — В сб.: Современные движения земной коры, Тарту, 1973, № 5, с. 341–347.

Токарев П.И., Широков В.А., Зобин В.М. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 46–52.

Федотов С.А., Кондратенко А.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., "Наука", 1975, с. 150–162.

Федотов С.А., Токарев П.И. и др. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.). — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск "Наука", 1974, с. 35–46.

Федотов С.А., Энман В.Б. Программа геодезических работ по изучению современных движений земной коры на Камчатке. — В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 267–273.

Федотов С.А., Энман В.Б. и др. Внедрение базальтов и образование питающих трещин Большого Толбачинского извержения 1975 г. по геодезическим данным. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 170–173.

О НАКЛОНАХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ВТОРОГО КОНУСА ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1975 г.

В комплекс работ, проводимых во время трещинного Толбачинского извержения, входили измерения наклонов и вертикальных смещений земной поверхности с помощью уренных наклономеров УН-П (Доброхотов, 1972) и нивелирования. В этой работе рассматриваются результаты измерений, выполненных с 28 июля по 15 августа 1975 г., которые отразили деформации земной поверхности, предшествующие и сопутствующие образованию II конуса.

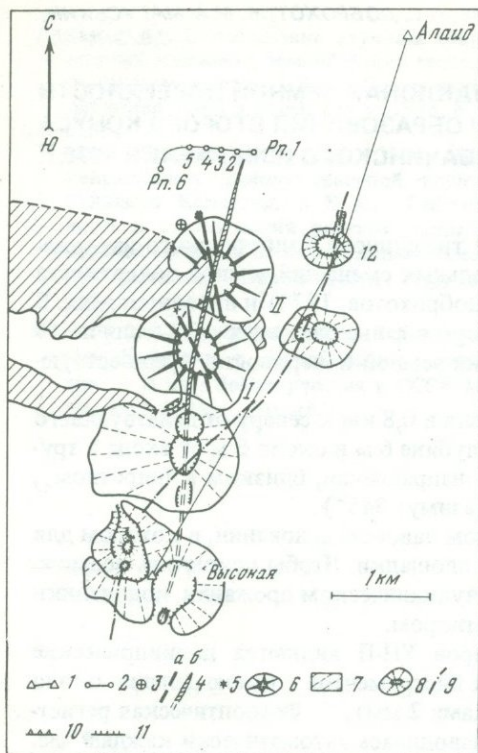
Два наклономера были установлены 28 июля в 0,8 км к северу от действующего I конуса в лавовой трубе старого потока на глубине 6 м и около 6 м от входа в трубу (рис. 1). Один прибор был установлен в направлении, близком к широтному, (азимут 78°), другой — к меридиональному (азимут 345°).

Наклономеры были установлены на твердом лавовом основании, в котором для размещения подпятников были выдолблены площадки. Чтобы исключить возможное смещение прибора при землетрясениях и вулканическом дрожании, подпятники были скреплены с основанием цементным раствором.

Чувствительными элементами наклономеров УН-П являются цилиндрические уровни, изготавливаемые для астрономических инструментов с ценою деления около одной секунды (при расстоянии между штрихами 2 мм). Фотооптическая регистрация перемещения пузырьков уровней производилась автоматически каждый час. Чувствительность прибора к наклону близка к 0,2 сек/км записи. В каждом приборе установлено параллельно три уровня. При экспозиции на ленте фотографируется группа из шести светящихся точек — положений концов пузырьков уровней. Наклон прибора определяется с ошибкой $\pm 0,1-0,2''$.

Показания приборов записывались с 28 июля по 12 августа. С 28 июля по 2 августа наклоны по обеим составляющим близки к нулю. На рис. 2 показан ход наклонов от 2 по 12 августа по составляющим восток-запад и север-юг. На этом графике отражены события, связанные с окончанием работы I конуса и началом работы II конуса (Федотов, Хренов, Чирков, 1976; Федотов, Эман и др., 1976). В ночь с 6 на 7 августа I конус затих, прекратилось излияние лавы из северной бокки. В это время наклономеры зарегистрировали увеличение наклона земной поверхности в направлении на юго-запад до $5''$, $4''$; при этом в юго-западном направлении поверхность опускалась. Эксплозивная деятельность I прорыва возобновилась в 6 час утра 7 августа. 8 августа около 18 час I конус начал выбрасывать светлый пепел и, проработав в таком режиме около 11 час, окончательно затих. Окончание деятельности I конуса охарактеризовалось интенсивным наклоном на северо-восток, численно равным $18''$ ($6''$ — на север и $17''$ — на восток).

9 августа в 18 час 50 мин в 0,8 км севернее прекратившего к этому моменту свою деятельность I конуса, на относительно ровном месте образовалась трещина и началось формирование II конуса. В первые часы извержения работали 12–15 жерл, расположенных по линии протяженностью более 350 м, имеющей азимут около 345° . В дальнейшем извержение сконцентрировалось в центральных жерлах и в 200 м от места наблюдения наклонов (считая от ближайшего жерла) начал расти II конус. Запись наклонов показывает (см. рис. 2), что перед прорывом II конуса в субширотном направлении, перпендикулярном питающей трещине, величина наклонов достигла $45''$ (направление преимущественно на запад). 9 августа после 18 час, непосредственно перед прорывом II конуса и 10 августа после 12 час наблюдались большие скачки в наклоне, пузырьки уровней ушли со шкалы и величины наклонов определялись приблизительно по числу оборотов подъемного винта. Эти приближенные значения наклонов на рис. 2 показаны пунктирными линиями. В относительно спокойном режиме II конус проработал до 14 час 30 мин 10 августа, после чего в

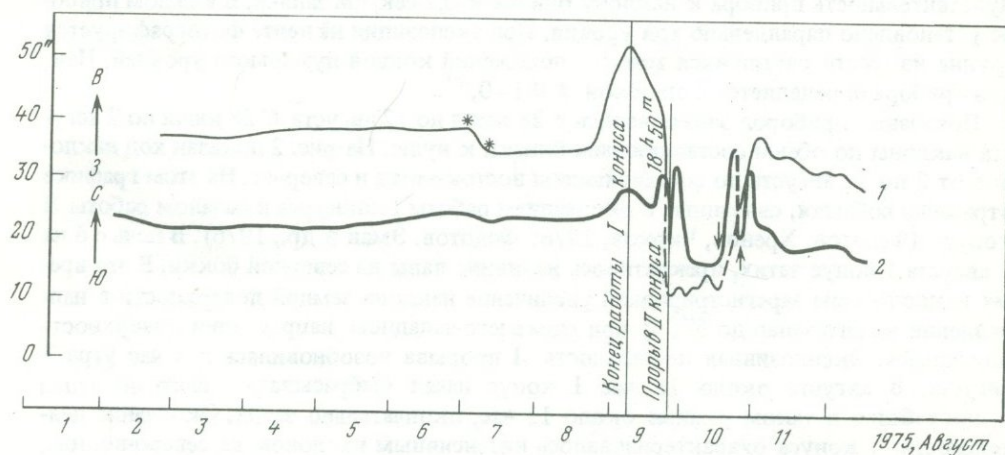


Р и с. 1. Схема расположения трещин, нивелирных знаков, пунктов нивелирования и наклономерного пункта

1 — линии тригонометрического нивелирования; 2 — нивелирный ход; 3 — наклономерный пункт; 4 — трещины, образовавшиеся во время извержения: а — эруптивные трещины, б — вероятное положение питающей дайки; 5 — истоки лавового потока; 6 — шлаковые конусы 1975 г.; 7 — лавовые потоки; 8 — голоценовые шлаковые конусы; 9 — голоценовые трещины растяжения; расположение трещин показано на схеме по состоянию на 15 августа 1975 г.; 10 — обрывистые кромки кратеров и бокк 1975 г.; 11 — то же для голоценовых конусов

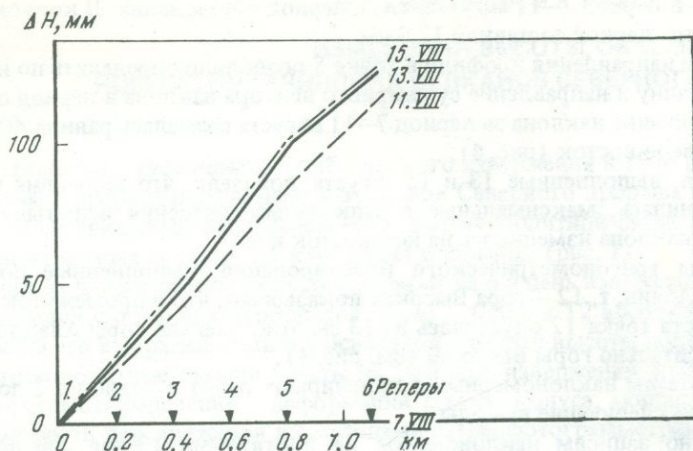
Р и с. 2. Ход наклонов по составляющим север-юг и восток-запад (2-12.VIII 1975 г.)

1 — ход наклонов по направлению восток-запад; 2 — ход наклонов по направлению север-юг; звездочками отмечен перерыв в работе I конуса, стрелками отмечен перерыв в работе II конуса

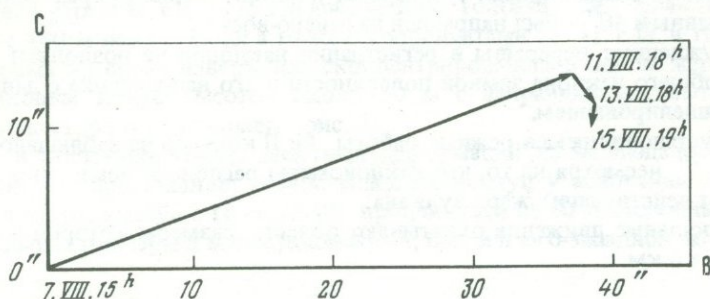


его деятельности наступил пятчасовой перерыв. Стабильный режим работы II конуса характеризовался знакопеременными наклонами с амплитудой до 4—5" и малым общим ходом в направлении восток-запад; в направлении север-юг наклоны для этого периода были малы. Во время перерыва работы II конуса земная поверхность наклонялась на северо-восток. Запись наклонов продолжалась до 12 августа, когда приборы пришлось вынести из лавовой трубы, чтобы их не залила лава.

Большая скорость изменений наклонов, зарегистрированных при раскрытии трещины и образовании II конуса, а также смена их знака позволяют сделать предположение об упругом характере развивающихся деформаций. Различие наклонов, предшествующих прорыву II конуса в направлениях восток-запад и север-юг свидетельствуют о том, что внедрение магмы происходило по трещине некоторой протяженности. И действительно, как мы уже говорили, длина трещины была более 350 м. Полный вектор наклона направлен на источник, вызывающий появление деформаций. Для наклонов, предшествующих прорыву II конуса, вектор совпадает с



Р и с. 3. Смещение реперов нивелирного хода относительно уровня исходного нивелирования 7.VIII 1975 г.



Р и с. 4. Векторная диаграмма наклонов по нивелирным данным (7–15.VIII 1975 г.)

азимутом 70° . Следовательно, в этом направлении от станции наблюдений и располагался источник. Учитывая, что очаги землетрясений перед прорывом конуса II располагались на глубине 0–5 км (Федотов, Горельчик, Степанов, 1976), а время от появления больших деформаций до прорыва равнялось 26 час, нетрудно оценить среднюю скорость подъема магмы. Она оказалась близкой 95 м/час при максимальной ее величине 190 м/час. Аналогичная скорость была определена и при прорыве I конуса (Федотов, Горельчик, Степанов, 1976).

Вертикальные смещения и наклоны на большой базе охарактеризованы нивелирными данными. Вертикальные деформации, связанные с извержениями II конуса, характеризуются движениями реперов профиля 1–6, который был заложен 5 августа в двух километрах к северу от I конуса и закреплен на местности скальными знаками (см. рис. 1). Направление части хода 1–5 – восток-запад, секция 5–6 направлена на юго-запад. Общая длина профиля 1,1 км. Первое нивелирование профиля выполнено 7 августа, повторные – 11, 13 и 15 августа, т.е. после образования II конуса.

Нивелирование выполнялось по методике II класса с помощью нивелира Ni – 007 фирмы Цейсс, ГДР, и инварных реек завода ЭОМЗ, по башмакам. Измерение хода в одном направлении занимало 2–2,5 часа.

По результатам четырех нивелирований были вычислены отметки реперов, соответствующие уровню поверхности Земли в средний момент одного нивелирования, и построены графики смещений реперов относительно уровня 7 августа (рис. 3). В качестве исходного был принят репер 1.

Повторные нивелирования профиля 1–6, выполненные 11, 13 и 15 августа, выявили поднятия всех реперов относительно уровня 7 августа. Наибольшие поднятия

наблюдалась в период 7–11 августа, т.е. в период образования II конуса. Смещения репера 6 за этот период составили 12,3 см.

Изменение направления профиля в точке 5 позволило определить по нивелирным данным величину и направление суммарного вектора наклона в период образования II конуса. Величина наклона за период 7–11 августа оказалась равной $40''$ с направлением на северо-восток (рис. 4).

Измерения, выполненные 13 и 15 августа, показали, что тенденция подъема реперов сохранилась, максимальные вертикальные смещения испытывает репер 5, направление наклона изменилось на юго-восток и юг.

Результаты тригонометрического нивелирования, выполненные по сторонам: т. 12 – гора Алайд, т. 12 – гора Высокая показывают, что в промежуток времени от 6 до 11 августа точка 12 опустилась на 13 см относительно горы Алайд и поднялась на 3 см относительно горы Высокой (см. рис. 1).

По результатам наклономерных и нивелирных работ в период с 2 по 15 августа можно сделать следующие выводы:

1. Согласно записям наклономеров на протяжении 13 час, предшествующих прорыву II конуса, образовался наклон на запад в направлении, перпендикулярном питающей трещине, превышающий $45''$.

2. По нивелирным данным суммарный наклон в период образования II конуса оказался равным $40''$ и был направлен на северо-восток.

3. Вынужденные перерывы в регистрации наклонов не позволяют сопоставить величину общего наклона земной поверхности и его направление с данными, полученными нивелированием.

4. При установившемся режиме работы I и II конусов не наблюдалось наклонов больше $2-4''$, несмотря на то, что наклономеры располагались в непосредственной близости от действующих жерл вулкана.

5. Вертикальные движения охватывают область, размеры которой с севера на юг превосходят 6 км.

ЛИТЕРАТУРА

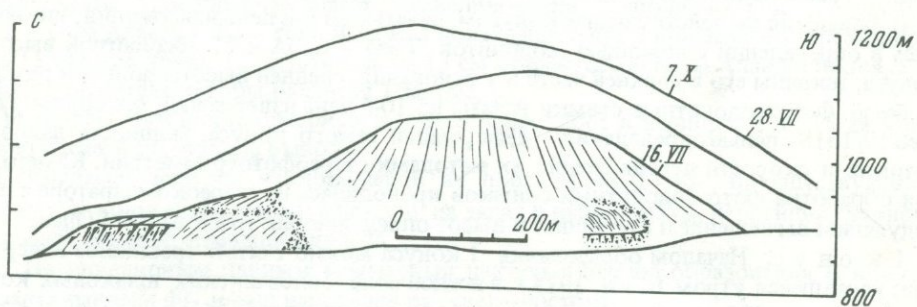
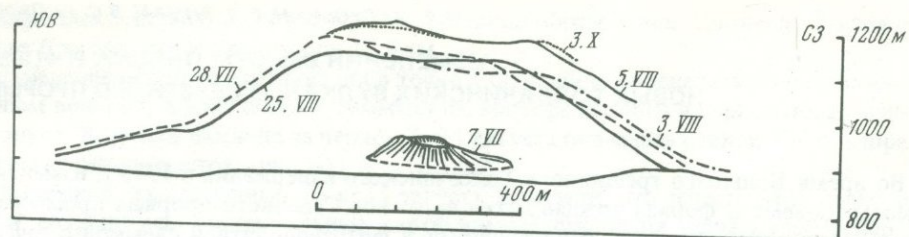
Доброхотов Ю.С. Измерение наклонов земной поверхности высокочувствительными уровнями. – В сб.: Медленные движения земной коры. М., "Наука", 1972, с. 229–238.

Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года. – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.

Федотов С.А., Эрман В.Б., Магуськин М.А., Левин В.Е., Жаринов Н.А. Внедрение ба-

зальгов и образование питающих трещин большого Толбачинского извержения 1975 года по геодезическим данным. – Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 170–173.

Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 году на Камчатке. – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.

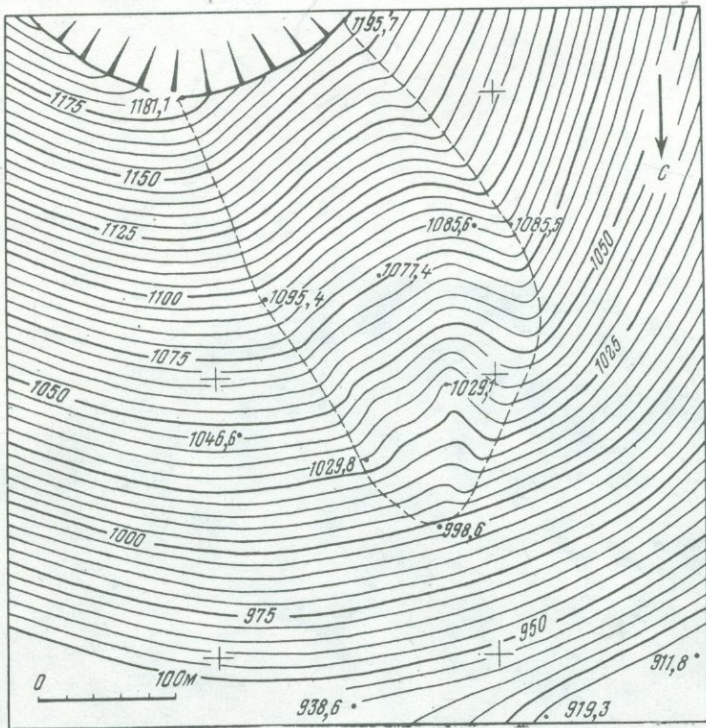
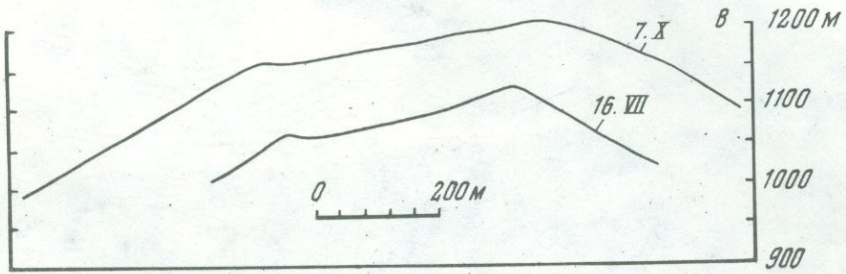
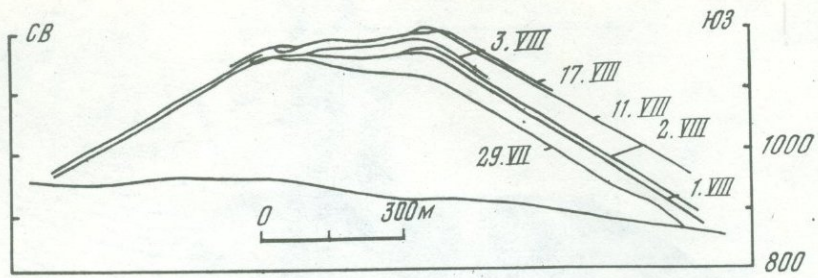


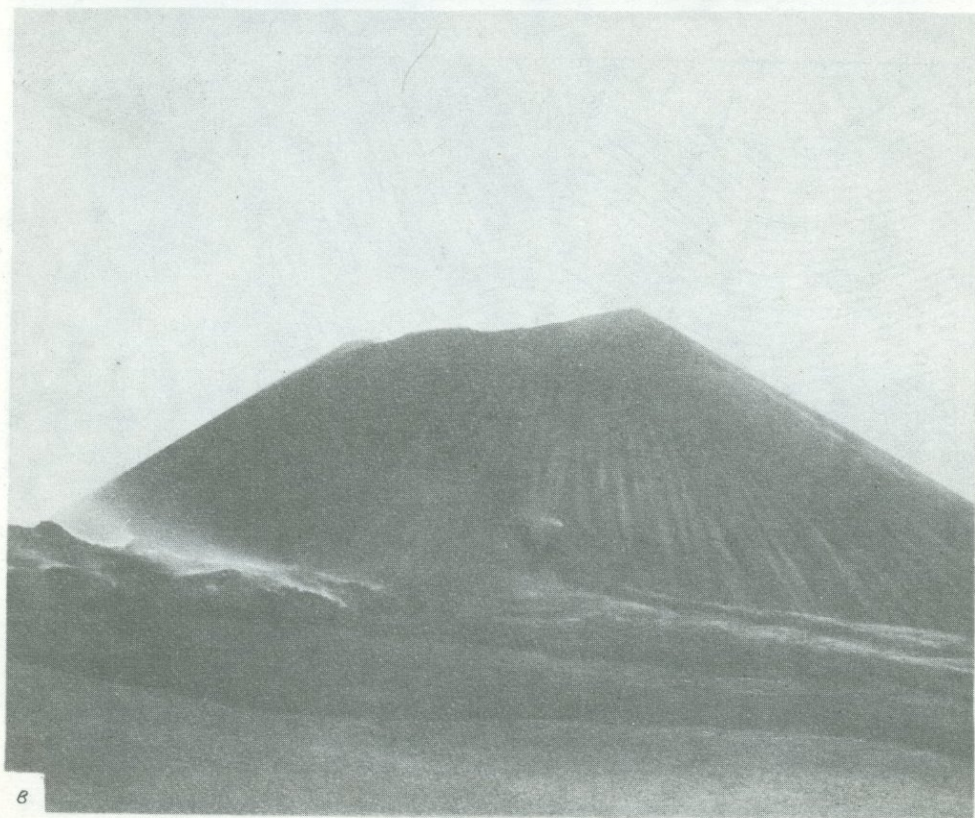
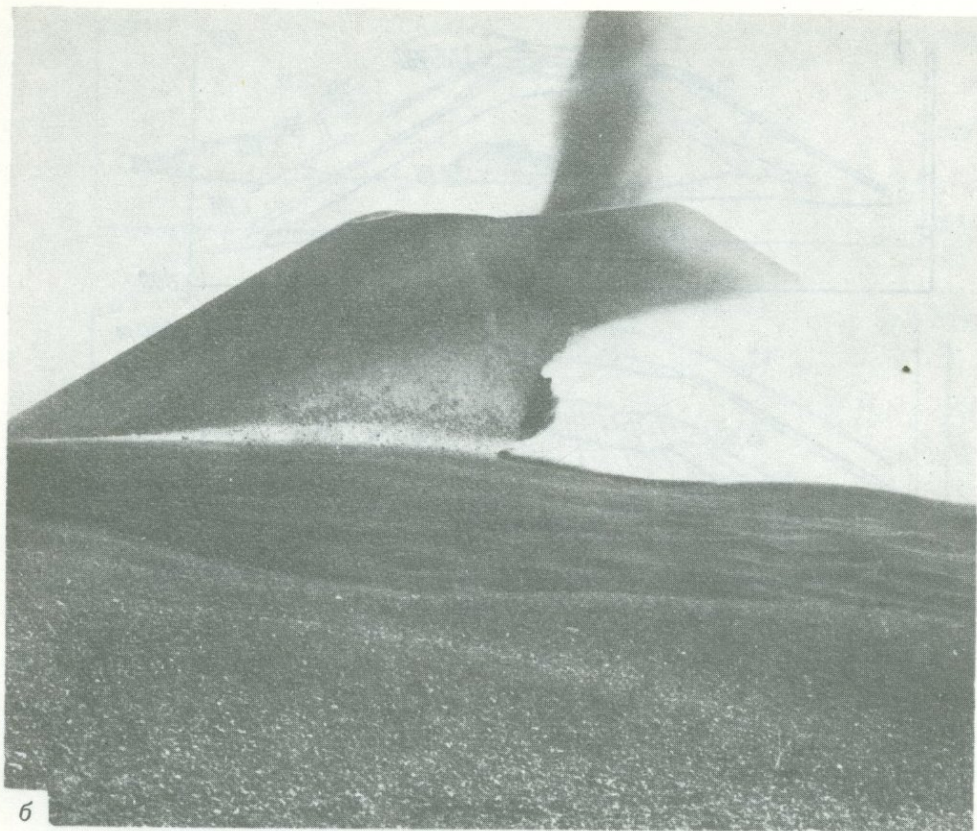
Р и с. 2. Изменение профиля I конуса

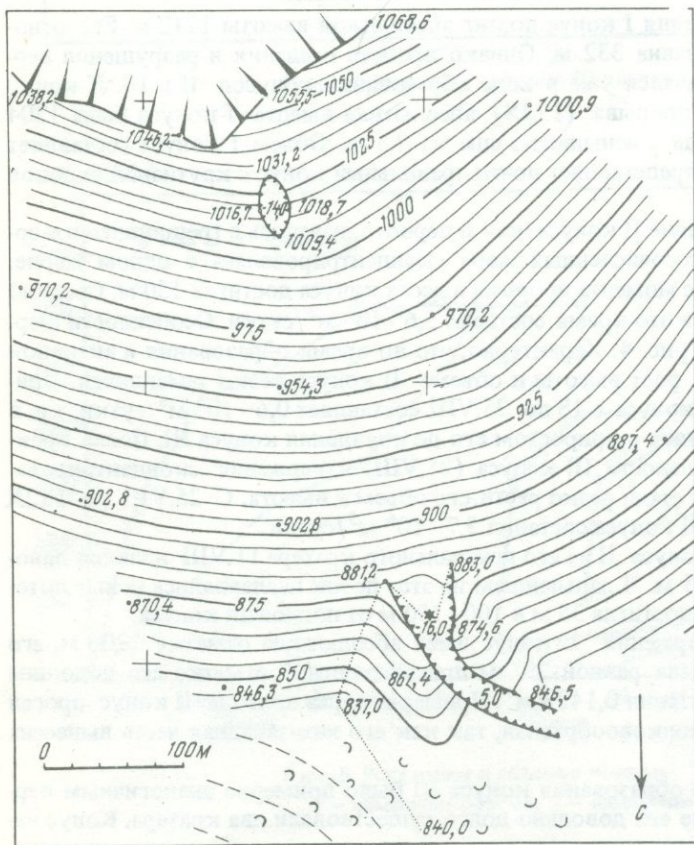
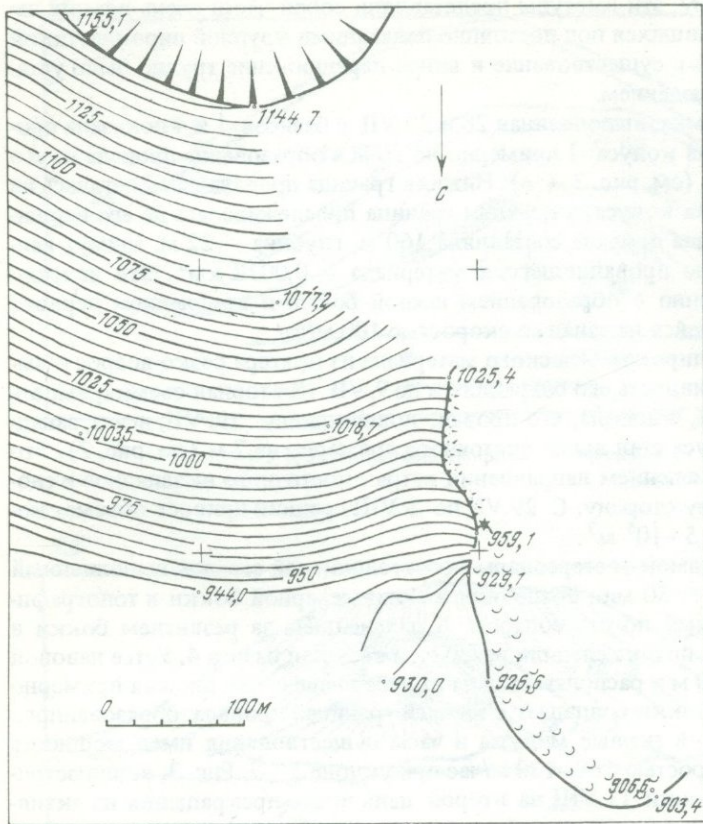


а

Р и с. 3. Фототеодолитные снимки базиса 4 и составленные по ним топографические планы
 а — съемка 29.VII; б — съемка 2.VIII, 16^h,50^m, в — съемка 11.VIII







ния конуса. По-видимому, эти выступы представляли собой части очень вязких лавовых потоков, скрывавшихся под постоянно падающими крупной пирокластикой и бомбами; из-за этого их существование и явное передвижение трудно было установить визуальным наблюдением.

Фототеодолитная съемка, выполненная 28 и 29.VII с базисов 1 и 4 показала проседание западного склона конуса I примерно на 30 м и образование провала на его северо-западном склоне (см. рис. 2, 3, а). Нижняя граница провала располагалась на высоте 95 м от подножия конуса, а верхняя граница прослеживалась до его вершины. Максимальная ширина провала составляла 160 м, глубина — 22 м, азимут направления — 340° . Объем провалившегося материала — $0,0012 \text{ км}^3$. Эти явления происходили одновременно с образованием южной бокки и появлением первого потока лавы, устремившейся на запад со скоростью 100 м/час.

29.VII ночью вынос пирокластического материала из кратера резко возрос и высокая эксплозивная активность его сохранилась до 9.VII. Повторная съемка, выполненная 1.VIII с базиса 4, показала, что провал, появившийся 29.VII, исчез, западный край вершины конуса стал выше восточного примерно на 7 м (см. рис. 2). Это могло быть вызвано изменением направления ветра с восточного на западное и сносом пирокластики в одну сторону. С 29.VII по 8.VIII средний прирост объема конуса за сутки составил $6,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

На рис. 3, б показан снимок от стереопары фототеодолитной съемки, выполненный 2.VIII в 16h 50m — через 30 мин после образования северной бокки и топографический план, составленный по стереопарам. В дальнейшем за развитием бокки и продвижением лавового потока следили режимной съемкой базиса 4. Устье лавовой речки имеет отметку 960 м и располагается на конусе выше его подножия примерно на 30 м. Верхняя часть бокки совпадает с нижней границей провала, образованного 29.VII. Лавовый поток в первые минуты и часы существования имел мощность 3,2 м и двигался со скоростью 100–130 м/час при уклоне 5° , 7. Рис. 3, в, иллюстрирует формы конусы и бокки 11.VIII на второй день после прекращения их активной деятельности.

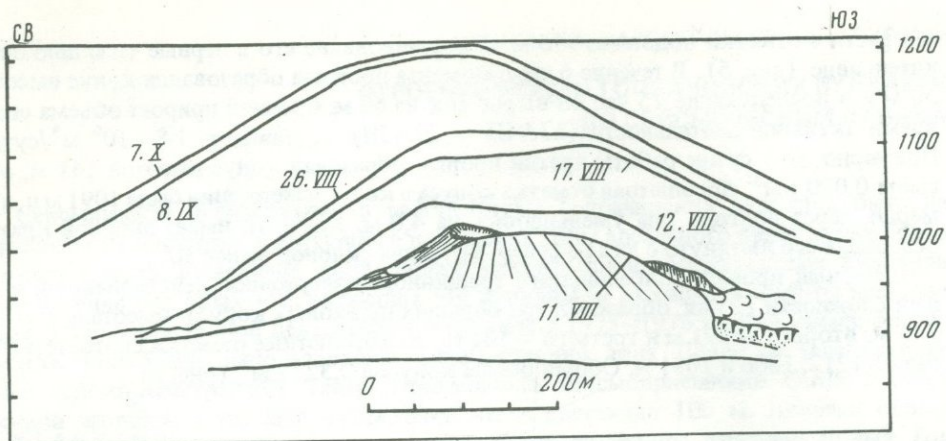
В ходе своего извержения I конус достиг абсолютной высоты 1212 м. Его относительная высота была равна 332 м. Однако процесс оседания и разрушения вершинной части кратера начался уже в ходе образования конусов II и III. К концу деятельности Северного прорыва (15.IX) абсолютная высота I конуса была 1204 м и примерно через полгода уменьшилась еще на 2,5 м. Объем I конуса составляет $0,165 \text{ км}^3$. По форме он представляет почти правильный конус с крутизной склонов не более 30° .

II конус. Образование II конуса, как и первого, началось с трещинного извержения, когда работа многочисленных жерл сконцентрировалась в одном жерле. Примерно за двое суток с момента прорыва высота конуса достигла 130 м. Средний прирост объема конуса за это время составил $5,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Особенности формирования его видны на рис. 4. Характерно, что во время образования и активной деятельности III конуса рост высоты и объема II конуса резко замедлился. Примерный прирост объема конуса с 18 по 25.VIII составляет $0,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сутки}$, т.е. в 10 раз меньше по сравнению с приростом его до появления конуса III. После прекращения активной деятельности III конуса (25.VIII) извержение сконцентрировалось в кратере II конуса, стали резко расти его объем и высота. С 25.VIII по 15.IX средний прирост объема II конуса составил $5,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сутки}$.

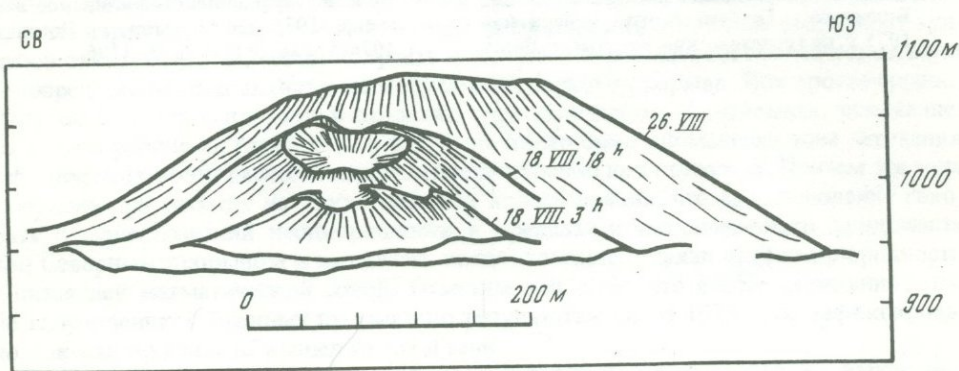
В ходе образования конуса II из его центрального кратера 11.VIII излился лавовый поток мощностью 15 м. В дальнейшем на этот поток наслаивались новые потоки и общая мощность их достигла 35 м в 100–150 м от подножия конуса.

После окончания извержения II конус имел абсолютную отметку 1206 м, его относительная высота была равной 291 м при абсолютной отметке его подошвы 915 м. Объем конуса составил $0,142 \text{ км}^3$. Примерно через полгода II конус просел на 5 м. Форма конуса подковообразная, так как его юго-западная часть вынесена лавовым потоком.

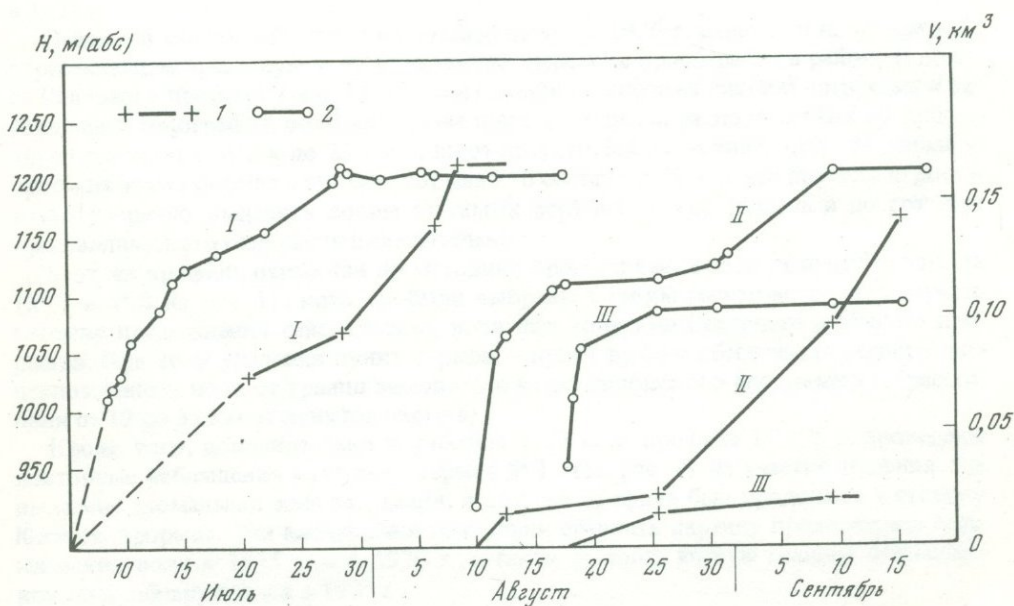
III конус. Начало образования конуса III было примерно аналогичным первым двум, но на вершине его довольно долго существовали два кратера. Конус на-



Р и с. 4. Изменение профиля II конуса



Р и с. 5. Изменение профиля III конуса



Р и с. 6. Рост высот и объемов конусов
I — изменение объема; 2 — изменение высоты

чал расти с отметки подошвы 950 м, и формирование его в первые часы шло очень интенсивно (рис. 5). В течение 6 час с момента прорыва образовался конус высотой 50 м и в последующие 15 час он вырос еще на 60 м. Средний прирост объема его за время активной деятельности (17.VIII — 25.VIII) составляет $1,8 \cdot 10^6$ м³/сутки. Примерно за 8 суток работы третий прорыв образовал конус высотой 141 м, объемом 0,020 км³. Абсолютная отметка конуса в конце извержения была 1091 м и, примерно, через полгода она уменьшилась на 4,0 м. Конус III имеет двойной кратер, основание его вытянуто с юга на север, крутизна склонов менее 30°.

Северный прорыв Толбачинского трещинного извержения, действовавший в общей сложности 72 дня, образовал три больших шлаковых конуса: высота первого — 332 м, второго — 291 м и третьего — 141 м; их абсолютные отметки соответственно равны 1212, 1206 и 1091 м. Общий объем конусов 0,327 км³ (рис. 6).

ЛИТЕРАТУРА

Федотов С.А., Энман В.Б., Магуськин М.А., Левин В.Е., Жаринов Н.А. Внедрение базальтов и образование питающих трещин Большого Толбачинского извержения 1975 г. по геодезическим данным. — Докл.

АН, 1976, т. 229, № 1, с. 170—173.

Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. Камчатка. — Докл. АН, 1976, т. 228, № 5, с. 1193—1196.

СТРОЕНИЕ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Сейсмические исследования в районе Новых Толбачинских вулканов были направлены на изучение структурного положения зоны ареального вулканизма Толбачинского дола, выявление подводящих каналов вновь образованных вулканов, определение очаговых зон, питающих эти вулканы, и их свойств. Работы выполнялись в период активной деятельности вулканов в 1975—1976 гг. Для записи сейсмических колебаний использовались сейсмостанции типа Поиск и телеуправляемые сейсморегистраторы Тайга. Применялись сейсмоприемники С-205 с собственной частотой 5 гц. Шаг наблюдений везде составлял 100 м. Получен обширный сейсмический материал, характеризующий глубинное строение Новых Толбачинских вулканов.

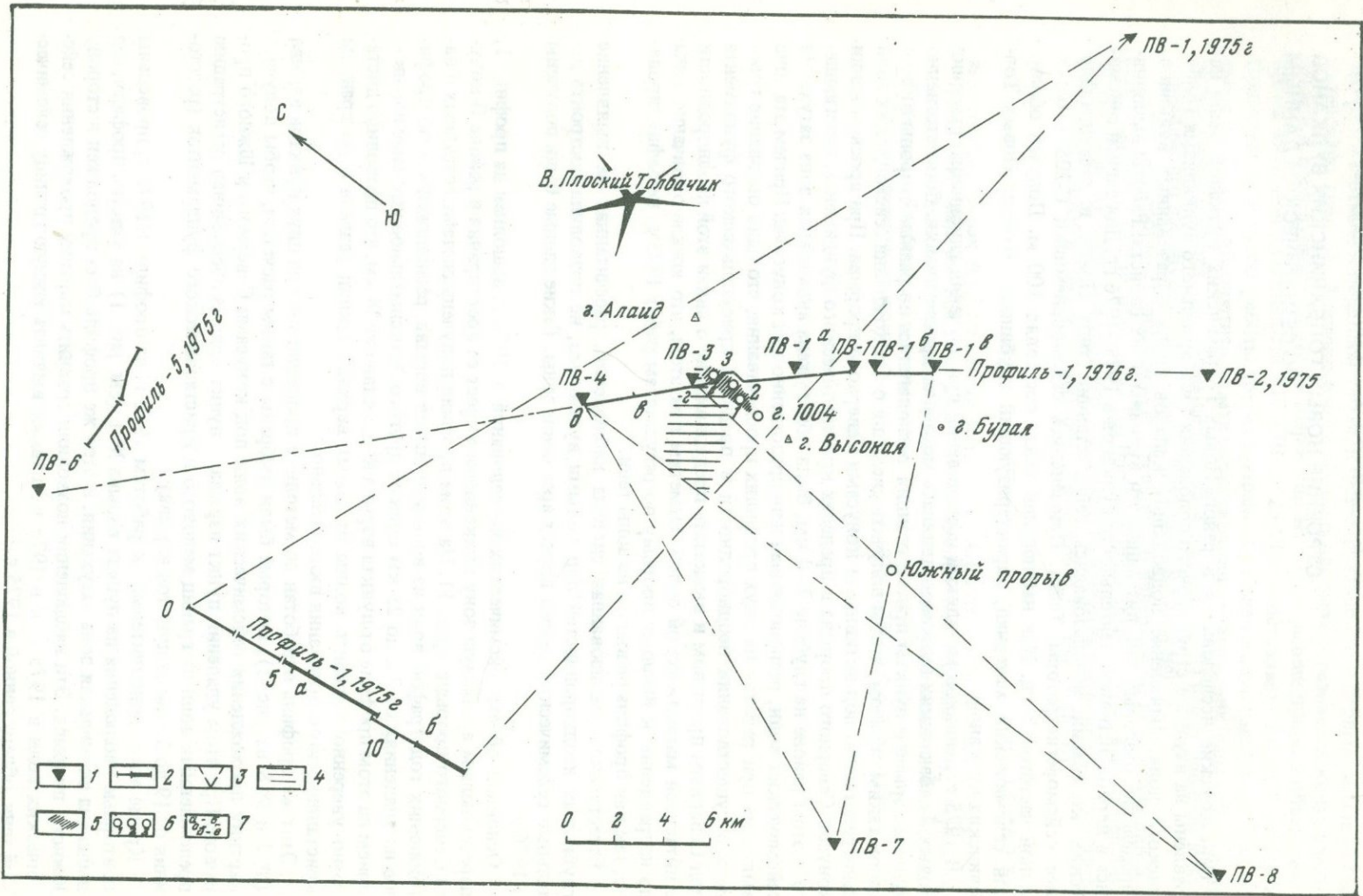
В 1975 г. основной методикой исследований при изучении глубинного строения Новых Толбачинских вулканов являлась методика просвечивания. Соответственно пункты взрыва и пункты приема станций располагались по разные стороны от вулканов таким образом, чтобы получить сведения о прохождении сейсмических волн непосредственно под активными конусами Северного прорыва. При просвечивании конусов Северного прорыва в пределах кристаллического фундамента, залегающего в этом районе на глубине 7—8 км, была обнаружена аномальная зона затухания сейсмических волн, расположенная непосредственно под конусами. Причем эта зона выявлена при работах на двух профилях просвечивания, что дало основание говорить о существовании неоднородности в пределах кристаллического фундамента под Северным прорывом и высказать предположение о связи этой неоднородности с питающей магматической зоной. Отметим при этом, что южное окончание зоны по направлению к Южному прорыву по результатам работ 1975 г. не зафиксировано, так как профиль не вышел из зоны тени.

Естественно, реализованная система наблюдений, рассчитанная на выявление глубинных неоднородностей под новыми вулканами, не позволила построить детальный сейсмический разрез вкрест ареальной зоны. Такие данные были получены в 1976 г.

Основной объем сейсмических исследований в 1976 г. выполнен на профиле 1, пересекающем ареальную зону вулканизма вкрест ее простираения в районе II конуса Северного прорыва (рис. 1). На этом профиле получена система встречных и нагоняющих годографов волн из восьми пунктов взрыва, расположенных по профилю на удалениях от 2-х до 25 км один от другого. Максимальное удаление взрыв — прием на этом профиле от пункта взрыва № 6 составило 38 км, что позволило достаточно уверенно выделить волны от самых верхних границ раздела и до границы кристаллического основания включительно.

Этот же профиль отработан по методике просвечивания из двух пунктов взрыва (№ 7 и № 8 на рис. 1), которые были выбраны с таким расчетом, чтобы получить картину прохождения сейсмических волн под конусами Северного и Южного прорывов. При этом удалении пункт взрыва — пункт приема обеспечивал регистрацию преломленных волн от границ мелового и кристаллического фундаментов (расстояния от 19 до 32 км от пунктов взрыва).

Кроме того, дополнительно к работам 1975 г. на профиле 1/1975 г. проведены повторные наблюдения из пункта взрыва № 1 (см. рис. 1) на участке профиля, где выделена аномальная зона затухания, и этот же профиль был продолжен в сторону Южного прорыва. Эти наблюдения позволили сравнить картину прохождения сейсмических волн в 1975 г. и в 1976 г., а также выявить южную границу сейсмической тени, обнаруженной в 1975 г.



- | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|--|---|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 |
| | 5 | | 6 | | 7 | | |

Система наблюдаемых годографов волн, полученных на продольном профиле 1, пересекающем ареальную зону вулканизма в районе II конуса Северного прорыва, показана на рис. 2. Вблизи пунктов взрыва следится несколько низкоскоростных волн с $V^* = 1,5-2,0$ км/с, сразу за вступлением которых нередко следятся короткими осями синфазности более высокоскоростные волны с $V^* = 3,5-3,8$ км/с. Регистрация этих волн только вблизи пунктов взрыва и в небольшом интервале говорит о том, что, по-видимому, существуют прослои лавовых потоков небольшой мощности и ограниченной протяженности. На удалениях 0,5–2 км от пунктов взрыва начинает следиться интенсивная волна с $V^* = 3,8-4,5$ км/с, которая по своим кинематическим и динамическим параметрам относится к классу преломленных. Для этой волны получена наиболее детальная система встречных и нагоняющих годографов. По значениям граничных скоростей (4,0–4,4 км/с) и характерному рисунку записи эта волна отнесена к кровле неогеновых вулканогенно-осадочных отложений.

Из дальних пунктов взрыва (2 и 6) получена система встречных годографов волн, преломленных на границах мелового и кристаллического фундаментов. Отнесение этих волн к названным границам раздела основывается на полученных значениях граничных скоростей, а также на кинематических и динамических признаках волн, выявленных как в процессе этих работ, так и предыдущими исследованиями ГСЗ в районе Ключевской группы вулканов (Утнасин и др., 1974). Несмотря на некоторую условность отождествления выделенных сейсмических границ раздела со стратиграфическими комплексами, мы в дальнейшем изложении будем пользоваться этими терминами. Это, конечно не исключает возможности отнесения отдельных сейсмических границ к горизонтам внутри стратиграфических подразделений.

Отметим одну важную особенность годографов волн, полученных из пунктов взрыва 2 и 6 (см. рис. 2). На удалениях 28–34 км из пункта взрыва 6 и 24–25 км из пункта взрыва 2 наблюдается резкое искажение волнового поля. До этих расстояний регистрируются преломленные волны от кристаллического фундамента (из пункта взрыва 6 – во первых, а из пункта взрыва 2 – во вторых вступлениях).

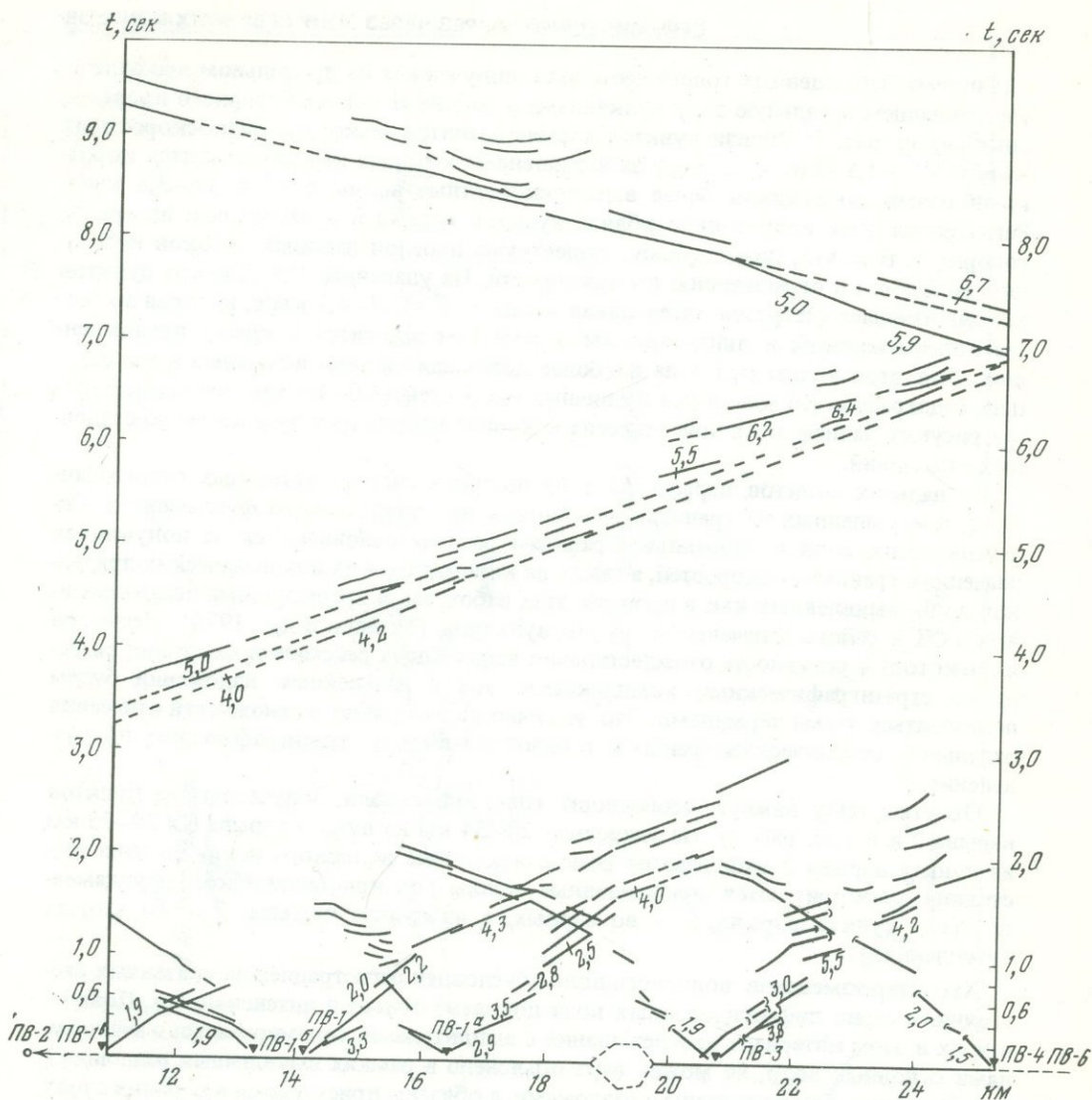
Характер изменения волнового поля обусловлен регистрацией на указанных расстояниях серии дифрагированных волн довольно большой интенсивности. Появление их в этом интервале прослеживания с амплитудами, соизмеримыми с амплитудами основных волн, не может быть объяснено в рамках выявленных разломных зон. Очевидно, они не связаны с разломами, а обязаны присутствию в верхних слоях земной коры крупнозернистой неоднородности.

Построение сейсмического разреза по продольному профилю на основе системы годографов производилось общепринятыми способами в методе преломленных волн (метод t_0 и полей времен). После построения предварительного разреза положение границ уточнялось решением прямых задач с помощью лучевых представлений.

Окончательный разрез представлен на рис. 3. Прежде всего необходимо отметить, что точность построения сейсмических границ зависит от точности определения скоростей в вышележащих средах, граничные скорости в слоях при достаточно детальных системах наблюдений определяются, как правило с большой

Рис. 1. Схема сейсмических наблюдений в районе Новых Толбачинских вулканов

1 – пункты взрыва; 2 – сейсмические профили; жирной линией показаны повторные наблюдения; 3 – секторы просвечивания вулканов из непродольных пунктов взрыва; 4 – положение верхней неоднородности; 5 – наиболее вероятное положение нижней неоднородности; 6 – I, II, III – конусы Северного прорыва; 7 – зоны выделенных сейсмических теней: а, б – из пункта взрыва 1 на профиле 1/1975 г., в, г – из пункта взрыва 7 на профиле 1/1976 г., д, е – из пункта взрыва 8 на профиле 1/1976 г. Обозначения теней соответствуют обозначениям на монтаже сейсмограмм



Р и с. 2. Годографы наблюдаемых волн

точностью (3–5%). Используемые способы определения средних скоростей в вышележащих толщах (способ Кондратьева, Павленковой и др.) дают ошибки в 15–20%, что снижает точность построения границ.

Остановимся на характеристике разреза по профилю, ориентированному с северо-запада на юго-восток. На разрезе, как уже указывалось, построены четыре границы раздела. Самая верхняя граница показана условно, так как данные по ней получены только вблизи пунктов взрыва. Кроме того, в верхней части разреза отмечается крайне неоднородный состав слоев с многочисленными прослоями лавовых потоков и пирокластики.

Вторая граница раздела, относимая к кровле третичных (неогеновых) отложений залегает на глубинах от 200 м на восточном окончании профиля до 1200–1300 м под конусами Северного прорыва (в наиболее прогнутой части разреза); на западном окончании профиля глубина ее залегания – 800 м. Отметим при этом, что в козыревской впадине по данным предыдущих исследований ГСЗ эта граница залегает на глубине около 2 км. Как видно из разреза, погружение границы с востока происходит ступенчатно по серии разломов, фиксируемых достаточно

уверенно по сейсмическим данным. Необходимо отметить, что по крайней мере два разлома из фиксируемых трех, относятся к категории глубинных, так как они затрагивают и нижележащие границы раздела, в том числе и границу консолидированного основания.

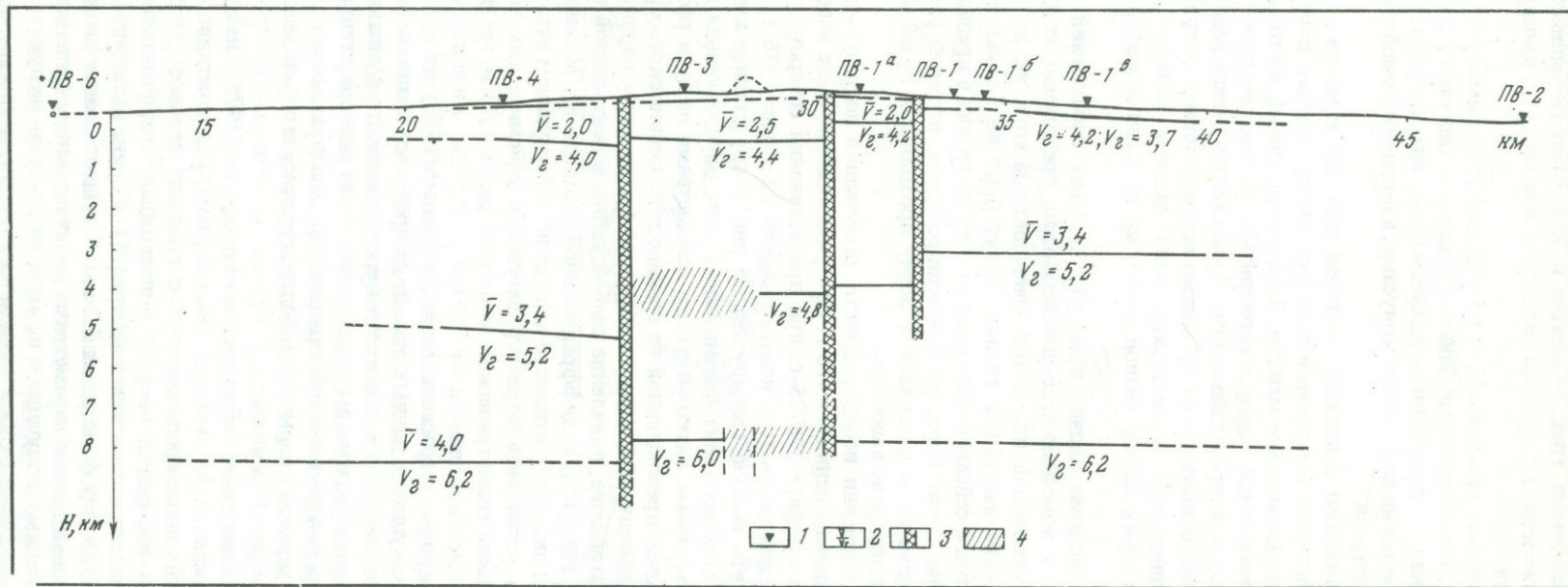
Следующая сейсмическая граница с $V_r = 4,8-5,2$ км/с, относимая к кровле верхнемелового фундамента, залегает на глубинах от 3 до 5 км. Она также ступенеобразно опускается с востока по направлению к конусам Северного прорыва. Максимальное погружение отмечается не под самими конусами, а в приразломной части профиля в 3-х км западнее конусов.

Граница кристаллического основания, которая залегает здесь на глубинах 7-8 км, практически повторяет рельеф мелового фундамента, однако амплитуды разломов по этой границе значительно меньше. В частности, самый восточный разлом по этой границе не проявляется. Следует оговориться, что положение наиболее глубинных границ (мелового и кристаллического фундаментов) непосредственно под конусами определяется со значительно большими погрешностями в силу того, что на кинематику и динамику сейсмических волн сильное влияние оказывают неоднородности в верхних слоях земной коры, на выделении которых остановимся ниже.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что системы наблюдений позволяли просвечивать вулканы с помощью сейсмических волн, преломленных на границах мелового и кристаллического фундаментов. Очевидно при этом, что неоднородности, расположенные выше названных границ, могут быть выявлены также с помощью проходящих лучей сейсмических волн от этих же границ в пределах сейсмического сноса. Понятно также и то, что те неоднородности, которые расположены выше мелового фундамента и не попали в схему проходящих лучей могут быть пропущены и таким методом не выявлены.

Остановимся на выделении неоднородности, полученной по результатам работ 1975 г. и дополнительным данным 1976 г. Как указывалось, была выявлена зона сейсмической тени на профиле 1/1975 г. при просвечивании северных конусов из пункта взрыва 1. Сейсмическая тень подтверждается данными 1976 г. и дополнительно удалось выявить южную границу ее. На рис. 4 представлен амплитудный график этой волны. Хорошо видна сейсмическая тень, обусловленная неоднородностью с резко пониженными вязко-упругими параметрами на пути распространения сейсмической волны, преломленной на границе кристаллического фундамента. Характер затухания сейсмической волны в зоне тени (осцилляция на границах тени, повышение частот в этой зоне, появление слабой волны в центральной части тени) позволяют уверенно говорить о диффракционной природе ее. Можно отметить, что впервые получены экспериментальные данные на действующем вулкане, позволяющие определенно установить характер затухания сейсмических волн в зоне тени. Ширина выявленной геометрической зоны тени равна 4,8 км, что дает основание оценить размеры неоднородности от 2,4 км до 4,8 км. Аналогичная картина получена на другом профиле просвечивания (профиль 5/1975) из пункта взрыва № 2 (см. рис. 1). Совокупность данных этих двух профилей позволяет оконтурить неоднородность, расположенную в плоскости кристаллического фундамента на глубине ~ 8 км. Если оценивать размеры неоднородности по размерам геометрической тени, по получим тело, вытянутое в субмеридиональном направлении и расположенное под конусами Северного прорыва. Наиболее вероятное его положение показано на рис. 3 (в разрезе) и рис. 1 (в плане).

Результаты просвечивания по наблюдениям на профиле 1/1976 г. из пункта взрыва 7 хорошо отображаются на монтаже сейсмограмм, где отчетливо выделяется зона тени сейсмических волн, преломленных на границах мелового и кристаллического фундаментов. Амплитудные графики подтверждают диффракционную картину затухания сейсмических волн в зоне тени (рис. 5). Ширина выявленной геометрической зоны тени на этом профиле равна 3,2 км. О существовании неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами на пути распространения сейсмических волн говорят и данные, полученные на этом же профиле из пункта взрыва № 8 (см. рис. 1). Из этого пункта на всей расстановке приборов 48-канальной сейсмо-



Р и с. 3. Сейсмический разрез через ареальную зону вулканизма

1 — пункты взрыва; 2 — сейсмические границы и скорости на них; 3 — разломы (по сейсмическим данным); 4 — положение неоднородностей (по сейсмическим данным). Пунктиром показано положение II конуса Северного прорыва

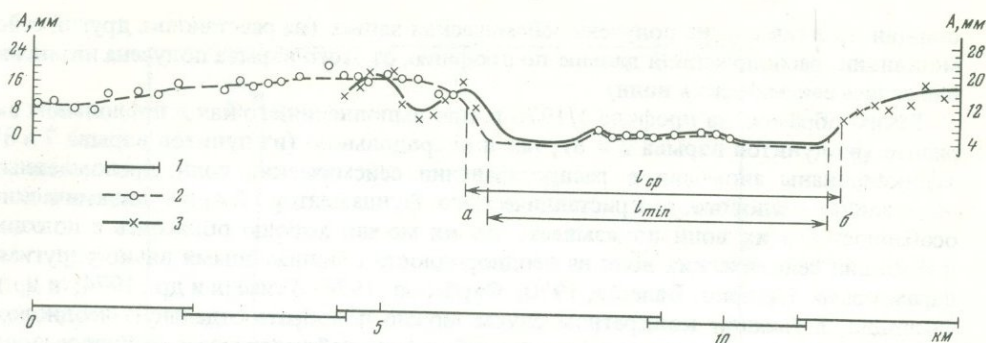
станции практически не получена сейсмическая запись (на расстановке другой сейсмостанции, расположенной дальше по профилю, от этого взрыва получена интенсивная запись сейсмических волн).

Таким образом, на профиле 1/1976 г. при выполнении его как в продольном варианте (из пунктов взрыва 2 и 6), так и непродольном (из пунктов взрыва 7 и 8) зафиксированы аномалии в распространении сейсмических волн, преломленных на границах мелового и кристаллического фундаментов. Анализ динамических особенностей этих волн показывает, что их можно хорошо объяснить с позиций дифракции сейсмических волн на неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами (Аверко, Балеста, 1970; Фарберов, 1974; Утасин и др., 1974; и др.). Очевидно, в каждом конкретном случае можно подобрать отдельную неоднородность, диффракция на которой может объяснить наблюдающееся волновое поле. Так, чтобы объяснить диффракционную природу сейсмических волн, зарегистрированных из пункта взрыва № 7, достаточно поместить на пути их распространения любое тело, охватывающее зону тени (либо на границе раздела, либо выше ее в местах отрыва сейсмических лучей). Аналогично можно объяснить полученные аномалии и из других пунктов взрыва. Однако, нам представляется, что все выявленные особенности волнового поля хорошо объясняются, если предположить, что существует одна неоднородность, расположенная на границе мелового фундамента на глубине 4–5 км. Серия лучевых построений, выполненная в условиях известного разреза, позволяет оконтурить эту неоднородность в плане. Результаты этих построений приведены на рис. 1 и 3 (показано положение аномальной неоднородности в плане и в разрезе). Действительно, при таком расположении тела с пониженными вязко-упругими параметрами сейсмические волны, распространяющиеся из пунктов взрыва 7 и 8 будут претерпевать диффракцию в местах отрыва сейсмических лучей (с учетом сейсмического сноса). Аномальная картина будет наблюдаться и на продольном профиле для волны, преломленной на границе кристаллического основания, что мы и видим на годографах, полученных из пунктов взрыва 2 и 6 (см. рис. 2). Чтобы удовлетворить указанным условиям, размеры выделенной аномальной неоднородности должны быть не менее 3×5 км. Судя по диффракционной картине, зафиксированной на продольном профиле 1/1976 г. из пункта взрыва 6, мощность дифрагирующего тела должна быть невелика (дифрагированные волны регистрируются только в определенном интервале от пункта взрыва, после чего наблюдается "нормальная" преломленная волна от кристаллического фундамента). На основании высказанного размеры неоднородности, расположенной на границе верхнемелового фундамента (на глубине 4–5 км) и удовлетворяющей наблюдаемой волновой картине из всех пунктов взрыва, оцениваются в 3×5 км. Следует отметить, что, по-видимому, это могут быть минимальные размеры, так как, во-первых, трудно оценить истинные размеры из-за явлений дифракции, а, во-вторых, протяженность тела к югу, юго-западу может быть значительно больше вследствие того, что выполненная система непродольных наблюдений не позволяет ограничить неоднородность с юга (это относится также и к северной границе выделенной неоднородности).

Таким образом, на основании результатов работ комплекса сейсмических исследований, выполненных в 1975–76 гг. в районе Новых Толбачинских вулканов, можно сделать следующие основные выводы:

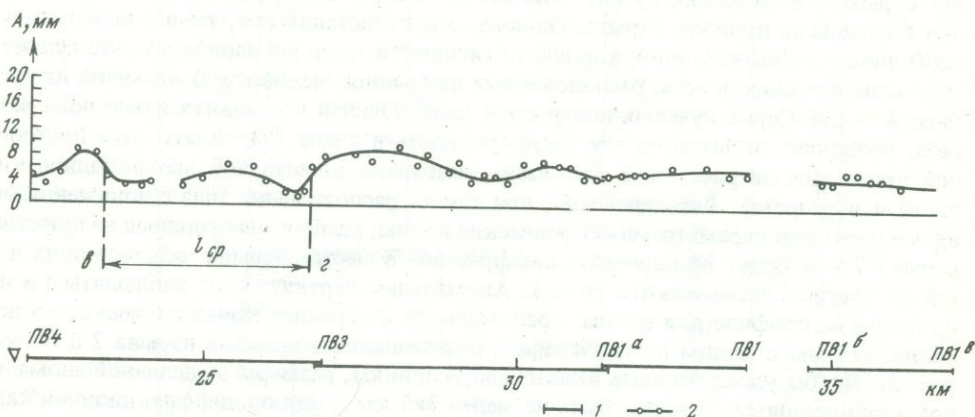
1. С помощью продольного непрерывного сейсмического профилирования КМПВ установлена структура верхней части земной коры Толбачинской ареальной зоны вулканизма, включая кровлю консолидированного основания. Новые Толбачинские вулканы по сейсмическим данным расположены в сложнопостроенной структуре прогибания, ограниченной ступенчатыми разломами. Выделенные сейсмические границы раздела, относимые, соответственно, к поверхности неогеновых отложений, верхнемелового фундамента и кристаллического основания, залегают на глубинах 200–1300 м; 3–5 км и 7–8 км.

2. С помощью методики просвечивания сейсмическими волнами от взрывов аномальная неоднородность в пределах кристаллического фундамента на глубине 7–8 км, расположенная под Северными конусами и ориентированная в субмериди-



Р и с. 4. Амплитудные графики по профилю 1/1975 г.

1 — расстановки сейсмостанций; 2 — данные 1975 г.; 3 — данные 1976 г.



Р и с. 5. Амплитудный график по профилю 1/1976 г. из пункта взрыва 7

1 — расстановки сейсмостанций; 2 — данные 1975 г.

ональном направлении. По-видимому, она может быть отождествлена с магматическим внедрением из глубин Земли.

3. Комплекс сейсмических данных, включающих систему продольных и не продольных наблюдений, позволил выявить неоднородность с пониженными вязкоупругими параметрами, расположенную на границе верхнемелового фундамента на глубине 4–5 км. Размеры ее могут быть оценены в 3х5 км. Эта неоднородность, расположенная выше по разрезу относительно первой, вероятно, может быть интерпретирована как периферический магматический очаг, либо как силлообразное внедрение (Федотов и др., 1976), питавшие северную группу конусов Большого трещинного Толбачинского извержения.

4. Сейсмическое просвечивание показало, что непосредственно под Южным прорывом в пределах границ раздела, относимых к кровле верхнемелового и кристаллического фундамента, крупных неоднородностей; больших длины волны (300–500 м), настоящей методикой исследований не выявлено.

5. Наблюдения по методике просвечивания показывают, что неоднородность, обнаруженная на границе кристаллического фундамента, ограничена с юга и распространяется на север на далее III конуса Северного прорыва. Это указывает на то, что, по-видимому, связи питания Южного и Северного прорывов, а также вулкана Плоский Толбачик и Новых Толбачинских вулканов на этой глубине не существует.

В заключение авторы искренне благодарят С.А. Федотова за ценные обсуждения результатов проведенных исследований.

- Аверко Е.М., Балеста С.Т. Обработка результатов сейсмического моделирования очага вулкана. — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 32–44.
- Утасин В.К., Аносов Г.И., Балеста С.Т., Мархинин Е.К., Федорченко В.И. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 38–54.
- Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. М., "Наука", 1974, 88 с.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развития базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ С ПОМОЩЬЮ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЫ В РАЙОНЕ ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

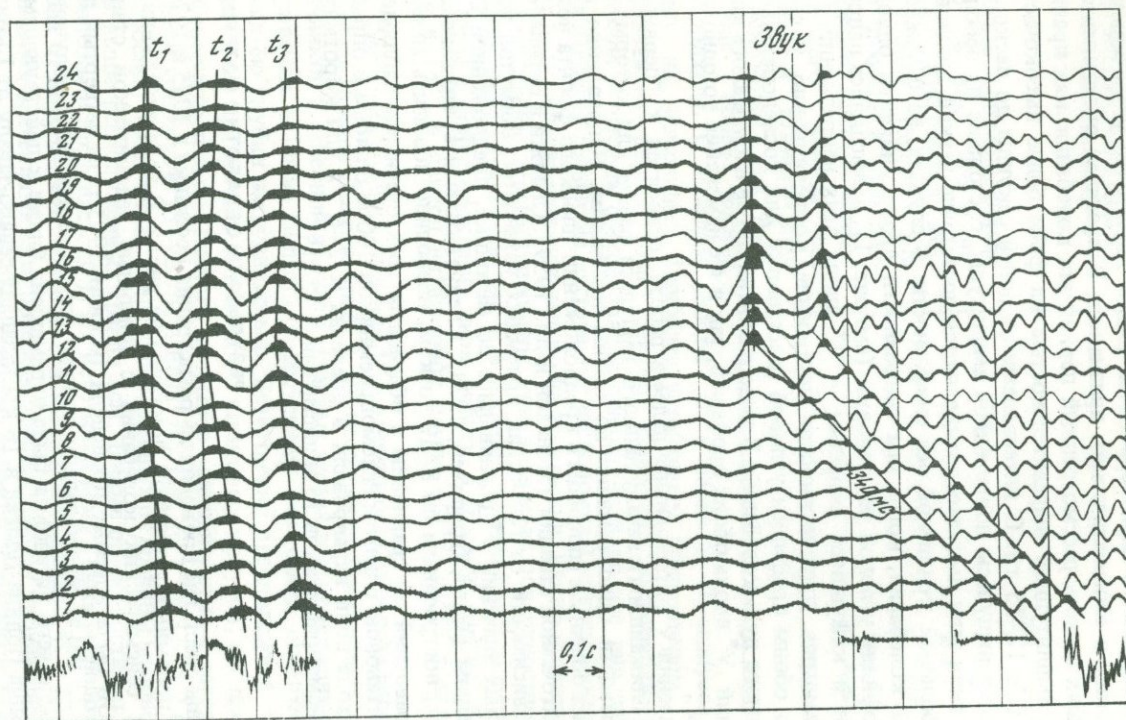
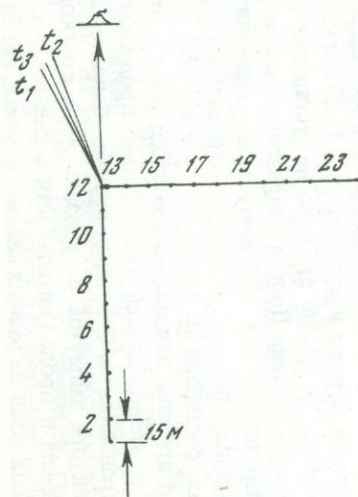
Многолетние исследования вулканического дрожания на различных активных вулканах мира показали, что оно характеризуется широким спектром частот колебаний — от $\sim 0,15$ до ~ 50 кц. (Sassa, 1935, 1936; Finch, 1949; Shimozuru et al, 1966; Токарев, 1966; Фарберов, Балеста, 1966; Schick, Riuscetti, 1973; и др.). Достаточно подробно изучено дрожание с периодами от $\sim 0,3$ – $0,5$ сек до 2–3 сек., сравнительно легко регистрируемое стандартной сейсмологической аппаратурой в широком диапазоне расстояний. Короткопериодное вулканическое дрожание с $f \geq 5$ гц исследовано менее детально, хотя оно и фиксировалось на многих активных вулканах — Нирагонго, Асо, Килауза и др. Сложившееся положение связано главным образом со слабой интенсивностью высокочастотных сейсмических сигналов, их относительно повышенным затуханием с расстоянием, как правило невысокой чувствительностью применявшейся сейсмологической аппаратуры. Тем не менее высокочастотное вулканическое дрожание представляет несомненный интерес, так как связывается с процессом генерации объемных волн. Вопрос же о типе волн наряду с проблемой глубины и размеров области возбуждения колебаний представляется крайне важным для понимания механизма источников вулканического дрожания.

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Во время Толбачинского извержения впервые в вулканической практике для изучения короткопериодного вулканического дрожания была применена стандартная сейсморазведочная аппаратура. Регистрация сейсмических колебаний велась многоканальными станциями типа Поиск, характеризующимися высокой чувствительностью — усиление по скорости смещения $\sim 10^5$ в полосе частот ~ 5 – 50 гц. Использование этой аппаратуры позволило выдвинуть на первый план задачу изучения направлений прихода волн дрожания и скоростей их распространения. Прием сейсмических колебаний осуществлялся на угловых профильных установках — своего рода неподвижных антеннах. Применялись вертикальные сейсмоприемники СВ2-05 с собственной частотой 5 гц и шагом по профилю 100 м или 15 м. Для разных угловых расстановок угол между профилями составлял 60, 78 или 90°, а длина профилей составляла 700–1400 м при шаге сейсмоприемников 100 м, или 165 м при шаге сейсмоприемников 15 м. Так как сейсморазведочные станции не рассчитаны на непрерывную регистрацию, запись велась сеансами продолжительностью от нескольких десятков секунд до полутора — двух минут, как правило каждый день. Работы по регистрации были попутными и осуществлялись только в те периоды, когда сейсморазведочные исследования в районе извержения не проводились.

Тем не менее достаточно длительные ряды наблюдений на некоторых стоянках позволили получить информацию не только о направлениях подхода и скоростях волн дрожания, но и об изменении основных характеристик дрожания в отдельные периоды извержения. Всего зарегистрировано 236 сейсмограмм, из них 144 в 1975 г. и 92 в 1976 г. На полученных сейсмограммах зарегистрировано несколько типов колебаний: воздушные волны, распространяющиеся в месте приема со скоростью звука, сейсмические волны от землетрясений (в частности нескольких ощутимых), вулканическое дрожание. Природа части зарегистрированных колебаний еще требует расшифровки. Определенная доля сейсмограмм нечитаема из-за наложения на запись интенсивных колебаний, связанных с мощными вибрациями воздуха звуковой и инфразвуковой частоты. В настоящей работе рассматриваются данные

г. Высокая
 20. УП. 1976 16⁰⁰00
 Ус. в ф-ию ОК-30МК
 Угловая расстановка



Р и с. 1. Пример записи импульса короткопериодного вулканического дрожания, а также звуковой волны от вулканического взрыва
 Угловая расстановка в районе горы Высокой, расстояние до Южного конуса 7 км

ручной обработки сейсмического материала для одного типа сигналов — относительно низкочастотного вулканического дрожания. Это непрерывные колебания с переменной амплитудой и частотой 5–10 гц. Они зафиксированы на подавляющей части сейсмограмм и характеризуются рядом достаточно устойчивых во времени динамических и кинематических признаков. В пределах отдельных сейсмограмм и на записях за весь рассмотренный период эти колебания, как правило, характеризуются амплитудной выразительностью на фоне более высокочастотного дрожания с $f \geq 12-15$ гц. С интервалами от долей секунды до нескольких секунд фиксируются импульсы повышенной амплитуды, состоящие из небольшого числа фаз. Для части этих импульсов выделяются достаточно четкие, в основном прямые или с небольшой кривизной оси синфазности. В случаях, на осложненных интерференцией колебаний, когда оси синфазности прослеживаются одновременно на обоих профилях угловой расстановки (см. рис. 1), вычислялись направления подхода волн и кажущиеся скорости — V^* вдоль этих направлений. Определению этих параметров предшествовало построение корреляционно увязанных годографов по обоим профилям угловой расстановки для последовательных фаз рассматриваемого дуга колебаний. В ходе развития дугов наблюдалось как постоянство значений V^* вдоль обоих профилей, так и их изменение по одному или обоим профилям¹.

Все значения V^* , приводимые далее в работе, относятся к "первым вступлениям", т.е. ближайшим к началу данного импульса фазам, для которых выделяются оси синфазности одновременно по обоим профилям. Направления на источник вычислялись обычным способом в предположении плоского фронта волн, приходящих к трехточечной станции (Монахов и др., 1959). Ошибки в определении направлений в зависимости от геометрии приемных установок, азимутов подхода волн и абсолютных значений V^* оценивались по методике, предложенной П. Уордом и С. Греггерсеном (Ward, Gregersen, 1973). Следует отметить, что вычисление V^* по годографам, построенным по 8–12 точкам, позволило повысить точность определения направлений по сравнению с обычными трехточечными наблюдениями. Для длинных установок с шагом сейсмоприемников 100 м ошибки в определении азимутов подхода волн варьировали в пределах $\pm 2-6^\circ$, а для коротких установок с шагом сейсмоприемников 15 м достигали $\pm 12-15^\circ$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ 1975 г.

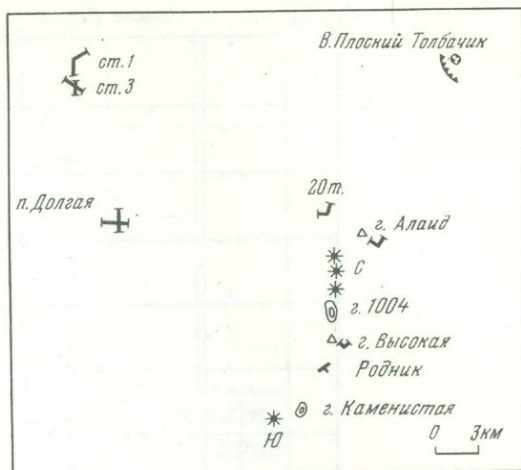
Положение мест, где проводилась регистрация дрожания в 1975 и 1976 гг., и конфигурация приемных установок показаны на рис. 2. В ходе извержения запись естественных сейсмических колебаний с помощью сейсмической станции Поиск 24-КМПВ—ОВ была впервые проведена 10 июля 1975 г. на четвертый день работы I конуса в 23 км к северо-западу от него (ст. 1). Здесь было получено 3 сейсмограммы, после чего установка была перемещена ближе к действующему конусу в район урочища Поляна Долгая в 16 км к западу-северо-западу от I конуса. Здесь в период с 11 июля по 19 августа получен наиболее представительный материал по дрожанию за весь период исследований. С 29 августа по 15 сентября наблюдения снова проводились в районе ст. 1, но на установке другой конфигурации (ст. 3).

Для установки Поляна Долгая направление подхода волн и вдоль этих направлений были определены для 190 импульсов, записанных с четкими осями синфазности. Полученные значения V^* за рассматриваемый период изменяются в значительных пределах, составляя на менее 3,5–4 км/с (см. рис. 3,а). На рис. 3,б показано изменение во времени направлений подхода волн к этой установке. Азимуты α° на рис. 3, а, б отсчитывались относительно продольного "плеча" установки, вытянутого в направлении на Северный прорыв, близком к широтному. Число замеров в каждом секторе азимутов не указано из-за кратковременности сеансов записи, разного их числа и продолжительности в разные дни, отличий в степени разрешенности полезных волн на разных сейсмограммах, что не позволяет здесь оперировать

¹ Анализ причин этого явления по результатам обработки на ЭВМ будет приведен в отдельном сообщении.

Р и с. 2. Схема расположения угловых профильных расстановок для записи дрожания в 1975 и 1976 гг.

Звездочками показаны активные конусы; С — Северный прорыв; Ю — Южный прорыв



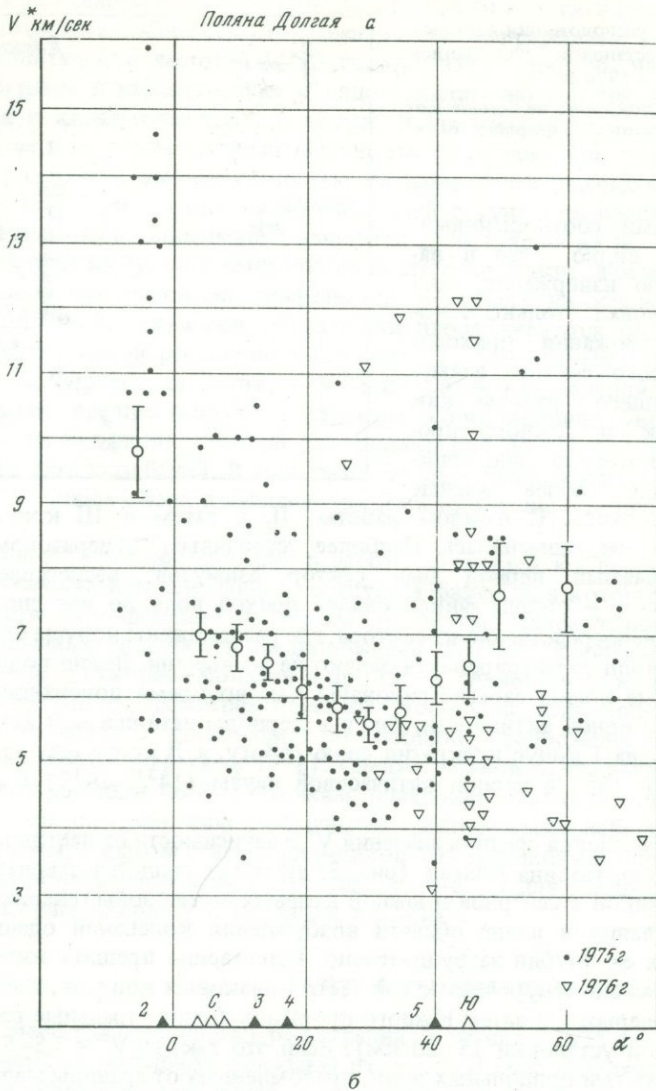
количественными соотношениями.

Отчетливо видно, что в начальную стадию извержения, когда еще действовал только I конус, волны дрожания приходили из широкого сектора азимутов, включающего районы как Северного так и Южного прорывов. В некоторые дни фиксировались еще более южные направления подхода. С началом работы II, а затем и III конусов картина принципиально не изменилась. Наиболее устойчивым "генератором" дрожания за рассматриваемый период был сектор азимутов, включающий гору 1004 и гору Высокую — отсюда фиксировался приход волн во все дни наблюдений. В то же время непосредственно из сектора, где расположены конусы Северного прорыва, приход волн регистрировался далеко не во все дни. Важно подчеркнуть, что рассматриваемые волны зарегистрированы как во время поверхностной эксплозивной и эффузивной активности, так и в периоды затишья — 9 августа в 10^{59} , 12^{00} , 18^{00} , когда I конус прекратил свою работу, а II конус еще не образовался и 10 августа в 18^{00} в период пятчасовой паузы (14^{30} — 19^{30}) в деятельности II конуса.

Значимые изменения средних значений V^* в зависимости от направлений подхода волн к установке Поляна Долгая (рис. 3, а) могут свидетельствовать о большей глубине источников в северной и южной краевых частях зоны генерации дрожания. Без оконтуривания в плане области возбуждения колебаний оценить диапазон захватываемых ею глубин затруднительно. Естественно предположить, что генерация дрожания была приурочена к той части шлаковых конусов, где происходило извержение Северного, а затем Южного прорывов (эпицентральные расстояния для рассматриваемой установки 15—20 км). Если это так, то $V^* = 3,5$ — $5,2$ км/с соответствует скоростям продольных волн, преломленных от границы мелового фундамента и ряда выше расположенных границ (см. данные по скоростному разрезу в статье С.Т. Балесты и др. в наст. сб.). Их источники могут быть расположены в интервале глубин от поверхности Земли до сейсмической границы с $V_p = 4,8$ — $5,2$ км/с. Волны с большими значениями кажущихся скоростей следует рассматривать в этом случае как прямые продольные волны от более глубоких источников, находящихся в пределах мелового и кристаллического фундамента.

На рис. 4 показана зависимость V^* от направления подхода волн к установке 3, работавшей с 29 августа по 15 сентября, т.е. вплоть до окончания деятельности II конуса. Азимуты α° на рис. 4 отсчитывались относительно продольного "плеча" установки, вытянутого в направлении на Северный прорыв. Так же как и для установки Поляна Долгая, наблюдается значительный диапазон вариаций V^* , а полученные значения кажущихся скоростей составляют не менее $\sim 3,5$ км/с. Сектор направлений подхода волн к этой расстановке по сравнению с расстановкой Поляна Долгая (см. рис. 3) существенно расширился к северу, захватив, начиная с 13 сентября, район вулкана Плоский Толбачик. Из этого района были зафиксированы более низкие значения V^* , чем из района горы Высокой. Наиболее устойчивым "генератором" дрожания за период работы установки № 3 был сектор, включающий район Северного прорыва — от горы Алайд до горы Высокой.

Одностороннее положение установок относительно активной вулканической зоны и отсутствие одновременных наблюдений в нескольких точках не позволило



б

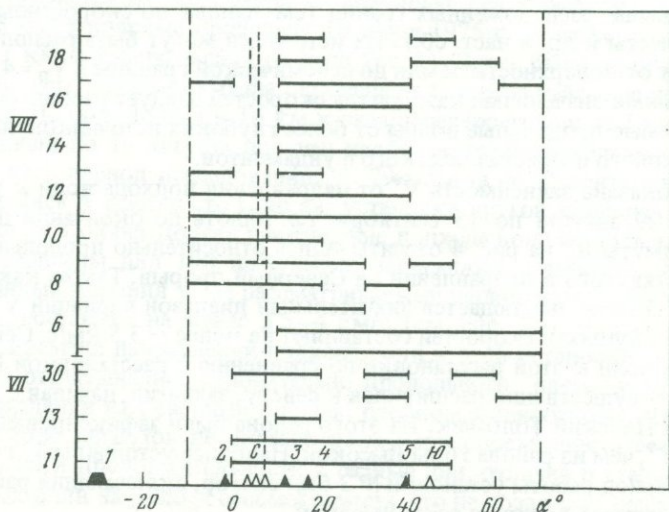
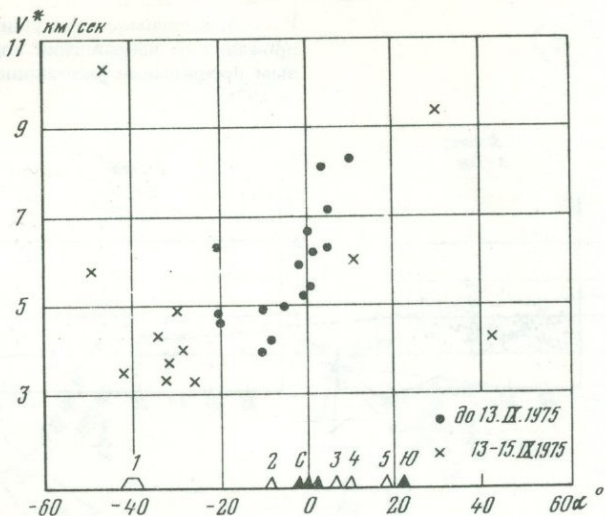
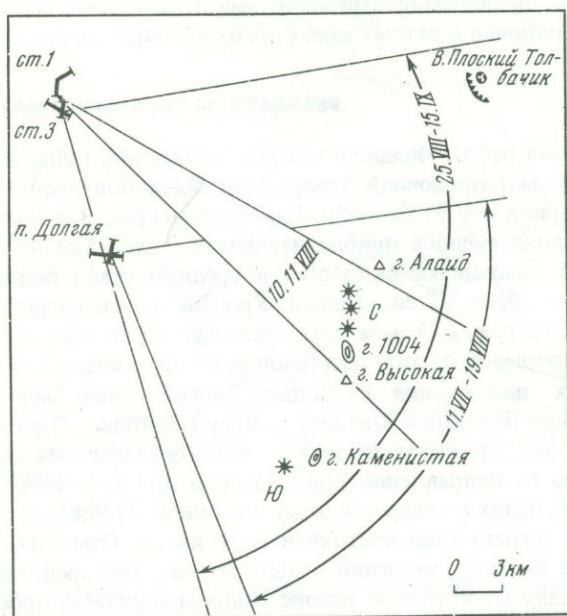


Рис. 3

а — Зависимость кажущихся скоростей волн дрожания от направления подхода к установке Поляна Долгая; б — изменение во времени направлений подхода волн дрожания к установке Поляна Долгая. Здесь и далее: С — Северный прорыв; Ю — Южный прорыв; 1 — Плоский Толбачик; 2 — гора Алайд; 3 — гора 1004; 4 — гора Высокая; 5 — гора Каменистая

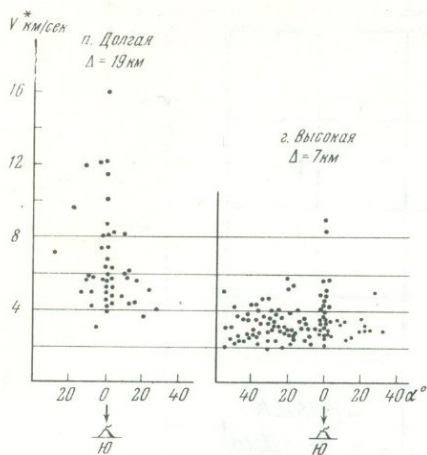


Р и с. 4. Зависимость кажущихся скоростей волн дрожания от направления подхода к установке 3

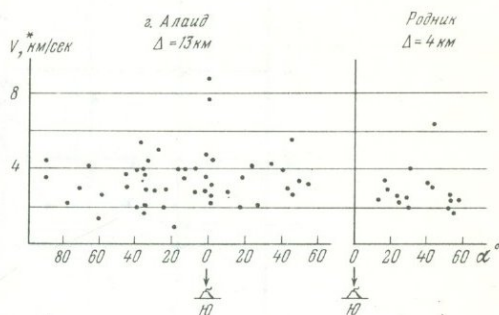


Р и с. 5. Секторы подхода волн дрожания к угловым профильным станциям в июле-сентябре 1975 г.

ооконтурить область генерации дрожания. В то же время частичное перекрытие секторов подхода волн для трех установок, работавших в разное время, может указывать на устойчивость пространственного положения по крайней мере части области возбуждения рассматриваемых колебаний в июле — первой половине сентября 1975 г. (рис. 5). Следует подчеркнуть, что наряду с преобладающими направлениями подхода волн со стороны района извержения в нескольких случаях зафиксированы и резко отличные от них направления. Кроме того для ряда волн наблюдались криволинейные оси синфазности, симметричные относительно центральной части од-го из профилей при конечных значениях V^* вдоль другого, что может быть обус-



Р и с. 6. Зависимость кажущихся скоростей волн дрожания от направлений подхода волн к угловым профильным расстановкам в июле—сентябре 1976 г.



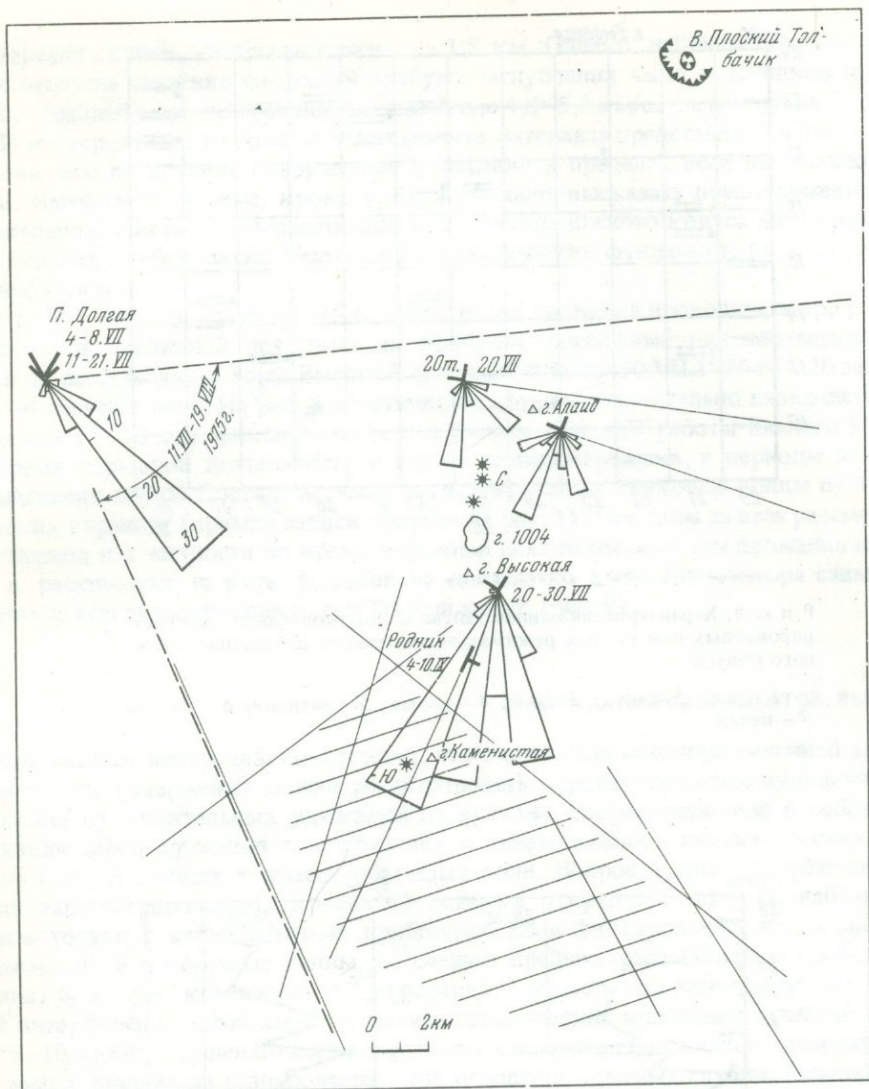
ловлено сферичностью фронта волны от близкого источника. Несколько импульсов колебаний характеризуются вертикальными углами выхода, так как $V^* \sim \infty$ вдоль обоих профилей угловой расстановки. Все это указывает на вероятность регистрации одновременно с импульсами вулканического дрожания отдельных импульсов колебаний с теми же преобладающими частотами от микроземлетрясений, расположенных на разной глубине и в разных азимутах от угловых расстановок.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ 1976 г.

В 1976 г. во время работы Южного конуса наблюдения вулканического дрожания с помощью сейсморазведочной аппаратуры были повторены на расстановке Поляна Долгая в период с 4 по 22 июля. Как видно на рис. 3, *a* сектор направлений подхода волн дрожания сузился приблизительно в 2 раза (до 40°) по сравнению с 1975 г. Значения кажущихся скоростей в среднем стали более низкими, при этом значительный разброс V^* сохранился. Уровень сигнала упал по сравнению с июлем—августом 1975 г. в 2—3 раза, хотя различие в расстояниях до конусов Северного и Южного прорывов от этой расстановки не превышает 2—3 км.

После повторных наблюдений на Поляне Долгой записи были сделаны в ряде других пунктов, более близких к Южному конусу (20 точка, Гора Алаид, гора Высокая, Родник; см. рис. 2). Кажущиеся скорости волн дрожания оказались практически независимыми от направлений прихода волн для всех пунктов наблюдений (рис. 6). Причем в пунктах к северо-востоку и к северу от Южного конуса диапазон вариаций скоростей практически постоянен (2—6 км/с). Отмечаются лишь единичные выбросы более высоких значений в направлении непосредственно на Южный конус. К северо-западу от конуса в районе Поляны Долгой скорости значимо выше — 3—12 км/с.

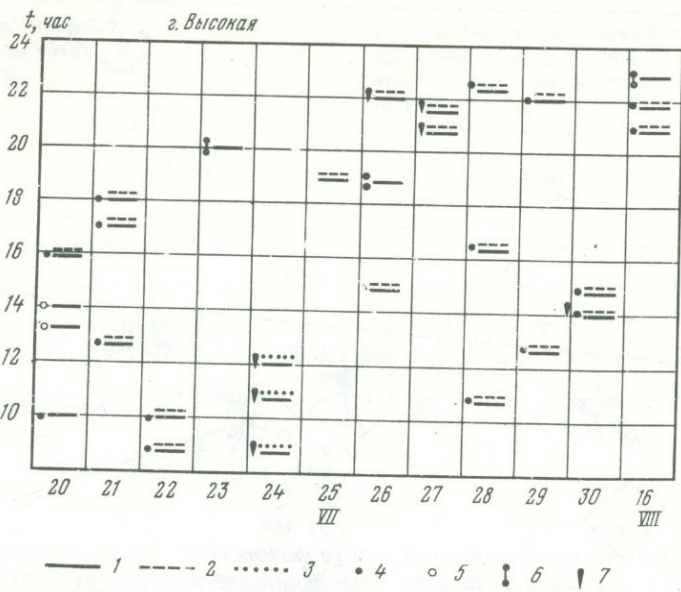
Чтобы по этим данным определить диапазон глубин, захватываемый областью возбуждения дрожания, было оценено положение области генерации колебаний в плане. На рис. 7 в виде векторных диаграмм показано распределение числа замеров направлений подхода волн дрожания к пунктам наблюдений Поляна Долгая, 20 точка, гора Алаид, гора Высокая. С учетом точности определения азимутов осреднение велось по 15° -ным интервалам. Длина каждого "лепестка" соответствует числу замеров в соответствующем секторе. Масштаб для всех диаграмм одинаков и показан для угловой расстановки Поляна Долгая. Даты наблюдений указаны около расстановок. Выделяются максимумы, направленные на район Южного конуса. Имеются и другие секторы подхода, которые не совпадают с направлением на Южный конус. Данные, полученные у горы Высокой, а также у горы Алаид и Родника, показывают значительную протяженность области дрожания на юго-восток от Южного конуса. Два боковых "лепестка" — восточный для расстановки у 20 точки и



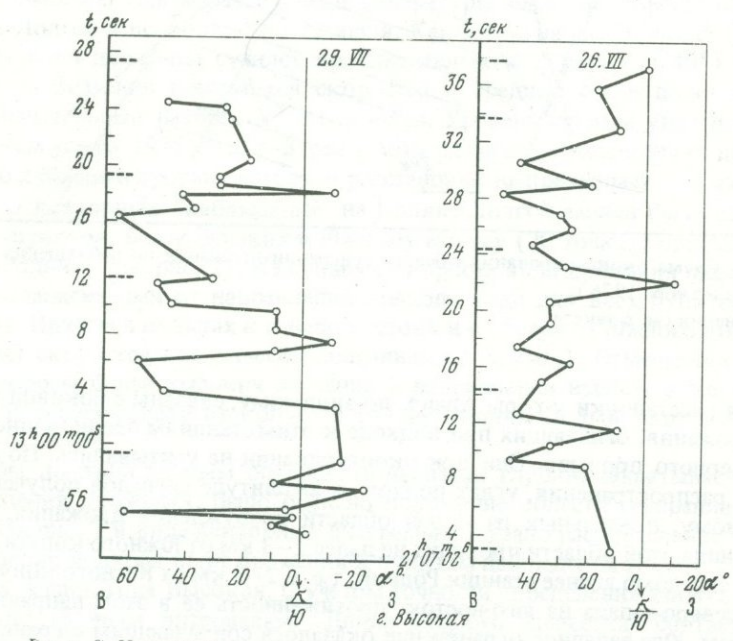
Р и с. 7. Схема оконтуривания области генерации дрожания по наблюдениям в июле-сентябре 1976 г.
Пояснения см. в тексте

западный для расстановки у горы Алаид, по-видимому, связаны с боковой релаксацией волн дрожания, огибающих при подходе к этим станциям неоднородность под районом Северного прорыва. Они при оконтуривании не учитывались. По данным о скоростях распространения, углах подхода и амплитуде сигналов получена оценка, по-видимому, предельных размеров области возбуждения дрожания. Северо-западная граница этой области проходит не далее 2-3 км от Южного конуса, северо-восточная — заведомо южнее станции Родник, т.е. в 2-3 км от Южного конуса. Зона вытянута с северо-запада на юго-восток, протяженность ее в этом направлении не менее 7-10 км. Юго-западное ограничение оказалось совпадающим с границей дрожания, полученной в 1975 г. Вероятно эта граница проходит северо-восточнее, но отсутствие наблюдений к югу от горы Каменистой не позволяет сузить область возбуждения колебаний в этом направлении.

Если дрожание генерируется в пределах заштрихованной области, то на расстояниях, где велись наблюдения, часть полученных значений скоростей соответствует источниками в диапазоне глубин от 0 до границы со скоростью 4,0-4,4 км/с, т.е.



Р и с. 8. Характеристика типов сейсмических колебаний, зарегистрированных при разных режимах эксплозивной деятельности Кужного конуса
 1 - и.ч.; 2 - звук; 3 - в.ч.; 4 - взрыв; 5 - затишье; 6 - пауза; 7 - пепел



Р и с. 9. Изменение во времени от начала к концу записи направлений подхода, следующих друг за другом цугов дрожания. Пунктиром показаны моменты прихода звуковых волн от вулканических взрывов

в интервале глубин, не превышающем 1-1,5 км. Однако, наблюдаемые так же и более высокие значения скоростей требуют заглубления части источников дрожания по крайней мере до границы со скоростью 4,8-5,2 км/с, т.е. до глубин 3-5 км. Наиболее вероятным на данном этапе анализа материала представляется достаточно равномерное по глубине возбуждение колебаний в пределах всей выделенной области. Имеющиеся данные, кроме того, позволяют высказать предположение, что в локальном участке непосредственно под районом Южного конуса идет дрожание и с больших глубин, захватывающих кристаллический фундамент, т.е. с глубин не менее 6-8 км.

В 1976 г., так же как и в 1975 г., регистрация дрожания проводилась при разных режимах эксплозивной деятельности. Наиболее длительный ряд наблюдений получен на расстановке у горы Высокой, в период с 20 по 30.VII.1976 г. — 26 записей по 1-4 сеанса в день. На рис. 8 отчетливо видно, что относительно низкочастотное дрожание (5-10 гц) фиксировалось при любых режимах работы Южного конуса во время взрывной деятельности в паузах между взрывами, в периоды затишья и выделения пепла. Достаточно часто регистрировались звуковые волны от вулканических взрывов (пример записи показан на рис. 1). При этом за весь рассмотренный период и в частности во время взрывной деятельности волны дрожания приходят к расстановке на горе Высокой из достаточно широкого сектора азимутов, далеко не всегда включающего сам Южный конус (рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ВЫВОДЫ

Изложенные материалы показывают, что с помощью сейсморазведочной аппаратуры в ходе извержения можно регистрировать короткопериодное вулканическое дрожание на значительных удалениях от вулкана. Рассматриваемый в работе тип вулканического дрожания по совокупности динамических и кинематических признаков следует отнести к классу объемных волн. Вопрос о доле поперечных волн среди зарегистрированных колебаний остается открытым, так как наблюдения велись только с вертикальными приборами. Если фиксировались не только продольные, но и поперечные волны, то следует предположить большую глубинность и (или) большую "компактность" по вертикали области генерации дрожания. Сложный интерференционный характер записи сейсмических колебаний в диапазоне частот 5-10 кц обусловлен по всей вероятности сложением большого числа импульсов дрожания, идущих из разных частей этой области и с разных глубин. Начиная с начальной стадии извержения, короткопериодное дрожание генерируется в протяженной зоне, в секторе, включающем Северный и Южный прорывы. Это согласуется с данными сейсмологических наблюдений (см. статью С.А. Федотова, В.И. Горельчик, В.В. Степанова и др. в наст. сборнике) показывающими, что землетрясения первого роя, предшествовавшие началу извержения, "вспороли" осевую часть зоны шлаковых конусов в районе, простирающемся от горы Алаид до горы Каменистой.

Рассматриваемый тип колебаний непосредственно не связан с характером поверхностной вулканической активности и обусловлен несомненно более глубинными процессами. Обсуждение этого вопроса выходит за рамки настоящего сообщения. Можно лишь высказать самое общее предположение, что одной из причин возбуждения колебаний является пульсация магматического давления в системе трещин, которая образовывалась и оживлялась в земной коре перед извержением и в ходе его в пределах значительной части зоны шлаковых конусов протяженностью с северо-северо-востока на юго-юго-запад в 15-20 км. В этом отношении представляет определенный интерес достаточно близкое соответствие оценок длины и направления общей вытянутости зоны генерации дрожания с северо-запада на юго-восток в районе Южного конуса (см. рис. 6) с оценками направления и длины питающей этот конус трещины (или системы трещин) по геодезическим и наклонномерным измерениям (см. статью С.А. Федотова, В.Б. Энмана и др. в наст. сборнике).

Проведенный анализ полученных материалов позволяет сформулировать ряд выводов:

1. В ходе Толбачинского извержения с помощью сейсморазведочной аппаратуры зарегистрировано короткопериодное вулканическое дрожание с частотой 5–10 гц, которое представляет собой объемные волны и имеет глубинное происхождение.

2. Это дрожание как в период работы Северного (1975 г.) так и Южного (1976 г.) прорывов генерируется в пределах зон значительной горизонтальной протяженности и не связано непосредственно с поверхностной эруптивной деятельностью.

3. Проведенные исследования подтвердили полученные ранее данные (Фарберов, Балеста, 1966) о наличии в составе вулканического дрожания колебаний с частотой ≥ 6 гц на удалениях более 10 км от действующего вулкана. Они показали также перспективность использования пространственных корреляционных систем сейсморазведочного типа для изучения сейсмических явлений при извержениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Монахов Ф.И., Пасечник И.П., Шебакин Н.В. Сейсмические и микросейсмические наблюдения на советских станциях в период МТГ. М., Изд-во АН СССР, 1959, 39 с.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966, 118 с.
- Фарберов А.И., Балеста С.Т. Об исследовании вулканического дрожания. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 45–60.
- Finch R.H. Volcanic tremor (part 1). — Bull. Seismol. Soc. Am., 1949, v. 39, N 2, p. 73–78.
- Sassa K. Microtremors and eruption earthquakes (1). — Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. a, 1935, v. 18, p. 255–293.
- Sassa K. Microseismometric study on eruption of the volcano Asso (2). — Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. A, 1936, v. 19, p. 11–56.
- Schick R., Riuscetti M. An analysis of volcanic tremors at South Italian Volcanoes. — Zeitschrift für Geophysic, 1973, B. 39, N. 2, p. 247–262.
- Shimozuru D., Kamo K., Kinoshita W.T. Volcanic tremor of Kilauea volcano, Hawaii during July–December 1963. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1966, v. 44, Part 3, p. 1093–1134.
- Ward P.L., Gregersen S. Comparison of earthquake locations determined with data from a network of stations and small tripartite arrays on Kilauea volcano. — Hawaii. Bull. Seismol. Soc. Am., 1973, v. 63, p. 679–711.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. <i>С.А. Федотов</i>	3
<i>Б.В. Иванов</i> . Камчатская вулканологическая станция и ее роль в развитии советской вулканологии	6

Часть I

ОПИСАНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ, ДАННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

<i>С.А. Федотов, Г.Н. Ковалев, Е.К. Мархинин, Ю.Б. Слезин, А.И. Цюрупа, Н.А. Гусев, В.И. Андреев, В.Л. Леонов, А.А. Овсянников</i> . Хронология и особенности Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг.	11
<i>П.И. Токарев</i> . Расчет расхода магмы, роста высоты насыпного конуса и размеров подводящего канала Первого кратера Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г.	23
<i>А.И. Фарберов</i> . Активность вулкана Плюский Толбачик в июне–июле 1975 г.	28
<i>В.А. Будников, Е.К. Мархинин, А.А. Овсянников</i> . Количество, распространение и петрохимические особенности пирокластики Большого трещинного Толбачинского извержения	32
<i>Е.Ф. Малеев, Ю.В. Ванде-Кирков</i> . Особенности пирокластики Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения и генезис светло-серого пепла	44
<i>А.Е. Шанцер</i> . Ксенолиты фундамента в продуктах извержения Новых Толбачинских вулканов и проблема формирования подводящих магматических каналов в верхней части земной коры	56
<i>О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, В.В. Пономарева</i> . Возрастное расчленение голоценовых вулканических образований Толбачинского дола	64
<i>Г.Б. Флеров, Г.Е. Богоявленская</i> . Геолого-петрохимические особенности вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов	73
<i>О.Н. Вольнец, Г.Б. Флеров, В.Н. Андреев, Э.И. Пополитов, В.А. Абрамов, Л.Л. Петров, С.А. Шека, Г.И. Селиванова</i> . Петро-геохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса.	86
<i>В.М. Округин, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, В.Н. Соколова</i> . Первые результаты изучения рудных минералов в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик.	106
<i>Е.К. Мархинин, В.А. Ураков, Н.Е. Подклетнов, В.В. Пономарев</i> . Газы базальтовых лавовых рек Толбачинского трещинного извержения 1975–1976 гг.	112
<i>И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина, Л.П. Вергасова, Р.В. Гусева, В.Н. Шапарь, А.М. Рожков</i> . Химизм и металлоносность вулканических газов и продуктов их реакций на Новых Толбачинских вулканах в 1975 г.	117
<i>Т.П. Кирсанова, Г.Ф. Пилипенко, Л.М. Юрова</i> . О влиянии извержения на химический состав поверхностных и подземных вод (на примере района извержения Толбачинских вулканов на Камчатке)	126

<i>С.А. Федотов, В.И. Горельчик, В.В. Степанов, В.Т. Гарбузова.</i> Развитие Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 году по сейсмологическим данным	135
<i>В.И. Горельчик, В.В. Степанов, В.П. Ханзутин.</i> Вулканическое дрожание при Большом трещинном Толбачинском извержении 1975 г.	146
<i>Е.И. Гордеев, В.Д. Феофилактов, В.Н. Чебров.</i> Исследование вулканического дрожания Толбачинского извержения.	151
<i>В.А. Широков.</i> Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз	164
<i>В.М. Зобин.</i> Механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений, предвалявших Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г.	171
<i>П.П. Фирстов, В.В. Адушкин, А.В. Сторчеус.</i> Ударно-воздушные волны, сопровождавшие Большое трещинное Толбачинское извержение (сентябрь, 1975 г.)	182
<i>С.А. Федотов, В.Б. Энман, М.А. Магуськин, В.Е. Левин, Н.А. Жаринов, С.В. Энман.</i> Деформации земной поверхности вблизи Новых Толбачинских вулканов (1975–1976 гг.)	189
<i>А.П. Кириенко, В.А. Шульман, Ю.П. Никитенко.</i> Анализ методов и результатов геодезических работ на Толбачинском геодинамическом полигоне в 1971–1976 гг.	200
<i>Н.А. Жаринов, Ю.С. Доброхотов, М.А. Магуськин, С.В. Энман.</i> О наклонах земной поверхности при образовании Второго конуса трещинного Толбачинского извержения 1975 г.	213
<i>М.А. Магуськин, В.Б. Энман, В.С. Целищев.</i> Изменения высоты, объема и формы Новых Толбачинских вулканов Северного прорыва.	217
<i>С.Т. Балеста, А.А. Карапольцев, Г.Б. Григорян.</i> Строение Новых Толбачинских вулканов по сейсмическим данным.	225
<i>А.И. Фарберов, Н.В. Гаретовская.</i> Исследование вулканического дрожания с помощью сейсморазведочной аппаратуры в районе Толбачинского извержения	234

CONTENTS

Preface. <i>S.A. Fedotov</i>	3
<i>B.V. Ivanov</i> . Kamchatka volcanological station and its role in the development of the Soviet volcanology	6

Part I

DESCRIPTION OF ERUPTION, DATA ON GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

<i>S.A. Fedotov, G.N. Kovalev, E.K. Markhinin, Yu.B. Slesin, A.I. Tsiurupa, N.A. Gusev, B.I. Andreev, V.L. Leonov, A.A. Ovsyannikov</i> . Chronology and the peculiarities of the South outbreak of the Large fissure Tolbachik eruption 1975-1976	11
<i>P.I. Tokarev</i> . Calculations of magma discharge, height growth of the scoria cone and dimensions of the feeding canal of the First cone during the Large fissure Tolbachik eruption in July 1975	23
<i>A.I. Farberov</i> . Activity of Ploskii Tolbachik volcano in June-July 1975	28
<i>V.A. Budnikov, E.K. Markhinin, A.A. Ovsyannikov</i> . Quantity, distribution and petrochemical peculiarities of pyroclastics of the Large fissure Tolbachik eruption	32
<i>E.F. Maleyev, Yu.V. Vande-Kirkov</i> . Peculiarities of pyroclastics of the North outbreak of the Large fissure Tolbachik eruption and genesis of its light-grey ash.	44
<i>A.E. Shantser</i> . Basement xenoliths in products of the New Tolbachik volcanoes eruption and problem of formation of feeding canals in the upper part of Earth's crust	56
<i>O.A. Bratseva, I.V. Melekestsev, V.V. Ponomareva</i> . Age division of Holocenic volcanites of Tolbachik regional zone.	64
<i>G.B. Flerov, G.E. Bogoyavlenskaya</i> . Geological-petrochemical features of volcanism of Tolbachik regional zone of scoria cones	73
<i>O.N. Volynets, G.B. Flerov, V.N. Andreev, E.I. Popolitov, V.A. Abramov, L.L. Petrov, S.A. Scheka, G.I. Selivanova</i> . Petro-geochemical peculiarities of rocks of the Large fissure Tolbachik eruption 1975-1976 concerning the questions of petrogenesis.	86
<i>V.M. Okrugin, V.K. Garanin, G.P. Kudryvtseva, V.N. Sokolova</i> . The first results of ore mineral studies in products of the South outbreak of the Large fissure Tolbachik eruption	106
<i>E.K. Markhinin, V.A. Urakov, N.E. Podkletnov, V.V. Ponomarev</i> . Gases of lava flows of the Tolbachik fissure eruption, 1975-1976.	112
<i>I.A. Menyailov, L.P. Nikitina, L.P. Vergasova, K.G. Guseva, V.N. Shapar, A.M. Rozhkov</i> . Chemical mechanism and metal-bearing of volcanic gases and products of their reactions in the new Tolbachik volcanoes in 1975.	117
<i>T.P. Kirsanova, G.F. Pilipenko, L.M. Yurova</i> . On the influence of eruption on the chemical composition of surface and ground waters (on the example of the region of New Tolbachik volcanoes in Kamchatka).	126

Part II

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

<i>S.A. Fedotov, V.I. Gorelchik, V.V. Stepanov, V.T. Garbusova</i> . Development of the Large fissure Tolbachik eruption of 1975 according to seismological data	135
--	-----

<i>V.I. Gorelchik, V.V. Stepanov, V.P. Hansutin.</i> Volcanic tremor during the Large fissure Tolbachik eruption in 1975	146
<i>E.I. Gordeev, V.D. Feofilaktov, V.N. Chebrov.</i> Investigation of volcanic tremor during the Tolbachik eruption	151
<i>V.A. Shirokov.</i> Influence of nineteen-year Moon-tide on large Kamchatka eruption and earthquakes and their long-term prediction	164
<i>V.M. Zobin.</i> Focal mechanism and source parameters of volcanic earthquakes preceding the Large fissure Tolbachik eruption in 1975	171
<i>P.P. Firstov, V.V. Adushkin, A.V. Storcheus.</i> Shock-air waves accompanying the Large fissure Tolbachik eruption (September, 1975)	182
<i>S.A. Fedotov, V.B. Enman, M.A. Maguskin, V.E. Levin, N.A. Zharinov, S.V. Enman.</i> Deformation of earth's surface near the New Tolbachik volcanoes (1975-1976)	189
<i>A.P. Kirienko, V.A. Shulman, Yu.P. Nikitenko.</i> Analysis of methods and results of geodetic investigations in the Tolbachik geodynamic polygon (1971-1976)	200
<i>N.A. Zharinov, Yu.S. Dobrokhotoy, M.A. Maguskin, S.V. Enman.</i> On the tilts of the Earth's surface during the formation of the Second cone of the Large fissure Tolbachik eruption	213
<i>M.A. Maguskin, V.B. Enman, V.S. Tselishev.</i> Grow of heights, volumes and change of shape of the New Tolbachik volcanoes of the Notrii outbreak	217
<i>S.T. Balesta, A.A. Kargapol'tsev, G.B. Grigoryan.</i> Deep structure of the New Tolbachik volcanoes according to seismic data	225
<i>A.I. Farberov, N.V. Garetovskaya.</i> Investigations of volcanic tremor by seismic exploration instruments in the region of Tolbachik eruption	234

УДК 550.21

Камчатская вулканологическая станция и ее роль в развитии советской вулканологии. Б.В. Иванов. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В статье дается краткий очерк 40-летней истории существования Камчатской вулканологической станции, освещены важнейшие этапы развития советской вулканологии и сформулированы основные задачи, стоящие перед вулканологической станцией в наступившей пятилетке.

УДК 551.21.032.212.1

Хронология и особенности Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. С.А. Федотов, Г.Н. Ковалев, Е.К. Мархинин, Ю.Б. Слезин, А.И. Цюрупа, Н.А. Гусев, В.И. Андреев, В.Л. Леонов, А.А. Овсянников. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Извержение на Южном прорыве началось 18 сентября 1975 г. и окончилось 10 декабря 1976 г., продлившись 450 дней. Извержение было резко выраженным эффузивным (коэффициент эксплозивности 4), ближе всего соответствующим гавайскому типу. Вначале извержение было трещинным, но через 10–12 дней сконцентрировалось в одном жерле центрального типа. Видимый расход лавы колебался в процессе извержения от нуля до 100 м³/с. В ходе извержения было установлено по крайней мере два момента активизации – 6–10 апреля 1976 г. с усилением эксплозивной и эффузивной деятельности и в начале июля 1976 г. с заметным увеличением только расхода лав. Мелкие колебания видимого расхода в значительной степени отражали особенности перемещения лавы в поверхностных условиях. При этом существенную роль играла транспортировка лавы по горизонтальным лавоводам – лавовым трубам. В результате извержения излилось 0,5–0,7 км³ субщелочных мегаплагиофировых базальтов и было выброшено до 0,075 км³ пирокластического материала. Площадь, залитая лавами составила 34–35 км², а шлаковый конус достиг высоты 160 м. Тепловая энергия извержения оценена в $1,3 \times 10^{18}$ дж. Библ. назв. 9, илл. 9, табл. 1.

УДК 551.21

Расчет расхода магмы, роста высоты насыпного конуса и размеров подводящего канала Первого кратера Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. П.И. Токарев "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

На основании визуальных и сейсмологических наблюдений дано краткое описание извержения Нового Толбачинского вулкана в его начальный период. Начальная скорость истечения материала из кратера оценивается в 200 м/с. Приведены данные измерений размеров конуса в первые 5 дней извержения и схема роста конуса, по которым расход магмы оценивается в $1,25 \cdot 10^5$ кг/с. Получена эмпирическая формула для оценки дальнейшего роста высоты насыпного конуса. По сделанным оценкам диаметр магмоподводящего канала равен 12 м. Библ. назв. 3, илл. 1, табл. 1.

УДК 551.21

Активность вулкана Плоский Толбачик в июне–июле 1975 г. А.И. Фарберов. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Описывается активность вулкана Плоский Толбачик в период подготовки и в ходе начального этапа Толбачинского извержения. Приводится характеристика ювенильных продуктов, выброшенных из кратера вулкана в конце июня. Предполагается, что перед извержением по каналу вулкана Плоский Толбачик происходило перемещение на поверхность газовой фазы глубинного происхождения.

Библ. назв. 6, илл. 1, табл. 1.

УДК 552.323

Количество, распространение и петрохимические особенности пирокластики Большого трещинного Толбачинского извержения. В.А. Будников, Е.К. Мархинин, А.А. Овсянников. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В статье описывается методика подсчета объема пирокластических продуктов, извергнутых Северным прорывом; объем пепла за период с 6 июля по 15 сентября состав-

ляет 0,6826 км³, объем конусов 0,327 км³, общий объем пирокластики 1,0196 км³. Одним из специфических моментов при извержении Северного прорыва является выброс 7 млн. м³ белого пудрообразного пепла в ночь с 8 на 9 августа, который представлен, в основном, резургентным материалом.
Библ. назв. 2, илл. 8, табл. 4.

УДК 551.211.217

Особенности пирокластики Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения и генезис светло-серого пепла. Е.Ф. Малеев, Ю.В. Ванде-Кирков. "Геологические и геофизические данные с Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Приведены некоторые особенности динамики взрывного процесса извержения, описан взрывной материал отдельных конусов Северного прорыва. На основании гранулометрического, петрографического, минералогического, химического анализов, данных шлихового опробования делается предположение, что светло-серые пеплы, закономерно появляющиеся по ходу извержения Северного прорыва – это тонкораздробленный взрывной материал, сложенный ювенильными и чуждыми продуктами.
Библ. назв. 7, илл. 5, табл. 4.

УДК 551.21.032+551.215

Ксенолиты фундамента в продуктах извержения Новых Толбачинских вулканов и проблема формирования подводящих магматических каналов в верхней части земной коры. А.Е. Шанцев. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Ксенолиты фундамента представлены обломками осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород, заключенных в вулканических бомбах. По составу они аналогичны породам подстилающего неогенового разреза. Анализ данных по извержению и геологических материалов показывает, что наиболее вероятен захват ксенолита на участках разреза, благоприятных для образования силлов, участвующих в строении верхней части магматического канала. По-видимому, образование силлов и вынос ксенолитов происходит последовательно снизу вверх по разрыву при выработке разветвленного канала-очага, представляющего собой сочетание секущих и пластовых тел. Интервал образования силлов при Толбачинском извержении оценивается в 500–2000 м.

Библ. назв. 5, илл. 4.

УДК 550.81+551.217

Возрастное расчленение голоценовых вулканических образований Толбачинского дола. О.А. Брайтцева, И.В. Мелекесцев, В.В. Пономарева. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

На основе тефростратиграфических работ реконструируется история голоценового вулканизма Толбачинского дола, предшествовавшая Большому Толбачинскому трещинному извержению 1975–76 гг. Указывается, что голоценовые лавовые излияния начались здесь около 2500–3000 лет назад. Вначале излияния были распространены по всей площади дола, а позднее 2000 лет сконцентрировались в его осевой части. Выделяется 5 возрастных комплексов вулканических образований.

Библ. назв. 12, илл. 3, табл. 1.

УДК 551.212:552.323.5

Геолого-петрохимические особенности вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Г.Б. Флеров, Г.Е. Богоявленская. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 г." М., "Наука", 1978.

Описывается эволюция вулканизма ТРЗ на основе возрастного расчленения вулканических образований (5 возрастных комплексов). Отчетливо выделяются оливин-пироксеновые магнезиальные умеренной щелочности и мегаллагиофировые глиноземистые субщелочные типы базальтов, объединенные промежуточными разновидностями. Эти контрастные серии базальтов периодически повторяются в геологической истории ТРЗ в интервале времени от 200 лет до наших дней. Выделяются три типа извержений: автономные извержения базальтов крайних петрохимических типов; извержения базальтов промежуточного типа из самостоятельного эруптивного центра; сложные извержения, характеризующиеся тесной парагенетической и пространственной связью базальтов всех петрохимических разновидностей. Изменение составов базальтов единых вулканических

ких комплексов в процессе извержения идет от магнезиальных к глиноземистым субщелочным. В качестве объяснения неоднородности химических составов базальтов предлагается гипотеза существования самостоятельных исходных расплавов, поступающих из разноглубинных очагов и смешивающихся в процессе их подъема к поверхности. Библиографическое название: 17, илл. 5, табл. 3.

УДК 552:11:550.4:551.2

Петро-геохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса. О.Н. Волынец, Г.Б. Флеров, В.Н. Андреев, Э.И. Пополитов, В.А. Абрамов, Л.Л. Петров, С.А. Шека, Г.И. Селиванова. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Изучено распределение главных (Si, Al, Mg, Ca, Fe, Ti, Na, K), малых и редких (Rb, Li, F, B, Be, Ag, Nb, Ta, Zr, Hf, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Mo, Mn, Sn, Sc, As, Sb, Ga, Ge, Y) элементов в породах извержения. Наиболее детальные данные получены по петрогенным элементам, а также — P, Rb, Li, F, B, Be. Анализированная коллекция образцов отбиралась в хронологической последовательности в ходе извержения и отражает особенности изменения составов различных порций расплавов во времени. Показано резкое различие в составах базальтов двух этапов извержения — Северного прорыва (магнезиальные базальты умеренной щелочности) и Южного прорыва (субщелочные глиноземистые базальты). Обе группы базальтов объединяются наличием пород промежуточного состава, проявившихся в конце Северного и начале Южного прорывов. Коэффициенты вариаций содержаний большинства изученных элементов в породах промежуточного состава намного превышают таковые для преобладающей массы пород каждого прорыва. Анализ петро-геохимического материала приводит к выводу о самостоятельности расплавов, исходных для базальтов Северного и Южного прорывов и образовании пород промежуточного состава за счет смешения этих исходных расплавов. Библиографическое название: 23, илл. 7, табл. 4.

УДК 549.08

Первые результаты изучения рудных минералов в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик. В.М. Округин, В.К. Гранин, Г.П. Кудрявцев, Р.Н. Соколов. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Образцы твердых продуктов извержения, отобранные во время режимных наблюдений на Южном прорыве с 8 по 20 октября 1975 г. исследованы с применением как традиционных приемов классической петрографии и минералогии, так и совершеннейших методов рентгено-спектрального (УХА–50А), лазерного (УМА–1) микроанализа. Впервые для характеристики продуктов современных извержений применен высоко-разрешающий сканирующий электронный микроскоп (СWIKSCAN–107). Среди рудных минералов установлены шинелиды (хромпикотит с содержанием Si_2O_3 до 48,71%, хромсодержащие титаномагнетиты, в которых Si_2O_3 меняется от 6,31 до 6,97%), сульфиды (пирит, пирротин, пентландит), интерметаллические соединения и самородные медь (?), железо (?). Предварительно охарактеризован фазовый состав включений затвердевших магматических расплавов в фенокристаллах породообразующих минералов и приведены единичные замеры температур гомогенизации, равные 1080–1260°. Библиографическое название: 6, илл. 9, табл. 1.

УДК 551.231

Газы базальтовых лавовых рек Толбачинского трещинного извержения 1975–1976 гг. Е.К. Мархинин, В.А. Ураков, Н.Е. Подклетнов, В.В. Пономарев. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Впервые в Советском Союзе авторами (Е.К. Мархинин и В.А. Ураков) отобраны пробы магматического газа непосредственно из жидкой лавы. Установлено высокое содержание воды. В конденсатах пара обнаружено значительное количество рудных элементов. Найдена корреляционная зависимость вязкости лавы от количества воды в магматическом газе. Найден ряд углеводородов от метана до тексана и более тяжелых. Библиографическое название: 9, илл. 4, табл. 2.

УДК 551.231

Химизм и металлоносность вулканических газов и продуктов их реакций на Новых Толбачинских вулканах в 1975 г. И.А. Меньяйлов, Л.П. Никитина, Л.П. Вергасова, Р.В. Гусева, В.Н. Шапарь, А.М. Рожков. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В результате геохимических работ на Толбачинском трещинном извержении в 1975 г. были отобраны пробы магматических и высокотемпературных фумарольных газов, конденсатов, возгонов. В составе магматических газов Южного прорыва определено до 94% H_2O , а также HF , HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , H_2 , N_2 , O_2 . Фумарольные газы на лавовых потоках Северного прорыва содержали до 89% H_2O , а также HF , HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , CO (+ др. углеводороды), H_2 , NH_3 , O_2 , N_2 , He . По составу газы Новых Толбачинских вулканов 1975–1976 гг. являются типичными для базальтовых вулканов Камчатки и Курильских островов, для которых установлен глубинный источник питания. Характер распределения величин отношений N_2/O_2 , H_2O/H_2 и содержаний H_2 , CO , CH_4 , He , в газах Новых Толбачинских вулканов предполагает более глубинный источник магмы Северного прорыва и менее глубинный — для магмы Южного прорыва. Металлогенетическая специализация эксгаляций Новых Толбачинских вулканов характерна для эксгаляций и гидротерм активных вулканов и отличается от гидротермальных систем вулканических областей.

Библ. назв. 13, илл. 9, табл. 3.

УДК 551.21+556.314

О влиянии извержения на химический состав поверхностных и подземных вод (на примере района извержения Толбачинских вулканов на Камчатке). Т.П. Кирсанова, Г.Ф. Пилипенко, Л.М. Юрова. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В статье приводится фактический гидрохимический материал исследований извержения Толбачинских вулканов с привлечением данных о составе летучих в лавах. Отмечается, что большая часть газообразных продуктов рассеивается вдали от места извержения, не вызывая резких отклонений в химическом режиме гидросферы. Существенное влияние извержения на состав поверхностных и подземных вод ограничивается небольшой площадью.

Библ. назв. 4, илл. 1, табл. 6.

УДК 550.34–551.21

Развитие Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. по сейсмологическим данным. С.А. Федотов, В.И. Горельчик, В.В. Степанов, В.Т. Гарбузова. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Рассмотрены сейсмические явления, предвалявшие и сопровождавшие базальтовое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г. на Камчатке. По сейсмологическим данным подготовка извержения сопровождалась интенсивными движениями, захватившими нижние горизонты коры и, возможно, верхнюю мантию. Образование I конуса Северного прорыва произошло, по всей вероятности, в результате подъема магнезиальных базальтов с глубин порядка $15 \div 30$ км в 18 км к юго-западу от вершины Плоского Толбачика. Предполагается, что 1–17 августа базальты из неглубоких очагов Плоского Толбачика перемещались вниз и на юг, что сопровождалось обрушением вершинной кальдеры отмиранием I и образованием II и III конусов Северного прорыва. Дальнейшее извержение, после образования серии трещин 5–17 сентября к югу от I, II и III конусов, сосредоточилось в Южном прорыве, VIII конус которого до 9.XII. 1976 г. изливал жидкую высокоглиноземистую базальтовую лаву, характерную для вершинных извержений Плоского Толбачика.

Библ. назв. 10, илл. 6, табл. 1.

УДК 550.34–550.21

Вулканическое дрожание при Большом трещинном Толбачинском извержении 1975 г. В.И. Горельчик, В.В. Степанов, В.П. Ханзутин. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В статье дан детальный анализ изменения интенсивности вулканического дрожания в период трещинного Толбачинского извержения 1975 г. Показано, что основные этапы извержения хорошо коррелируются с ходом графика изменения средней амплитуды вулканического дрожания.

Библ. назв. 7, илл. 1.

УДК 550.34.06

Исследование вулканического дрожания Толбачинского извержения. Е.И. Гордеев, В.Д. Феофилактов, В.Н. Чебров. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В статье приводятся результаты исследования вулканического дрожания Толбачинского извержения в 1975–1976 гг. Получены основные статистические свойства вулканического дрожания, как случайного процесса. Предполагается метод определения направления на квазистационарный источник. Метод основан на корреляционных свойствах сейсмических волновых полей. Анализ выборочных реализаций вулканического дрожания в 1975 и 1976 гг., полученных при помощи системы наблюдений, состоящей из полевых сейсмических станций с регистрацией на магнитную ленту, позволил определить положение источников дрожания. Результаты отличаются хорошей внутренней сходимостью.

В 1976 г. проведено изучение изменения динамических характеристик волновых полей вулканического дрожания с расстоянием. Получена зависимость коэффициентов поглощения дрожания с частотой. Показано возможное использование вулканического дрожания как локационного сигнала для изучения строения среды в районе извержения. Библиогр. назв. 18, илл. 8, табл. 1.

УДК 551.21.550.343.62

Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз. В.А. Ш и р о к о в. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Проведен анализ распределения во времени больших камчатских извержений с объемом изверженного материала $V \geq 0,5 \text{ км}^3$ и землетрясений с магнитудой $M \geq 7,5$ с начала текущего столетия. Показано, что рассматриваемые события приурочены к двум узким интервалам фаз, совмещенных друг с другом лунных приливных периодов длительностью 18,61 г. Продолжительность активных фаз составляет 2 г. Вероятность подобного распределения событий случайным образом составляет $\sim 10^{-6}$. Как и все предыдущие большие извержения камчатских вулканов, Толбачинское извержение произошло в результате влияния на вулканический процесс 19-летней компоненты приливообразующей силы Луны.

На основе выявленных закономерностей дан прогноз времени возникновения больших камчатских извержений и землетрясений на ближайшие 25 лет. Тревожное время составляет 22%.

Библиогр. назв. 28, илл. 1, табл. 2.

УДК 550.341

Механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений, предвсривших Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. В.М. З о б и н "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Изучены механизм очага и сейсмические моменты землетрясений роя, предвсрившего извержение. Обнаружен относительно низкочастотный характер сейсмического излучения из очагов землетрясений роя. Выявлена переориентация системы напряжений в очагах вулканических землетрясений и увеличение периодов волн Р перед извержением. Библиогр. назв. 7, илл. 6, табл. 3.

УДК 580.348.436.+551.596

Ударно-воздушные волны, сопровождавшие Большое трещинное Толбачинское извержение (сентябрь, 1975 г.). П.П. Ф и р с т о в, В.В. А д у ш к и н, А.В. С т о р ч е у с. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Рассмотрены среднестатистические параметры ударно-воздушных волн, возникавших во время извержения II конуса Большого трещинного Толбачинского извержения.

По форме записи и динамическим параметрам выделено пять типов ударно-воздушных волн. Ударные волны II и III типа, по-видимому, могут возникать при сверхзвуковом истечении пепло-газовой смеси и детонации взрывоспособных вулканических газов. Воздушные волны IV и V типов связаны с процессами, происходящими на больших глубинах магматического канала.

Библиогр. назв. 22, илл. 4, табл. 2.

УДК 550.348; 551.24:528

Деформации земной поверхности вблизи Новых Толбачинских вулканов (1975–1976 гг.). С.А. Ф е д о т о в, В.Б. Э н м а н, М.А. М а г у с ь к и н, В.Е. Л е в и н, Н.А. Ж а р и н о в, С.В. Э н м а н. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Геодезические работы в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. выявили числовые характеристики вертикальных и горизонтальных подвижек района, связанные с эндогенными и экзогенными воздействиями извержения. Скорости подвижек велики, доходят до 10 м/мин. Максимальные локальные поднятия достигают 30 м/сутки. Для их изучения необходимы, кроме традиционных геодезических сетей, повторяемых ежегодно, специальные стационарные измерения на отдельных куестах пунктов и линий, параллельно с непрерывными измерениями наклонов в штольнях. Геодезические данные позволили в самом начале извержения определить его трещинный характер. При образовании каждого из крупных конусов Северного прорыва (I, II, III) толщина питающей дайки была более 1 м. Избыточное давление магмы при выходе ее на поверхность находится в пределах представления о механизме извержения и тектонической схеме района.
Библ. назв. 2, илл. 10.

УДК 551.24:528

Анализ методов и результатов геодезических работ на Толбачинском геодезическом полигоне в 1971–1976 гг. А.П. Кириенко, В.А. Шульман, Ю.П. Никитенко. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении в 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

В районе Большого трещинного Толбачинского извержения в 1971 г. создана сплошная сеть триангуляции II класса. В ходе извержения, в 1976 г. участок из 25 пунктов был использован для измерения деформаций, сопутствующих извержению. Выполнены угловые, линейные (часть сети) измерения и тригонометрическое нивелирование. Данные 1971 и 1976 гг. обработаны единообразно. Сеть уравнивалась как свободная в двух вариантах, в зависимости от выбранного условно неподвижного базиса. Работы показали, что между двумя циклами измерений (за 5 лет) произошли значительные горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности. Районы максимальных подвижек совмещены с районами извержения: зона поднятия и растяжения охватывает район Северного и Южного прорывов. Зона опускания и сжатия тяготеет к вулканам Острому и Плоскому Толбачицам, кратер последнего активизировался во время извержения Новых вулканов 1975–1976 гг. Выполненные работы позволили уточнить методику и тактику работы на Толбачинском полигоне в будущем.
Библ. назв. 11, илл. 3, табл. 3.

УДК 551:528:550.348

О наклонах земной поверхности при образовании Второго конуса трещинного Толбачинского извержения 1975 г. Н.А. Жаринов, Ю.С. Доброхотов, М.А. Магуськин, С.В. Эрман. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Во время трещинного Толбачинского извержения проводились измерения наклонов уровнем и наклономерами и нивелированием. Приборы, установленные в лавовой пещере на глубине 6 м от дневной поверхности в 0,8 км от действующего конуса I, зарегистрировали перед прорывом конуса II наклон, превышающий 45°. Направление наклона показало на раскрытие питающей трещины перед началом извержения. По нивелирным данным зарегистрировано опускание участка поверхности к северо-востоку от района образования конуса II.
Библ. назв. 4, илл. 4.

УДК 551.241

Изменения высоты, объема и формы Новых Толбачинских вулканов Северного прорыва. М.А. Магуськина, В.Б. Эрман, В.С. Целищев. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Геодезические измерения и фототеодолитная съемка позволили следить за ходом роста и особенностями формирования трех крупных конусов Северного прорыва. Получены данные о расходе пирокластического материала при образовании каждого конуса. В среднем расход пирокластике был равномерным и составил около $4,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ за сутки. Измерены деформации конусов, обычно сопровождающие образование бокки. После окончания извержения высоты конусов были равными: 330 м, II – 290 м и III – 140 м. Общий объем 0,33 км³.
Библ. назв. 2, илл. 6.

УДК 550.34:551.21:551.224

Строение Новых Толбачинских вулканов по сейсмическим данным. С.Т. Балеста, А.А. Каргапольцев, Г.Б. Григорян. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении в 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Приведены результаты сейсмических исследований, выполненных в 1975–76 гг. в период активной деятельности Большого трещинного Толбачинского извержения. Выявлена структура верхней части земной коры ареальной зоны вулканизма. Установлены глубины залегания границ раздела, относимых к кровле неогеновых отложений, верхнемелового фундамента и кристаллического основания. С помощью комплекса сейсмических данных, включающих систему продольных и непродольных наблюдений, выявлены аномальные неоднородности в верхних слоях земной коры, отождествляемые с магматическими внедрениями, питавшими Северную группу конусов.
Библ. назв. 4, илл. 5.

УДК 551.21 (047)

Исследование вулканического дрожания с помощью сейсморазведочной аппаратуры в районе Толбачинского извержения. А.И. Фарберов, И.В. Гаретовская. "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг." М., "Наука", 1978.

Сообщаются результаты работ по изучению короткопериодного вулканического дрожания в ходе Толбачинского извержения. Показано, что колебания с частотой 5–10 Гц представляют собой объемные волны и имеют глубинное происхождение. Выявлена значительная горизонтальная протяженность зоны генерации дрожания. Установлено отсутствие прямой связи этого типа дрожания с поверхностной эруптивной деятельностью.
Библ. назв. 9, илл. 9.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
О БОЛЬШОМ ТРЕЩИННОМ ТОЛБАЧИНСКОМ
ИЗВЕРЖЕНИИ 1975–1976 гг.**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *В. Фирсова*
Художественный редактор *И.К. Капралова*
Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 7216

Подписано к печати 21. 07. 78. Т – 09594
Усл.печ.л. 22.4 + 1,5 вкл. Уч.-изд.л. 24,5
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 850 экз. Тип. зак. 279.
Цена 3 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.

2780



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •