

А.Ю. Озеров

КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН: ВЕЩЕСТВО, ДИНАМИКА, МОДЕЛЬ



Петропавловск-Камчатский – Москва
2019

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



А.Ю. ОЗЕРОВ

КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН: ВЕЩЕСТВО, ДИНАМИКА, МОДЕЛЬ

ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ – МОСКВА

ГЕОС

2019

УДК 551.21:[552+532.5]
ББК 26.323

Озеров А.Ю. КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН: ВЕЩЕСТВО, ДИНАМИКА, МОДЕЛЬ. – М.: ГЕОС, 2019. 306 с.

ISBN 978-5-89118-798-6

Монография является первым фундаментальным изданием, посвященным генетической вулканологии. Исследованы петрологические процессы образования магм и физические процессы, определяющие механизмы разных типов извержений. Показано, что непрерывная известково-щелочная серия Ключевского вулкана (высокомагнезиальные базальты – высокоглиноземистые андезибазальты) образуется в результате декомпрессионного фракционирования темноцветных минералов, происходящего преимущественно между извержениями, во время остановок движения магмы. Впервые вулкан рассматривается как широкополосный генератор периодических процессов, проявляющихся в интервале от первых секунд до нескольких суток. Для изучения этих процессов создана уникальная крупногабаритная экспериментальная установка – лабораторный вулкан. Физическое моделирование на установке позволило создать новую схему газогидродинамических режимов в протяженных вертикальных колоннах. Установлены физические законы, определяющие монотонные и периодические типы извержений базальтовых и андезибазальтовых вулканов.

На основе исследований базовых составляющих базальтового-андезибазальтового вулканизма: эволюции магматических расплавов, периодичностей в динамике эруптивного процесса и механизмов разных типов извержений – создана динамическая модель извержений Ключевского вулкана.

Для широкого круга специалистов в области геологии, вулканологии, петрологии, минералогии, геофизики, геотермии, нефтяной геологии, физики, газогидродинамики, географии и экологии.

Ключевые слова:

Вулкан, извержение, магмы, базальты, андезибазальты, минералы, дифференциация, периодичности, крупногабаритная установка, газогидродинамика, моделирование, режимы течения, генетическая вулканология.

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ)
Проект № 19-15-00034



Издание РФФИ не подлежит продаже

© Озеров А.Ю., 2019
© Издательство ГЕОС, 2019

RUSSIAN MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY
FAR-EASTERN BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES



OZEROV A.Yu.

KLYUCHEVSKOY VOLCANO: ROCKS, DYNAMICS, MODEL

Petropavlovsk-Kamchatskiy – Moscow

GEOS

2019

UDK 551.21:[552+532.5]
BBK 26.323

Ozerov A.Yu. KLYUCHEVSKOY VOLCANO: ROCKS, DYNAMICS, MODEL. – M.: GEOS, 2019.
306 p.

ISBN 978-5-89118-798-6

This book is the first basic edition considering the issues of genetic volcanology. Petrological aspects of magma formation have been investigated as well as physical processes that account for the mechanisms of various types of eruptions. Continuous calc-alkaline series of the Klyuchevskoy volcano rocks (high-Mg basalts – high-Al basaltic andesites) have been shown to form due to decompression fractionation of dark-colored minerals taking place mostly between the eruptions during the pauses of magma migration. For the first time a volcano has been presented as a wideband generator of periodic processes occurring within the intervals from a few seconds to a few days. To study the above processes, a unique large experimental facility representing a laboratory volcano was designed and constructed. Physical modelling carried out using this facility allowed developing a new classification of gas-hydrodynamic regimes occurring in long vertical columns. Physical principles accounting for the monotonous and periodic types of eruptions of basalt and basaltic andesite volcanoes have been defined.

Dynamic model of the Klyuchevskoy volcano eruptions has been developed based upon the major aspects of basalt-basaltic andesite volcanism – magmatic melts evolution, periodicities in the eruption dynamics, and mechanisms of various types of eruptions.

For experts in geology, volcanology, petrology, mineralogy, geophysics, geothermal researches, oil geology, physics, gas-hydrodynamics, geography, and ecology.

Keywords:

Volcano, eruption, magma, basalt, basaltic andesite, minerals, differentiation, periodicity, large experimental facility, gas-hydrodynamics, modelling, flow regimes, genetic volcanology.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR),
Grant 19-15-00034



The edition of RFBR is not subject for sale

© Ozerov A.Yu., 2019
© GEOS, 2019

*Эта книга посвящается моей маме,
доктору геолого-минералогических наук,
академику РАН
ОЗЕРОВОЙ НИНЕ АЛЕКСАНДРОВНЕ,
воспитавшей во мне вулканолога...*

*This book is dedicated to the memory of my Mother,
Doctor of geologic-mineralogical sciences,
Academician of Russian Academy of Natural Sciences,
OZEROVA NINA ALEXANDROVNA,
who had instilled a spirit of volcanologist in me...*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Базальтовый-андезибазальтовый вулканизм – один из главных геологических процессов, определяющих облик Земли. С ним связан широкий спектр проблем, включающих эволюцию магматического вещества в питающих системах, динамику эруптивного процесса и механизмы извержений различного типа.

По своим характеристикам базальтовые-андезибазальтовые извержения значительно отличаются друг от друга. Интенсивность извержений находится в широком диапазоне – от слабых «безопасных» проявлений вулканической активности до мощнейших катастрофических извержений, способных изменить облик целого региона. Разные типы вулканической активности могут проявляться на разных этапах одного и того же извержения. Следующие друг за другом извержения даже одного вулкана могут отличаться по типу, например, эффузивные, эксплозивные, эффузивно-эксплозивные, причем одни из них могут продолжаться часы или дни, другие – месяцы, годы, десятилетия.

Попытки систематизации извержений предпринимались еще в XVIII веке [*Scrope*, 1825; *Ruch*, 1825; *Geikie*, 1897; *Мушкетов*, 1899]. С тех пор были описаны основные типы извержений, представлены общие классификационные признаки [*Lacroix*, 1904; *Mercalli*, 1907; *Jaggard*, 1910; *Wolff*, 1914; *Escher*, 1933; *Rittmann*, 1936, 1960; *Sonder*, 1937; *Заварицкий*, 1945; *Пуйн*, 1956, *Geze*, 1964; *Горшков*, *Богоявленская*, 1965, *Макдональд*, 1975, *Лучицкий*, 1985, *Schmincke*, 2004, *Lockwood and Hazlett*, 2010]. Однако разобраться в причинах возникновения различных типов извержений, определить главные закономерности и понять природу вулканического процесса пока не удалось. Механизмы извержений вулканов в настоящее время относятся к малоизученному направлению вулканологии.

При изучении базальтового и андезибазальтового вулканизма необходимо учитывать, что извержение – это многогранное явление, которое не может быть описано в рамках одной научной дисциплины. Следует принимать во внимание, что основные процессы, определяющие характер извержения, происходят в питающей магматической системе и скрыты от исследователя. Главной движущей силой извержения являются поднимающиеся магматические расплавы, а условия их выхода на поверхность, объемы, фи-

зическое состояние и распределение газовой фазы обуславливают параметры извержений. Чтобы составить представление о них, исследователям необходимо привлекать базовый фактический материал – вещественный состав магматических продуктов и динамические характеристики извержений. Анализ этих материалов позволяет выделить присущие магматической системе эруптивные закономерности, которые являются основой петрологического и экспериментального физического моделирования. Такой комплексный подход позволяет выявить главные процессы, определяющие характер базальтовых-андезибазальтовых извержений, и установить причины их широкого разнообразия.

Цель работы – создание динамической модели извержений Ключевского вулкана на основе исследований базовых составляющих базальтового-андезибазальтового вулканизма: эволюции магматических расплавов, периодичностей в динамике эруптивного процесса и механизмов разных типов извержений.

Соответственно, были поставлены следующие **задачи**:

1 – исследовать характер преобразований магматического вещества в питающей системе вулкана, установить взаимоотношения минеральных фаз и изменения их составов, создать схему минеральных парагенезисов пород Ключевского вулкана;

2 – создать петролого-геохимическую модель формирования известково-щелочной непрерывной высокомагнезиальной-высокоглиноземистой базальтовой-андезибазальтовой серии пород Ключевского вулкана;

3 – выявить периодичности в динамике эксплозивной активности Ключевского вулкана; изучить эти явления во временных интервалах от первых секунд до десятков часов;

4 – изучить периодические процессы в ходе извержений с использованием методов статистического анализа, применяемого к непрерывным рядам данных вулканического дрожания;

5 – выделить новые типы базальтовых-андезибазальтовых извержений;

6 – спроектировать и построить крупногабаритную лабораторную установку для моделирования динамики двухфазных газожидкостных смесей в вертикальных колоннах, провести экспериментальные исследования с целью сопоставления получен-

ных данных с реальными вулканическими событиями;

7 – в ходе экспериментов выделить новые газогидродинамические режимы;

8 – создать новую схему режимов течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах;

9 – показать, что различные типы взрывной деятельности обусловлены конкретным типом газогидродинамического режима в жерле вулкана;

10 – установить механизмы периодических и монотонных типов базальтовых-андезитобазальтовых извержений.

В КАЧЕСТВЕ ГЛАВНОГО ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ выбран Ключевской вулкан, один из активнейших вулканов мира. Это – вулкан-гигант, на его долю приходится почти половина ювенильного материала, поступающего на поверхность земли в Курило-Камчатской вулканической зоне. Породы вулкана представляют собой непрерывную высокомагнезиально-высокоглиноземистую базальт-андезитобазальтовую серию (от 12,3 до 4 мас. % MgO). Постройка вулкана почти полностью состоит из высокоглиноземистых андезитобазальтов, в резко подчиненном количестве представлены высокомагнезиальные базальты, магнезиальные и глиноземистые андезитобазальты. Совместное нахождение этих типов вулканитов дает уникальную возможность выявить характер их взаимодействия и создать модель формирования обсуждаемой магматической серии.

Извержения Ключевского вулкана происходят практически ежегодно. Для него характерны все разновидности базальтовых-андезитобазальтовых извержений: по типу – эффузивные, эффузивно-взрывные, взрывные; по месту выхода магм – вершинные и побочные; по степени интенсивности – от слабых до пароксизмальных. Высокая активность вулкана и разнообразие его деятельности создают благоприятные возможности для выявления закономерностей в динамике извержений.

Таким образом, Ключевской вулкан – самый удобный объект в пределах Тихоокеанского огненного кольца для исследования эволюционных преобразований базальт-андезитобазальтовых серий пород, изучения динамических характеристик извержений и создания моделей эруптивных процессов.

Для основных периодов, выделенных по сейсмологическим или другим данным в ходе извержений одного или разных типов, в дальнейшем будем использовать термин «периодичности».

Необходимо сделать пояснения о различиях механизмов базальтовых-андезитобазальтовых и андезитовых-дацитовых извержений. Кроме изучения базальтовых-андезитобазальтовых типов извержений, нами проводились исследования извержений андези-

товых-дацитовых вулканов – Шивелуч, Безымянный, Карымский и Авачинский [Озеров и др., 1996; Озеров, 1997; Озеров, Демянчук, 2004]. Анализ полученных данных позволил автору прийти к заключению о принципиальном отличии механизмов базальтового-андезитобазальтового и андезитового-дацитового типов извержений:

– **ДИСКРЕТНЫЙ (ПЕРИОДИЧЕСКИЙ) МЕХАНИЗМ БАЗАЛЬТОВЫХ-АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ** – обусловлен газогидродинамическими преобразованиями жидких расплавов, в которых газовые пузырьки поднимаются быстрее заключающего их расплава. В результате происходит разделение поступающего расплава на слои пены и на слои жидкости с существенно меньшим количеством пузырьков. Закономерное чередование этих слоев при определенных расходах магмы создает периодичность в характере поступления раскаленного материала на поверхность [Озеров, 2004];

– **ДИСКРЕТНЫЙ (ПЕРИОДИЧЕСКИЙ) МЕХАНИЗМ АНДЕЗИТОВЫХ-ДАЦИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ** – обусловлен особенностями поступательного движения вязко-упругого магматического расплава вдоль стенок выводного канала. Газовые пузырьки запечатаны в вязком расплаве, они не могут образовывать собственные структуры. Дискретность в характере извержения возникает в процессе повторяющихся друг за другом циклов – накопления энергии в нижней части магматической колонны (под пробкой) и последующей разрядки в виде выброса [Озеров, Ispolatov, Lees, 2003; Озеров, 2004].

Извержения андезитового-дацитового типа и их механизмы в настоящей работе не рассматриваются, монография посвящена исследованию природы базальтовых-андезитобазальтовых извержений.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, положенный в основу работы, собирался и обрабатывался на протяжении трех десятилетий. Автор в качестве начальника вулкано-логического отряда Института вуканологии и сейсмологии ДВО РАН изучал извержения Ключевского вулкана – побочные 1983, 1988, 2016 гг. и вершинные 1984, 1985, 1987, 1988, 1993, 1994, 2008 гг. Было проведено детальное опробование лавовых потоков и шлаковых конусов древних и современных (начиная с 1932 г.) побочных прорывов вулкана. Получены петрохимические и геохимические данные составов этих пород. Проведено исследование породообразующих минералов прорывов Юбилейный, Пийпа и Былинкиной. В андезитобазальтах прорыва Юбилейный изучены кристаллические включения в минерале-хозяине Ol, Crx и Pl. Исследованы сейсмологические материалы, полученные во время извержений 1978, 1983, 1984, 1993, 1994, 2007 и 2008 гг. По литературным источникам проанализирована эруптивная деятельность Ключевского вулкана за 80 последних лет. На созданной автором экспериментальной установке

моделирования движения двухфазных смесей в протяженных вертикальных колоннах получен фактический материал о нуклеации газовых пузырьков, их росте, коалесценции, образовании, преобразовании газовых структур и динамических характеристиках двухфазных потоков.

При проведении исследований и при анализе материалов автору в значительной степени помогли знания, полученные при изучении извержений вулканов – Авачинского, Безымянного, Горелого, Карымского, Шивелуч (Камчатка), Эребус (Антарктида), Килауэа (Гавайи), Стромболи (Италии), а также опыт работы на вулканах Новой Зеландии, Италии, Исландии, Северной Америки, Японии.

Основные методы исследования

Петрологические – петрохимическое и геохимическое изучение базальтов-андеизитов, микрозондовое исследование породообразующих минералов и твердофазных включений, термодинамическое ЭВМ-моделирование.

Вулканологические – изучение динамических параметров извержений с использованием визуальных методов, фото- и видеосъемки.

Сейсмологические – оцифровка сейсмических лент, построение графиков временных вариаций огибающей амплитуды вулканического дрожания и обработка их методами математической статистики.

Инженерное конструирование – создание крупногабаритной установки экспериментального исследования динамики двухфазных смесей в вертикальных колоннах.

Физическое моделирование – выделение новых режимов течения двухфазных смесей, изучение механизмов формирования газогидродинамических кластерных структур.

Синтез результатов исследования – обобщение полученных результатов. Создание на их основе моделей, описывающих процессы эволюции магм, их подъема в питающем канале и выхода на поверхность во время извержений.

Методика исследований

1. Геолого-геофизические методы исследования вулканических извержений включают: отбор образцов лавы и пирокластики в хронологической последовательности их выхода на поверхность; визуальную, фото- и видеорегистрацию эруптивных явлений (взрывы и фонтанирование в кратере, лавовые потоки, пепловые шлейфы). Опробование побочных

прорывов Ключевского вулкана. Получение непрерывных рядов сейсмических данных (вулканическое дрожание) во время проявления периодических закономерностей в динамике извержений вулкана.

2. Петрохимические, геохимические и минералогические методы исследований – анализ валового химического состава пород на основные породообразующие оксиды и на примесные элементы. Изучение породообразующих ОI, Сrx, РI и акцессорных Орх, Sp, Mgt минералов, а также исследования кристаллических (твердофазных) включений в минерале-хозяине ОI, Сrx и РI с использованием рентгеноспектрального микроанализатора.

3. Экспериментальные методы исследований – выявление и изучение новых режимов течения газожидкостных двухфазных смесей, вызывающих при выходе магмы на поверхность различные типы извержений. Для проведения экспериментальных исследований авторами проекта сконструирован и изготовлен **Комплекс Аппаратуры Моделирования Базальтовых Извержений (КАМБИ)**.

4. Анализ и обобщение полученных данных. Статистические методы анализа гистограмм составов минералов и графиков химических составов пород. ЭВМ-моделирование петрохимических и геохимических трендов при изобарном и декомпрессионном фракционировании исходных магм Ключевского вулкана с использованием для расчетов программы КОМАГМАТ. Математические методы выявления периодичностей в записях вулканического дрожания. Метод сравнительного подобию сейсмологических графиков, построенных на основе сейсмограмм, и акустических графиков, полученных в процессе экспериментов. Метод группирования вулканических событий по продолжительности и эруптивным характеристикам.

Новые методики исследований, разработанные автором

В петрологии для решения проблемы формирования известково-щелочных базальтовых-андеизитовых магм (высокомagneзиальные базальты – высокоглиноземистые андеизитовые базальты) создана специальная методика изучения «твердофазных включений в породообразующем минерале-хозяине» [Озеров, Арукин, Бармина и др., 1996; Ozerov, 2000].

В сейсмологии разработана методика «эквидистантного поинтервального отсчета» для анализа записей вулканического дрожания [Ozerov, Konov, 1987; Конов, Озеров, 1988] с целью выявления и

изучения устойчивых периодичностей в динамике извержений.

В экспериментальном моделировании разработана методика «газогидродинамического моделирования базальтовых извержений», позволяющая изучать эволюцию двухфазного потока в протяженных вертикальных колоннах [Озеров, 2007, 2010, 2011].

Конструирование новой экспериментальной аппаратуры

Для исследования природы новых, установленных нами, типов извержений – пульсирующего фонтанирования и периодического фонтанирования, создан газогидродинамический **Комплекс Аппаратуры Моделирования Базальтовых Извержений – КАМБИ** [Озеров, 2007, 2010, 2011]. Задача опытов на КАМБИ – экспериментальное моделирование процессов, происходящих в питающих системах базальтовых вулканов. Цель – определение механизмов пульсирующего фонтанирования, стромболианских взрывов и периодического фонтанирования. При конструировании были учтены геометрические параметры реальных питающих каналов базальтовых вулканов: соотношение внутреннего диаметра канала к его высоте $\sim 1 : 1000$. КАМБИ имеет высоту 18 метров, и состоит из моделирующей и регистрирующей систем. Моделирующая система включает емкость для приготовления газонасыщенной модельной жидкости (магматический очаг), прозрачную колонну (питающий канал), аквариум для приема поступающей модельной жидкости (кратер). Регистрирующая система включает блок динамического видеослежения и видеорегистрации, электронный высотомер и спидометр, блок акустической регистрации, синхронизирующее устройство и отключающую систему. Установка не имеет аналогов в мире.

Практическое значение работы

1. Петролого-геохимические данные, а также результаты изучения термодинамических условий формирования высокоглиноземистых андезибазальтов используются для разработки модели островодужной геодинамической обстановки.

2. Сопоставление данных по вулканическому дрожанию с результатами исследования разномасштабных эруптивных процессов наглядно демонстрирует, что вариации уровня вулканического дрожания хорошо коррелируют с изменениями эксплозивной активности Ключевского вулкана. Показана эффективность

использования вулканического дрожания для слежения за деятельностью базальтовых и андезибазальтовых вулканов. Установлено, что для базальтовых-андезибазальтовых вулканов характерны процессы периодической концентрации энергии извержений, приводящие к экстремальным проявлениям вулканической деятельности. Выделенные основные периодичности являются важными составляющими в комплексе методов определения характеристик развивающихся вулканических извержений.

3. Ранее было известно два базальтовых-андезибазальтовых типа извержений – гавайский и стромболианский [Луцицкий, 1971; Влодавец, 1984]. В настоящей работе выделены еще два типа базальтовых-андезибазальтовых извержений – пульсирующее фонтанирование и периодическое фонтанирование. Это значительно расширяет представления об эруптивной деятельности, дает возможность создать принципиально новые технологии научного прогноза и позволяет системно исследовать извержения, являющиеся источником значительной опасности для жизнедеятельности человека.

4. Результаты экспериментального изучения механизмов базальтовых-андезибазальтовых извержений станут важной составляющей вулканологического мониторинга, существенно его расширят и наполнят новым содержанием. Это позволит на современном, качественно новом уровне моделировать сценарии грядущих вулканических событий и определять оптимальную стратегию действий в конкретных чрезвычайных ситуациях. Такой подход даст возможность снизить риск от сильных и катастрофических извержений для населения, авиатранспорта и производственной деятельности. В регионах, подверженных прямому воздействию извержений вулканов на нашей Планете, живут сотни миллионов человек. Извержение вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия) в 2010 г., например, наглядно показало, что даже небольшие по интенсивности извержения могут оказывать значительное влияние на жизнедеятельность населения всей Земли [Озеров, Гордеев, 2011].

5. Четыре новых газогидродинамических режима, установленных в ходе наших исследований, существенно расширяют представления о свойствах вертикальных газожидкостных потоков. Это весомый вклад в теорию многофазной гидромеханики, применяемую для оптимизации работы нефтяных и геотермальных скважин.

Благодарности

В книге представлены материалы, полученные автором на протяжении трех десятилетий, все это

время весомая поддержка оказывалась исследователями разных специальностей. Автор благодарен всем коллегам за доброе содействие, без их ценного участия этот труд вряд ли удалось бы довести до завершения.

Многолетнюю значимую помощь автору оказывала дирекция Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН: академик РАН С.А. Федотов, академик РАН Е.И. Гордеев, Е.Г. Калачева, О.Е. Боград, Г.А. Карпов, С.Б. Самойленко, А.А. Овсянников, Я.Д. Муравьев, В.Л. Леонов, Т.Ю. Самкова, директора Камчатского филиала Геофизической службы РАН В.Н. Чебров и Д.В. Чебров, а также И.Р. Абубакиров, Г.П. Авдейко, М.А. Алидибиров, В.В. Ананьев, Л.П. Аникин, Г.И. Аносов, Г.И. Арсанова, Ю.А. Бабушкин, Е.С. Барский, В.И. Белоусов, Г.Е. Богоявленская, Ю.С. Бородаев, А. Борсук, А.Ю. Бычков, К.А. Бычков, И.Г. Будько, А.В. Буткач, Г.Ф. Васильев, А.В. Викулин, Т.Д. Вислова, К.А. Власов, Г.В. Волгина, М.Г. Гавриленко, П.Г. Гавриленко, А.А. Гаврилов, В.А. Гаврилов, В.Т. Гарбузова, О.А. Гирина, Б.Н. Гордейчик, В.И. Горельчик, А.А. Гусев, В.И. Гусева, О.В. Гусева, Н.С. Данилевич, И.Е. Далецкая, О. Далецкая, Л.В. Данюшевский, В.Н. Двигало, Д.В. Дементьев, М.В. Демянчук, Ю.М. Джалилов, О.И. Дьячкова, А.А. Долгая, Д.В. Дроздин, С.Я. Дроздина, В.Н. Дубровский, И.К. Дубровская, Р.Л. Дунин-Барковский, В.И. Дядин, О.А. Евдокимова, Ю.О. Егоров, В.А. Ермаков, Н.А. Жаринов, М.Е. Зеленский, Б.В. Иванов, В.В. Иванов (ст.), В.В. Иванов (мл.), В.И. Иванченко, Я.О. Исполатов, В.С. Каменецкий, Л.В. Карасик, С.В. Касьянов, А.С. Кириленко, В.А. Кириченко, Т.П. Кирсанова, А.В. Кирюхин, Г.В. Коваль, А.П. Козлов, А.И. Козырев, А.А. Кондратов, А.С. Конов, А.В. Колосков, А. Короткова, Ю.А. Кугаенко, Ю.Д. Кузьмин, Д.Ю. Кузьмин, Ф.Ш. Кутыев, В.М. Ладыгин, А.В. Ландер, С.Ф. Лактионов, И.В. Логинов, А.П. Максимов, Ю.Ф. Манухин, Е.К. Мархинин, Д.В. Мельников, И.В. Мелекесцев, И.А. Меняйлов, Н.Л. Миронов, Н.Н. Мозгова, Ю.Ф. Мороз, А.А. Мулькеев, А.Е. Назаров, С.И. Набоко, И.И. Невская, А.Ю. Озеров (ст.), А.М. Окурина, В.М. Окурин, Л.Г. Осипенко, В.К. Панов, С.И. Плотников, В.А. Подтабачный, Г.П. Пономарев, Э.Г. Пономарев, Г. Пюке, Т.В. Радюшина, В.А. Рашидов, Н.В. Романов, И.В. Рыбников, С.Н. Рычагов, В.А. Салтыков, И.Ю. Свирид, О.Б. Селянгин, С.Л. Сеньюков, В.А. Сергеев, В.В. Сергеев, Е.Г. Сидоров, А.Г. Симакин, Н.П. Смелов, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, А.В. Сокоренко, А.М. Солдатова, А.В. Соловьев, В.В. Степанов, А.В. Сторчеус, В.М. Сугробов, Ю.А. Таран, И.Ф. Тимофеева, Л.А. Ушакова, М.И. Угрин, А.И. Фарберов, О.В. Федористов, Н.И. Филатова, Т.А. Филицина, Т.М. Философова, П.П. Фирстов,

Г.Б. Флеров, С.А. Хубуная, И.В. Чаплыгин, О.В. Чаплыгин, Д.В. Чебров, А.С. Чикичева, А.М. Чирков, С.А. Чирков, В.М. Чубаров, О.С. Чубарова, Т.Г. Чурикова, В.Н. Шапарь, В.И. Шевцов, В.А. Широков, А.Г. Шкарупо, В.П. Шпак, Г.С. Штейнберг, В.С. Шульга.

Особую благодарность автор выражает опытным вулканологам, под руководством которых проходило обучение работе на извержениях: В.Н. Андрееву, Ю.М. Дубику, В.И. Иванченко, И.Т. Кирсанову, А.П. Хренову. Всплохи извержений глубоко вошли в сознание и являются путеводными маяками при выборе направлений исследования.

Около 35 лет автору посчастливилось проводить совместные исследования динамики извержений с начальником Камчатской вулканологической станции им. Левинсона-Лессинга Ю.В. Демянчуком и вулканологическим дуэтом А.Б. Белоусова и М.Г. Белоусовой.

Автор признателен проф. А.А. Арискину, Г.С. Барминой, Р.Р. Альмееву, с которыми проводил увлекательные исследования пород Ключевской группы вулканов. Курс лекций по Генетической петрологии А.А. Арискина, прослушанный автором на Геологическом факультете МГУ, был полезен для осмысления материалов по вещественному составу Ключевского вулкана.

Благодарен геофизику А.С. Конову. Во время совместного изучения периодичностей вулканического процесса для автора открылась гармония сейсмического сигнала. В последующем автор всегда стремился получать и использовать сейсмические данные при изучении извержений.

При конструировании установки физического моделирования КАМБИ и проведении экспериментальных исследований ценную поддержку оказывал теплофизик В.А. Дроздин.

Признателен проф. Ю.Д. Чашечкину, постоянно поддерживающему газогидродинамическое направление представленных исследований. Курс лекций Юлия Дмитриевича по гидродинамике, прослушанный автором на Физическом факультете МГУ, был важен для моделирования механики вертикальных газожидкостных систем.

В процессе осмысления материалов большую помощь оказали академик РАН В.В. Адушкин, академик РАН В.И. Коваленко, академик РАН Л.Н. Когарко, академик РАН В.А. Коротеев, академик РАН Р.И. Нигматулин, академик АН СССР Л.А. Яншин, чл.-корр. РАН Н.А. Богданов, чл.-корр. РАН О.Э. Мельник, чл.-корр. РАН А.Л. Собисевич, д.г.-м.н. А.М. Курчавов, д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов, проф. М.А. Мохов, проф. А.Л. Перчук, проф. П.Ю. Плечов, проф. Э.М. Спиридонов, проф. В.И. Старостин,

проф. Н.Н. Сысоев, проф. Т.И. Фролова и доцент Ю.В. Фролова.

В процессе выполнения работ автор ощущал существенную поддержку Администрации Дальневосточного отделения РАН: академика РАН В.И. Сергиенко, академика РАН А.И. Ханчука, академика РАН М.А. Гузева, чл.-корр. РАН Б.В. Левина. Гранты научного фонда ДВО существенно помогли реализации запланированных работ.

При проведении работ и подготовке монографии к изданию важное содействие в создании иллюстративного материала оказывали сотрудники ИВиС ДВО РАН С.М. Лимарева и А.Н. Рогозин.

Проведение исследований в значительной мере было стимулировано инициативными грантами РФФИ. Автор благодарен за многолетнее содействие руководителю Отдела наук о Земле РФФИ д.ф.-м.н. В.В. Жмуру и сотруднице этого отдела Н.А. Михайловой.

Большое содействие при выполнении работ оказала администрация Камчатского края: заместитель Председателя Правительства В.Н. Карпенко, А.А. Гаврилов, Л.А. Грачев и С.И. Кравец.

Автор признателен иностранным коллегам John Eichelberger, Nelia W. Dunbar, Pavel E. Izbekov, Keith R. Joels, Luda, Alena, Lenia, Dima Kogans, Jahn P. Lockwood, Vadim Levin, Tom P. Miller, Jaroslav O. Ispolatov, Richard Esser.

Благодарен Philip R. Kyle за приглашение и предоставленную возможность работать на извержении вулкана Эребус (Антарктида). В New Mexico Institute of Mining and Technology (Socorro, USA) автор прослушал курс лекций Philip Kyle по Вулканологии, сопровождаемый полевым изучением палеовулканических объектов и научным обсуждением во время знаменитых вулканологических ланчей. Накапливались новые знания, приобретался опыт американской вулканологической Школы.

Важный этап научного пути был пройден с вулканологом Jonathan M. Lees в рамках трехлетнего Российско-Американского проекта NSF – “EAR 96-14639” “Side edge of Kamchatka Slab” (руководители

Jonathan Lees и Озеров А.Ю.). В ходе извержений вулканов были получены сейсмические и акустические записи высокого разрешения. В последующем возникла потребность воспроизведения структуры сигналов в лабораторных условиях для интерпретации их генезиса. Это определило необходимость создания экспериментальной аппаратуры для моделирования динамики извержений.

Принципиальным для наших исследований было участие в Вулканологической школе в Nicolosi (Italy) и полевые экскурсии на вулкане Этна. Удалось провести сопоставление и найти общие черты в динамике извержений камчатских и итальянских вулканов. С глубокой благодарностью автор вспоминает Salvatore Alparone, Daniele Andronico, Ornella Cocina, Rosa Anna Corsaro, Carmelo Ferlito, Marco Viccaro.

Большое содействие в процессе подготовки рукописи оказали В.Н. Васильев, В.И. Дядин, Н.П. Кураленко, В.А. Максименко, Н.А. Озерова (млад.), И.Л. Ототюк, А.Ф. Сашенкова, И.И. Невская, И.А. Чистякова.

Автор искренне признателен за воспитание, помощь в выборе профессии, постоянную духовную и научную поддержку моему учителю – академику РАЕН, д.г.-м.н. Нине Александровне Озеровой.

ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА экспедиционных, лабораторных и экспериментальных исследований осуществлялась благодаря инициативным грантам РФФИ и ДВО, выполненным под руководством автора диссертации (РФФИ – 97-05-64541, 00-05-64466, 03-05-64881, 06-05-64590, 09-05-00841, 15-05-05502, 19-05-00401; ДВО – 06-III-A-08-331, 12-III-A-08-173, 15-I-2-069), по Государственному контракту Программы № 4 и № 16 фундаментальных исследований Президиума РАН, грантом Правительства Камчатского края, по международным проектам NSF EAR-961463 (1997–1999 гг.) и NSF “Partnerships in International Research and Education”, PIRE (2006–2010 гг.).

Публикация настоящей монографии поддержана грантом РФФИ на издание лучших научных трудов – 19-15-00034 Д.

Глава 1

КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН – МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ИЗВЕРЖЕНИЯ, ПИТАЮЩАЯ СИСТЕМА

«Ключевской вулкан – великое явление природы».

Даниэль Гаус, 1788 г.
(первовосходитель на Ключевской вулкан)

1.1. ПРЕАМБУЛА

Цель настоящей главы – представить основные характеристики Ключевского вулкана, привести данные о его геологическом строении, показать разнообразие извержений, обсудить особенности глубинного строения питающей системы вулкана.

Методы исследований – анализ совокупности геологических и вулканологических сведений по Ключевскому вулкану по данным литературных источников, полевые исследования строения лавовых

потоков и шлаковых конусов, изучение динамических параметров современных извержений.

Природный объект исследования – Ключевской вулкан, один из активнейших и высочайших вулканов мира, типичный представитель островодужного высокомагнезиального–высокоглиноземистого базальт-андезибазальтового известково-щелочного вулканизма, для которого характерны вершинные и побочные извержения.

1.2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КЛЮЧЕВСКОМ ВУЛКАНЕ

Первые упоминания о Ключевском вулкане относятся к 1697 или 1698 году. Владимир Атласов, казачий пятидесятник, открыватель Камчатки в отчете о виденном сообщает: «А от устья итти вверх по Камчатке реке неделю есть гора – подобна хлебному скирду, велика гораздо и высока, а другая близь еж –

подобна сенному стогу и высока гораздо (вулкан Ключевской, *прим. автора*): из нее днем идет дым, а ночью искры и зарево. А сказывают камчадалы: буде человек взойдет до половины тое горы, и там слышат великой шум и гром, что человеку терпеть невозможно. А выше половины той горы которые

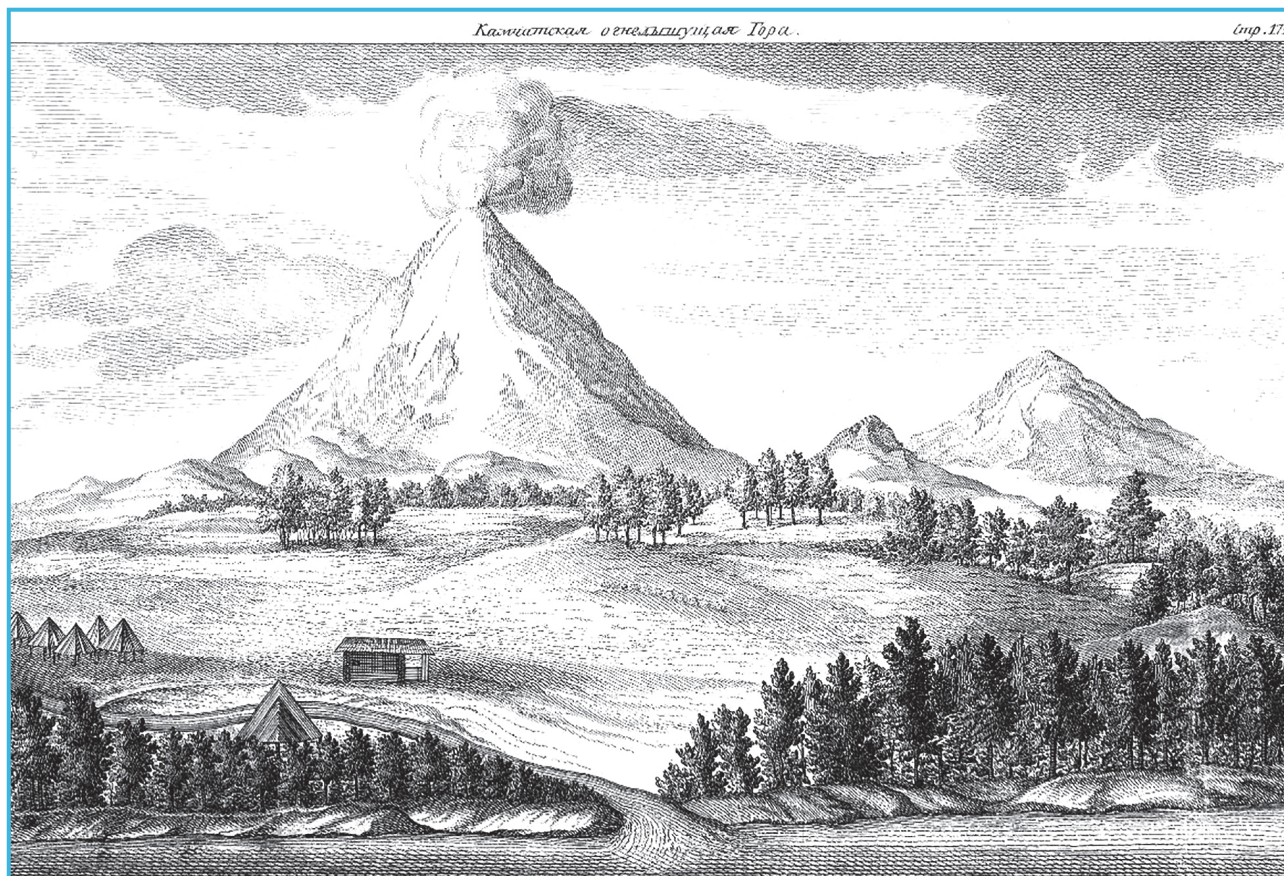


Рис. 1-01. Первое изображение Ключевского вулкана, по [Крашенинников, 1755 (Том 1, С. 174 б)]. Слева направо вулканы Ключевской, Средний, Крестовский.

На первом плане вдоль нижнего обреза рисунка – река Камчатка. Сверху в нее впадает речка поменьше, она питалась водами из мощнейших холодных источников-ключей. Сейчас этих ключей нет. На втором плане, слева – жилые постройки, сейчас это восточная окраина поселка Ключи, район Мордовия.

Рисунок выполнен в южном направлении с левого берега реки Камчатка

люди всходили, назад не вышли, а что тем людям на горе учинилось, не ведают», цитата из отчета Атласова В., опубликованная в книге об истории освоения Камчатки [Берг, 1935 (С. 88–89)].

Первое изображение Ключевского вулкана относится к 1737–1741 гг. (рис. 1-01), оно представлено в двухтомнике [Крашенинников, 1755 (Том 1, С. 174 б)]. Следует отметить, что угол склона Ключевского вулкана на рисунке $\sim 50^\circ$, в реальности же угол склона $\sim 30^\circ$, максимальные значения до 32° .

Первое детальное описание Ключевского вулкана было выполнено в августе 1788 году геологом и горным инструктором-проводником Даниэлем Гаусом (Daniel Haus). 4–8 августа 1788 г. он совершил первое восхождение на вершину Ключевского вулкана. Им составлен схематический рисунок (рис. 1-02), к которому прилагается своеобразная легенда – подробное описание форм рельефа. На рисунке также нанесен маршрут восхождения Гауса, он маркирован

синим пунктиром. Иллюстрация позаимствована из работы [Otton de Huhn, 1809 (С. 198)], русский перевод текста [Влодавец, 1940 (С. 31, рис. 22)].

В публикации [Гирина, 2002] приводятся аргументы в пользу того, что вместе с Гаусом на вершину поднялись еще два человека, их имена до настоящего времени остаются неизвестными. Первая декада августа 1788 г. считается датой начала Российского альпинизма [Иорданишвили, 2018]. В год подготовки настоящей монографии к изданию (2018 г.), альпинизму России исполнилось 230 лет и началом отчета этого события послужило восхождение на Ключевской вулкан.

Первую топографическую карту Ключевской группы вулканов (рис. 1-03) составил [Келль, 1932]. Он впервые проводит системные топографические измерения, наносит высотные отметки и отображает рельеф в изолиниях. В последующем карты Н.Г. Келля были приведены в первых монографических изда-

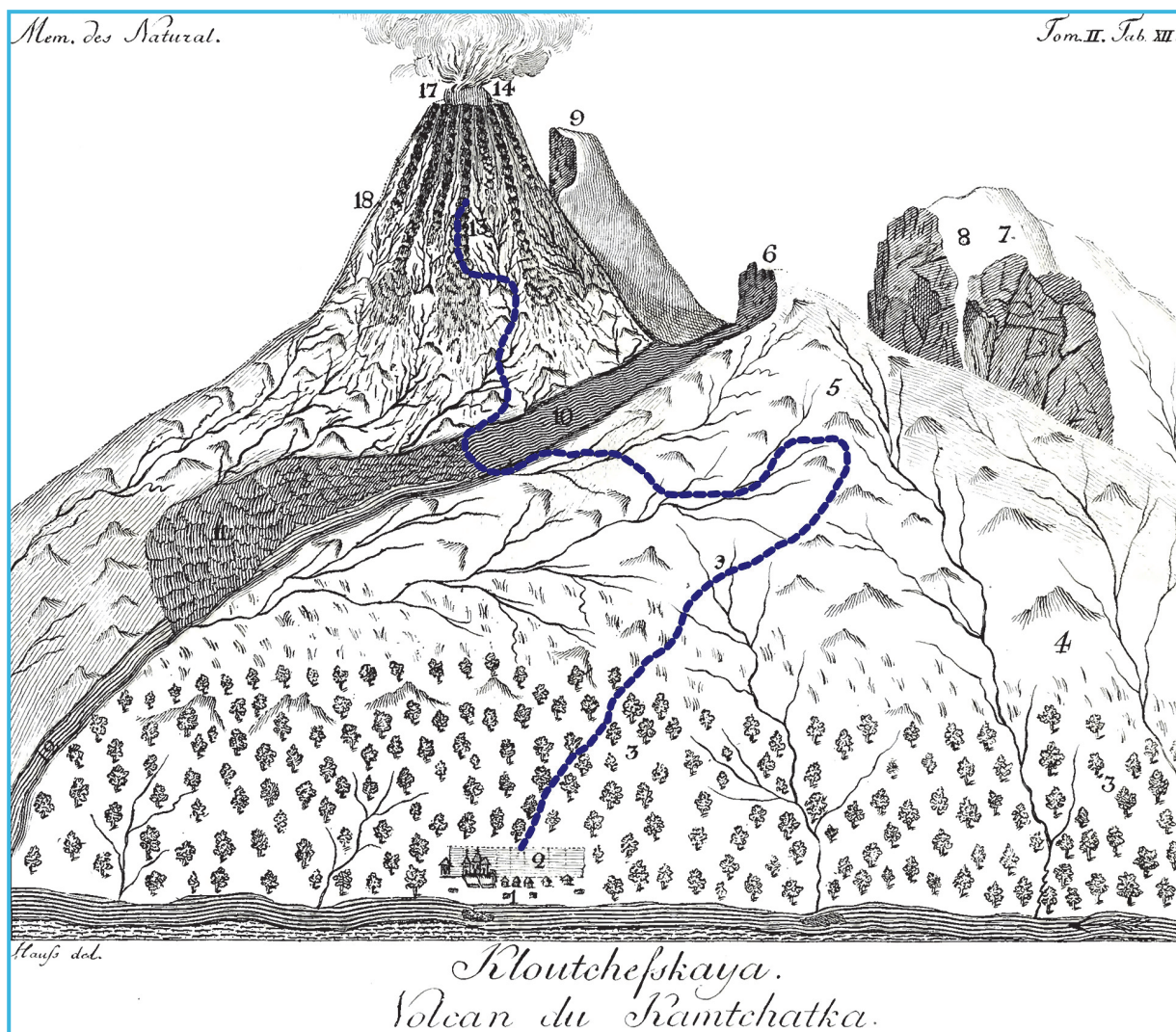


Рис. 1-02. Вид с севера на Ключевскую группу вулканов. Слева направо вулканы Ключевской (18), Камень (9), Средний (6), Крестовский (7).

Автор рисунка Даниэль Гаус, 1788 г., из [Otton de Huhn, 1809 (С. 198)]. Рисунок выполнен в южном направлении, с левого берега реки Камчатки.

Цифровые обозначения к **рис. 1-02:**

1 – деревня Ключевская носит имя большого источника-ключа. Состоит из церкви Святой Троицы и нескольких крестьянских домов; 2 – возделываемые поля; 3 – березовый лес, шириной в 6 верст (6,36 км), в котором находится немного тополей и рябины; 4 – лес, состоящий из ольхи и кедровника шириной в 2 версты (2,12 км), выше территория без растительности; 5 – большие возвышенности и глубокие впадины, двигаться пешком или верхом возможно с большим трудом; 6 – крупный утес (вулкан Средний, *прим. автора*) с осыпями обожженных камней; 7 – большой утес (вулкан Крестовский, *прим. автора*), поверхность которого покрыта льдом и снегом; 8 – впадина, целиком заполненная льдом; 9 – скала (вулкан Камень, *прим. автора*), которая, как утверждают жители этих стран, всегда остается белой, как снег; 10 – сухая река, она течет только периодически. Летом она покрыта пеплом и льдом, который там подымается в виде пирамид высотой до 30 сажень (45 метров, *прим. автора*), на дне трещин видна вода, текущая с большой быстротой и шумом; 11 – выше, где кончаются горы ледяных пиков (см. описание пункта 10, *прим. автора*), замечаются холмики из обожженных камней и черного пепла. Под ними находится лед, под которым течет вода. Этот участок прошел с большим опасением, потому что заметил в нескольких местах ужасающие пропасти, которые простираются на расстоянии 500 сажень (трещины/промоины в леднике Эрмана, протяженностью 750 м, *прим. автора*); 12 – русло реки Сухая; 13 – застывшие лавовые потоки; 14 – нагромождение лав вокруг кратера; 15 – отверстие в лаве, откуда выходят пары и огонь; 16 – «отсюда я вернулся, не имея более возможности двигаться вперед» (это место не отмечено цифрами на рисунке Даниэля Гауса, *прим. автора*); 17 – кратер, постоянно выбрасывающий пары и огонь; 18 – склон того же вулкана, находящийся на расстоянии 40 верст (реальное расстояние 25–30 км, *прим. автора*) от деревни Ключевской.

Путь подъема Даниэля Гауса, представлен синей пунктирной линией (для проведения реконструкции, автором использовались графическая и текстовая составляющие описания из [Влодавец, 1940 (С. 31-32, рис. 22)])

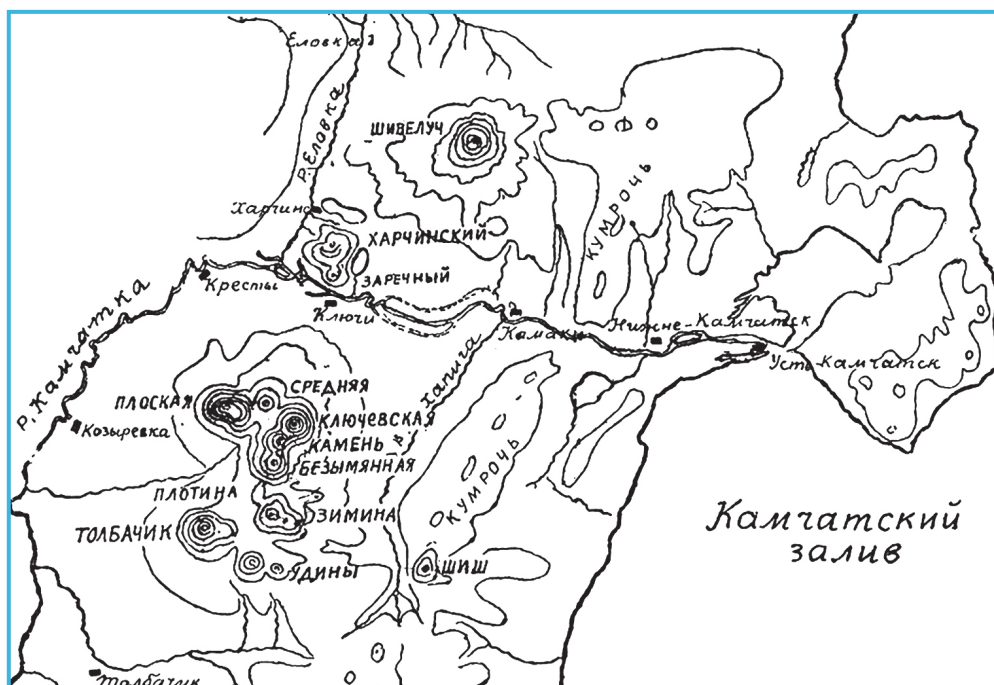


Рис. 1-03. Первая плановая карта Ключевской группы вулканов и вулканов Заречный, Харчинский, Шивелуч; восточная вулканическая зона Камчатки, по [Келль, 1932]

ниях, посвященных Ключевской группе вулканов: в геолого-петрографическом [Заварицкий, 1935 (С. 5, рис. 1)] и в вулканологическом [Влодавец, 1940 (С. 7, рис. 3)].

Первая вулканологическая схема Ключевской группы вулканов (рис. 1-04) опубликована в монографии [Влодавец, 1940 (С. 52, рис. 29)]. На схеме было показано расположение побочных прорывов и даны их названия. Для составления этой схемы В.И. Влодавец использовал названия с карты Н.Г. Келля, данные М.И. Смелкова и В.С. Кулакова.

Кроме того, в тексте монографии В.И. Влодавец приводит детальное описание геологических и морфологических особенностей всех побочных прорывов Ключевского вулкана. Эта схема не утратила свою актуальность — данные о морфологии и геологии побочных прорывов используются вулканологами и в настоящее время. Названия побочных прорывов, предложенные В.И. Влодавцем, использованы на геологической карте В.А. Ермакова, которая будет представлена ниже.

1.3. КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ И ЕЕ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Ключевская группа вулканов (рис. 1-05, 1-06) вызывала и будет вызывать у исследователей пристальный интерес, в геологическом плане — это один из самых активных регионов нашей планеты. Ключевская группа вулканов — обособленная структура, в которую входят 12 крупных вулканов: Ключевской

(4800 м, здесь и далее абсолютная высота указана в метрах над уровнем моря), Камень (4575 м), Безымянный (2950 м), Большая Зими́на (3081 м), Малая Зими́на (2744 м), Большая Уди́на (2923 м), Малая Уди́на (1945 м), Плоский Толбачик (3085 м), Острый Толбачик (3682 м), Ушковский (3943 м), Крестов-

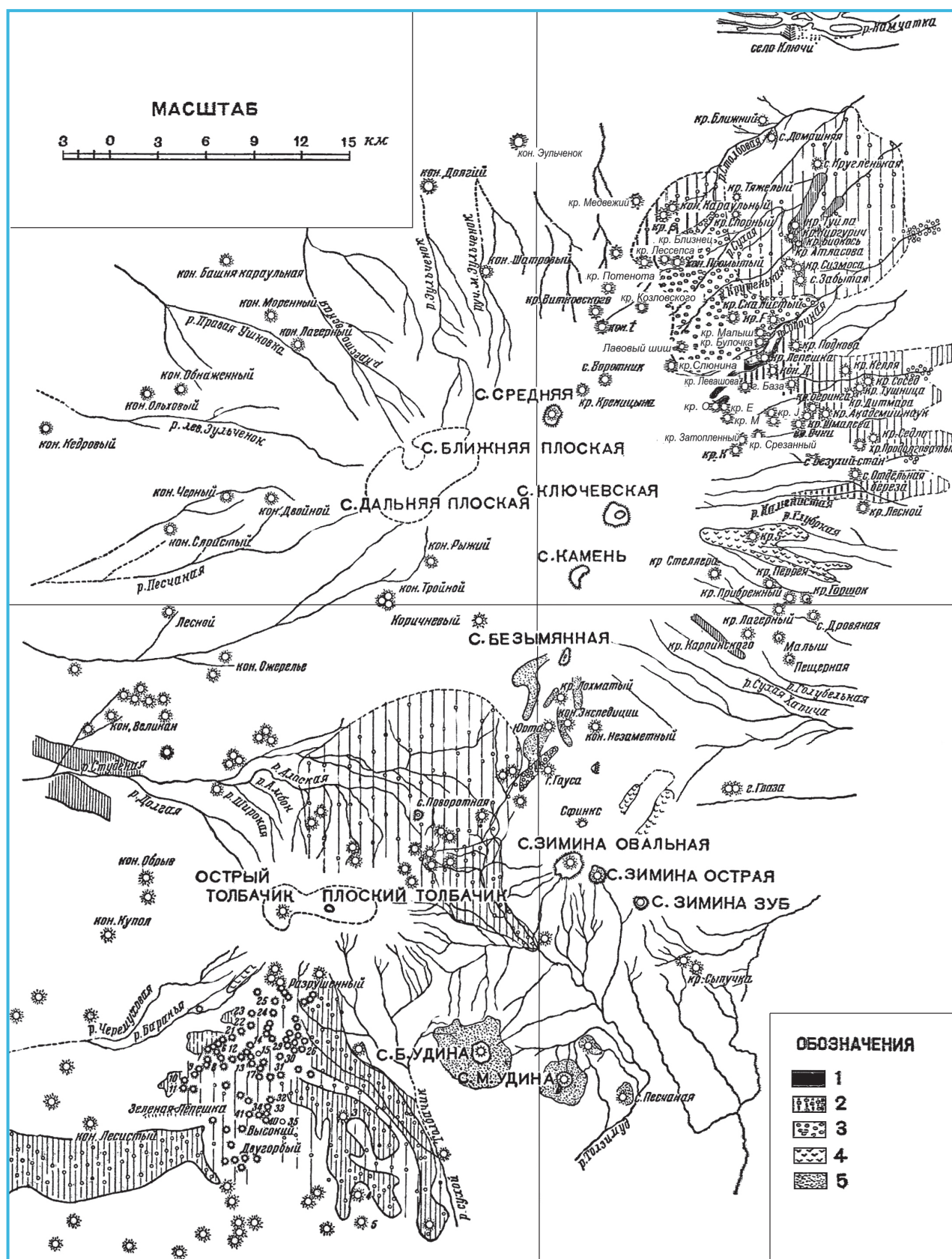


Рис. 1-04. Первая вулканологическая схема Ключевской группы вулканов, по [Влодавец, 1940 (С. 52, рис. 29)].

1 – базальты; 2 – крупнопорфировые базальты; 3 – крупнопорфировые андезибазальты; 4 – андезибазальты; 5 – андезиты

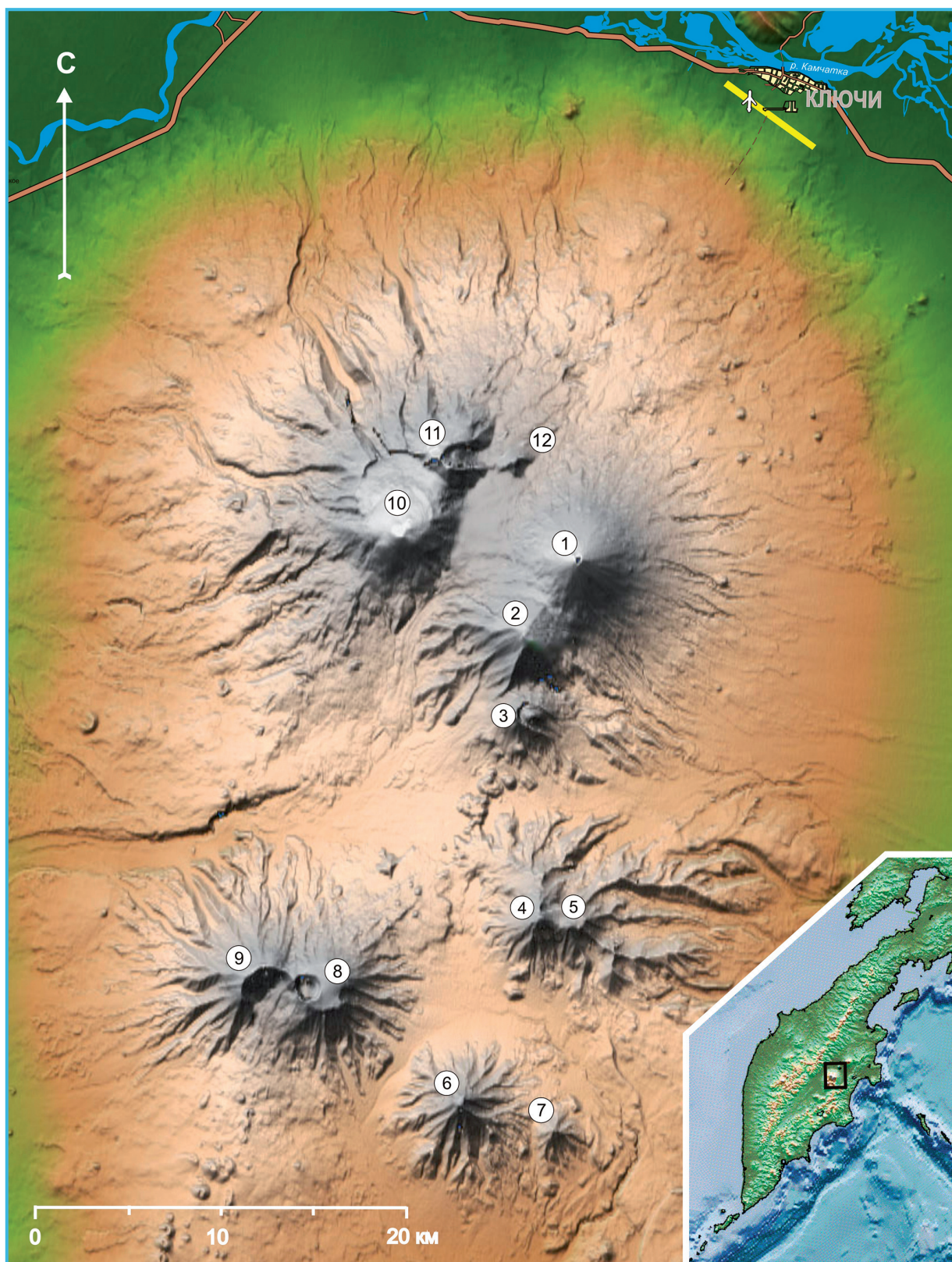


Рис. 1-05. Топографическое изображение Ключевской группы вулканов, выполнено NASA/JPL/NGA (2000), данные Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

Вулканы: ① – Ключевской; ② – Камень; ③ – Безымянный; ④ – Зими́на Большая; ⑤ – Зими́на Малая; ⑥ – Уди́на Большая; ⑦ – Уди́на Малая; ⑧ – Толбачик Плоский; ⑨ – Толбачик Острый; ⑩ – Ушковский; ⑪ – Крестовский; ⑫ – Средний

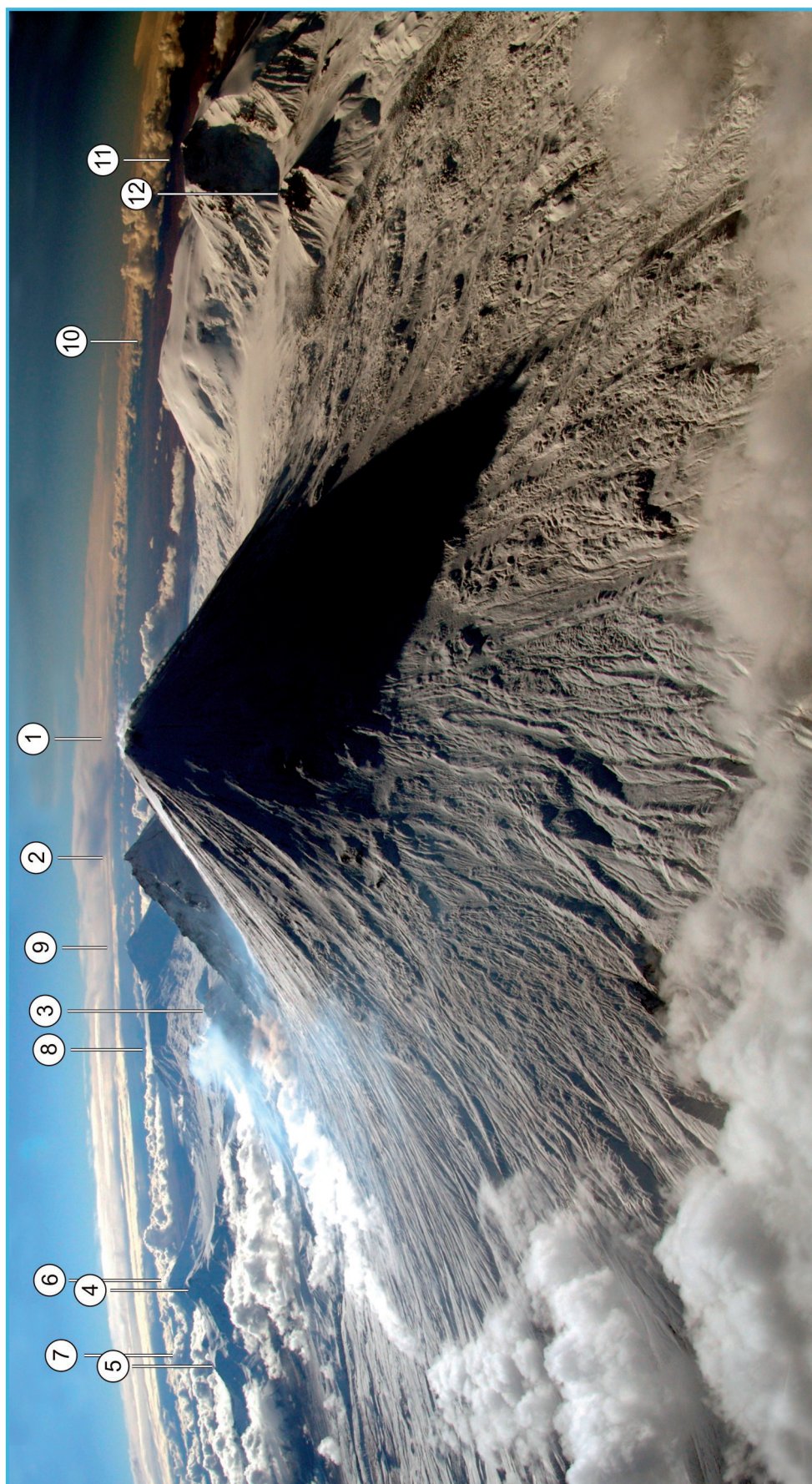


Рис. 1-06. Панорама Ключевской группы вулканов.

Вулканы: ① – Ключевской; ② – Камень; ③ – Безымянный; ④ – Зимина Большая; ⑤ – Зимина Малая; ⑥ – Удина Большая; ⑦ – Удина Малая; ⑧ – Толбачик Плоский; ⑨ – Толбачик Острый; ⑩ – Ушковский; ⑪ – Крестовский; ⑫ – Средний.

Вид с северо-северо-востока. Съемка выполнена с высоты 5700 м. Фото Озерова А.Ю., 6.10.2006 г.

ский (4108 м), Средний (2990 м) [*Мелекесцев, Хренов, Кожемяко, 1991*]. В пределах описываемой группы вулканов насчитывается более 350 шлаковых конусов (территориально относящихся к 5-ти региональным зонам шлаковых конусов – Ключевской, Северо-Толбачинской, Южно-Толбачинской, Ушковской и Крестовской) и 21 экструзивный купол (на вулканах Безымянный, Большая Зими́на, Большая У́дина и Малая У́дина), по [*Сирин, 1966; 1968; Тимербаева, 1967*]. В состав Ключевской группы вулканов входят 4 активных вулкана: Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик и Крестовский.

Для наглядного представления Ключевской группы мы намеренно использовали плановую (**рис. 1-05**) и перспективную (**рис. 1-06**) проекции. Именно такая комбинация позволяет представить как масштабный характер этой группы, так и необходимые структурные детали.

Сопоставление Ключевской группы вулканов с другими активными вулканическими регионами показывает, что на нашей планете нет ни одной другой группы вулканов, где была бы столь высокая концентрация крупных вулканических центров, где бы присутствовало такое количество региональных зон шлаковых конусов, где бы столь широко был развит вулканизм экструзивных куполов, где бы столь значимо проявлялись отличия в вещественном составе (мегаплагиофировые базальты, высокомагнезиальные базальты, высокоглиноземистые андезитобазальты, андезиты, дациты), где бы на ограниченной площади находилось 4 крупных действующих вулканических центра, где бы представлен столь широкий спектр типов извержений – от самых жидких базальтовых лав, до самых вязких, почти не способных к движению, андезитовых, дацитовых расплавов, где бы мощность извержений варьировала от слабых, едва заметных с расстояния нескольких километров, до пароксизмальных, выносящих на поверхность 2–3 км³ пород.

Несмотря на то, что обсуждаемые вулканы территориально объединены в общую группу, между ними имеются весьма значительные морфологические, структурные, вещественные и возрастные различия, кроме того, они демонстрируют совершенно разные типы извержений.

Теперь рассмотрим структурное положение Ключевской группы вулканов на Камчатском полуострове (**рис. 1-07**). Для обсуждаемого региона характерны протяженные долгоживущие структуры:

– северо-северо-восточного простирания (Курильская островная дуга, Западно-Камчатская низменность, Срединный хребет, Корякское нагорье, Центрально-Камчатская депрессия, Восточный хребет, Курило-Камчатский глубоководный желоб);

– западно-северо-западного простирания (Алеутская островная дуга, Алеутский глубоководный желоб);

– северо-западного простирания (подводный Императорский хребет).

Важными структурными элементами, определяющими облик Камчатки, являются два вулканических пояса – Срединный и Восточный, наложенные на одноименные горные хребты, а также цепь вулканов, расположенная в Центрально-Камчатской депрессии (вулкан Николка – Ключевская группа вулканов – вулканы Заречный и Харчинский – вулкан Шивелуч).

Восточнее Камчатского полуострова находится Тихоокеанский глубоководный желоб. Сейсмофокальный слой Вадати-Заварицкого-Беньюфа погружается под полуостров в западном направлении под углом ~50° и прослеживается сейсмологическими методами до глубин 350–650 км.

Геодинамические процессы в Камчатском регионе в настоящее время находятся в активной фазе развития, они достигают здесь чрезвычайно высокого уровня. Своеобразной иллюстрацией этого является вертикальный размах, который достигается в рельефе благодаря действию тектонических и вулканических процессов. Рассмотрим крайние значения в регионе: максимальная глубина Курило-Камчатского желоба – 9717 м (каньон Буссоль) [*Ломтев, 2012* (С. 25)], максимальная высотная отметка Камчатки – вулкан Ключевской – 4800 м, т.е. суммарный перепад высот – 15 342 м. Это значение показывает, что размах результирующего действия тектонических и вулканических процессов на Камчатке достигает, пожалуй, одного из наиболее значимых уровней на планете. Здесь следует дать необходимые пояснения. Максимальная результирующая действия тектонических сил нашей планеты – 19 870 м. Этот показатель складывается из высоты Эвереста – 8848 км и глубины Марианской впадины – 11 022 км. Следует подчеркнуть, что последние две высотные отметки относятся к разным геологическим структурам и расстояние между ними – 6 тыс. км.

Рассматривая вулканическую деятельность Камчатки, отметим, что современная эруптивная активность характерна для Восточного вулканического пояса (**рис. 1-07, 4**) и для цепи вулканов Центрально-Камчатской депрессии (**рис. 1-07, 3**) [*Действующие вулканы Камчатки, 1991; Мелекесцев, 2005*]. Срединный вулканический пояс в настоящее время не активен (**рис. 1-07, 2**) – здесь не известны исторические извержения вулканов [*Заварицкий, 1935* (С. 5, 75–82)]. Для этого пояса характерна голоценовая вулканическая деятельность, детальные данные об извержениях вулканов в интервале – 12 тыс. лет назад по настоящее время – представлены в работе

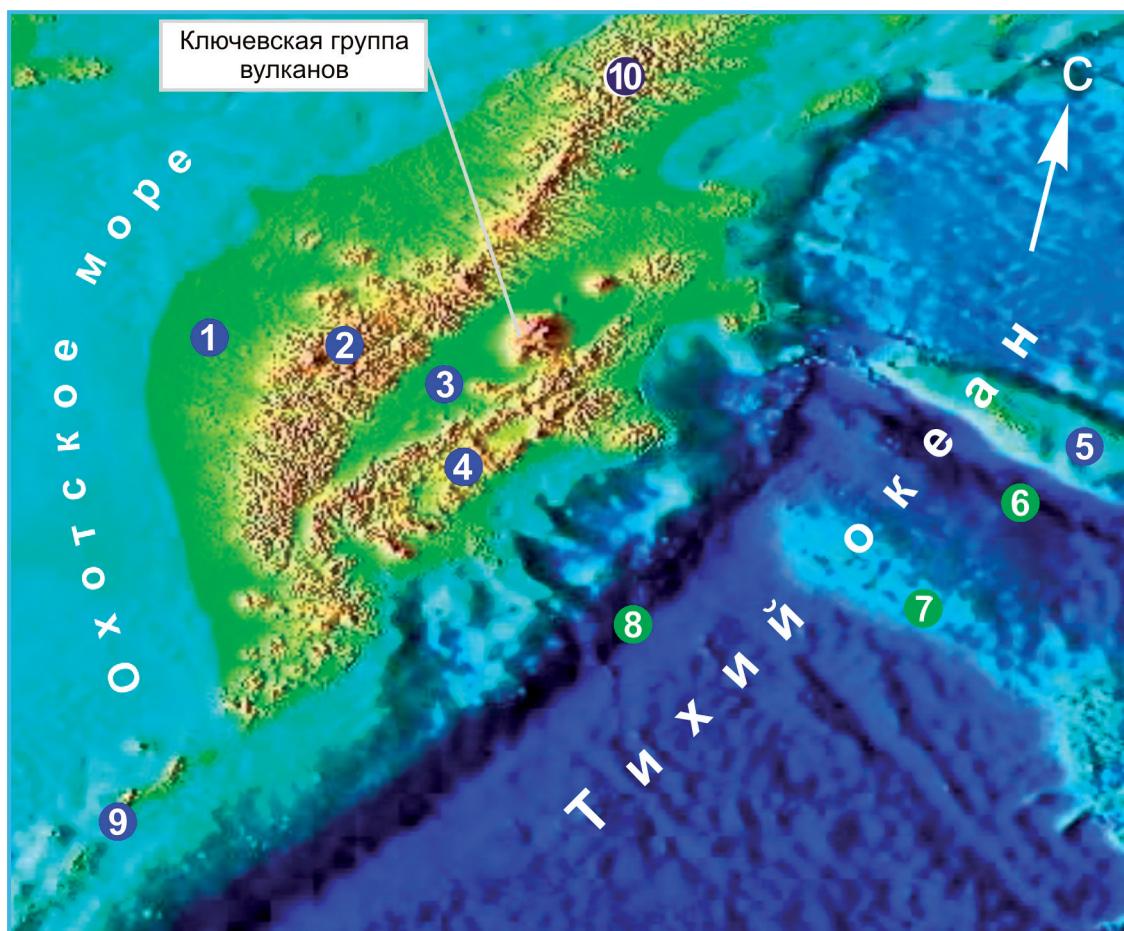


Рис. 1-07. Перспективная топографо-батиметрическая схема Камчатского полуострова и главные структурные элементы.

① – Западно-Камчатская низменность; ② – Срединный хребет, ③ – Центрально-Камчатская депрессия, ④ – Восточный хребет; ⑤ – Командорско-Алеутская островная дуга; ⑥ – Алеутский глубоководный желоб; ⑦ – Императорский подводный хребет; ⑧ – Курило-Камчатский глубоководный желоб; ⑨ – Курильская островная дуга; ⑩ – Корякское нагорье.

Перспективная схема построена по данным цифровой модели рельефа GTOPO30

[Певзнер, 2015 (С. 149)]. В этой монографии показано, что последние извержения на вулканах Хангар и Ичинский произошли несколько сотен лет назад, с тех пор и до настоящего времени извержения в Срединном вулканическом поясе не происходили.

Теперь, приведем сведения о Центрально-Камчатской депрессии (рис. 1-07, 3), так как именно в ней расположена Ключевская группа вулканов и, соответственно, Ключевской вулкан. Центрально-Камчатская депрессия – это огромная по протяженности, сложная грабен-синклиальная структура. На юге она начинается в среднем течении р. Быстрой, в верховьях р. Камчатки и протягивается в северо-северо-восточном направлении до Карагинского залива (полуостров Озерной, Начикинский вулкан). Длина Центрально-Камчатской депрессии ~750 км, максимальная ширина ~70 км, это показывает, что она

имеет тот же порядок протяженности, что и смежные с ней структуры поднятий Срединного и Восточного хребтов. В целом, Центрально-Камчатская депрессия может быть охарактеризована как протяженная депрессия, в осевой части которой располагается цепь вулканических массивов.

Пограничные с депрессией поднятия имеют принципиально разную природу. На западе отмечается пологое погружение вулканогенно-осадочных толщ Срединного хребта на восток, в сторону Центрально-Камчатской депрессии. На востоке – горст-антиклинальное поднятие Восточного хребта, здесь граница между ним и депрессией проявлена в виде системы крупно-амплитудных крутопадающих разломов, образующих на всем протяжении тектонические уступы, смещения по которым достигает 3 км [Эрлих, 1973].

По данным глубинного сейсмического зондирования в наиболее глубоких частях Центрально-Камчатской депрессии выделяются две новейшие впадины: Козыревская (западнее Ключевской группы вулканов, под долиной реки Камчатка) и Хапичинская (восточнее Ключевской группы, под долиной реки Хапица). Обе впадины – это области устойчивого прогибания, выполнены мощными морскими, континентальными и вулканогенными толщами неоген-четвертичных отложений, глубина залегающей под ними кровли мел-палеогеновых пород достигает 4 км. Впадины разделены Ключевским сводовым поднятием (горст-антиклиналью). Вдоль восточного края поднятия располагаются

вулканы Ключевской, Камень, Безымянный, а вдоль западного – вулканы Крестовский и Ушковский [Эрлих, 1973; Иванов, Попруженко, Апрельков, 2001].

В тектоническом плане Ключевская группа вулканов находится на стыке двух крупных структур: Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг. Этим в значительной мере определяется разломная тектоника региона: развитие разломов северо-восточного (камчатского) и северо-западного (алеутского) направлений [Кожурин, Пономарева, Пинегина, 2008; Шапиро, Соловьев, 2009; Коваленко, 2010; Баранов и др., 2010; Кожурин, 2013; Зеленин, Кожурин, 2017].

1.4. КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН – МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Вулкан Ключевской – один из самых активных вулканов мира (**рис. 1-08**).

Синонимы: древнее название «Камчатская гора» или «Камчатская огнедышащая гора» [Крашенинников, 1755 (С. 174)], «вулкан Ключевская сопка» (Государственный каталог географических названий, регистрационный номер 0219988). Современное сокращенное название – вулкан Ключевской.

Вулкан Ключевской (56°07 с.ш., 160°08 в.д.) расположен в пределах Центрально-Камчатской депрессии и является доминирующей вершиной одноименной группы вулканов. Ключевской – самый высокий действующий вулкан Евразии, его абсолютная высота над уровнем моря ~4800 м (высота изменяется в результате его эруптивной деятельности на ±50 м). Ключевской вулкан образовался на склонах более древних вулканов Камень и Крестовский, поэтому относительная высота его постройки 2900 м. На долю Ключевского вулкана приходится почти половина ювенильного материала ($6 \cdot 10^7$ т/год), поступающего на поверхность в пределах Курило-Камчатской вулканической области [Федотов и др., 1987]. Возраст Ключевского вулкана около 7–8 тыс. лет [Богоявленская и др., 1985; Брайцева и др., 1994]. По морфологии Ключевской вулкан представляет собой стратовулкан центрального типа, осложненный многочисленными побочными прорывами.

Описание Ключевского вулкана приведено в ряде монографий отечественных и зарубежных исследо-

вателей [Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Пийп, 1956; Ермаков, 1977; Аносов, 1978; Балеста, 1981; Кадик, Луканин, Лапин, 1986; Иванов, 1990; Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975; Раст, 1982], в коллективных монографиях «Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов» (под ред. Б.В. Иванова и С.Т. Балесты, 1976), «Действующие вулканы Камчатки» (под ред. С.А. Федотова и Ю.П. Масуренкова, 1991) и в многочисленных статьях.

Вулкан сложен лавовыми потоками, прослоями пирокластики и льда. Классическая форма конуса в трех местах нарушается вулканотектоническими желобами, берущими начало от вершины и прорезающими тело вулкана до отметок 2500–3000 м. В результате гляциологических наблюдений [Виноградов и др., 1985] установлено, что в пределах высот 2700–4500 м располагается «ледяной пояс» – зона интенсивной аккумуляции льда с мощностью ледяного чехла 50–60 м. Количество вулканических продуктов – пирокластики и лавы – в «ледяном поясе» достигает 50–60%. В этой зоне берут начало ледники, спускающиеся по северному, северо-восточному и восточному склонам вулкана до отметок 1100–1300 м.

Детальная реконструкция истории эруптивной деятельности вулкана крайне затруднительна, поскольку активный рост центрального конуса препятствует образованию глубоких эрозионных врезов.



Рис. 1-08. Вулкан Ключевской – самый высокий и активный вулкан Евразии. Высота 4 800 м. Вершинное извержение 9.02.1987 г. Слева расположен вулкан Камень. Вид с востока. Фото Озерова А.Ю.

Тем не менее, результаты геологических исследований позволяют полагать, что вулкан Ключевской сформирован в основном терминальными (вершинными) извержениями при незначительном участии боковых прорывов. Поскольку извержения вершинного кратера имели в основном эксплозивный, реже

эксплозивно-эффузивный характер, объемная доля пирокластического материала в постройке вулкана существенно превышает объем лавовых потоков.

Комплексные данные о Ключевском вулкане даны в двухтомнике [*Действующие вулканы Камчатки*, 1991, глава Ключевской вулкан].

1.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Первую схему Ключевской группы вулканов составил Владимир Иванович Влодавец (см. **рис. 1-04**). Он детально описал шлаковые конусы/прорывы на склонах Ключевского вулкана и присвоил им названия, большинством из которых мы пользуемся до настоящего времени.

Первая геологическая схема Ключевского вулкана, на которой были представлены относительные размеры шлаковых конусов и контуры лавовых потоков, была опубликована в статье [*Ермаков, 1974* (С. 25)]. Эта схема, дополненная геологическим разрезом Ключевского вулкана, была опубликова-

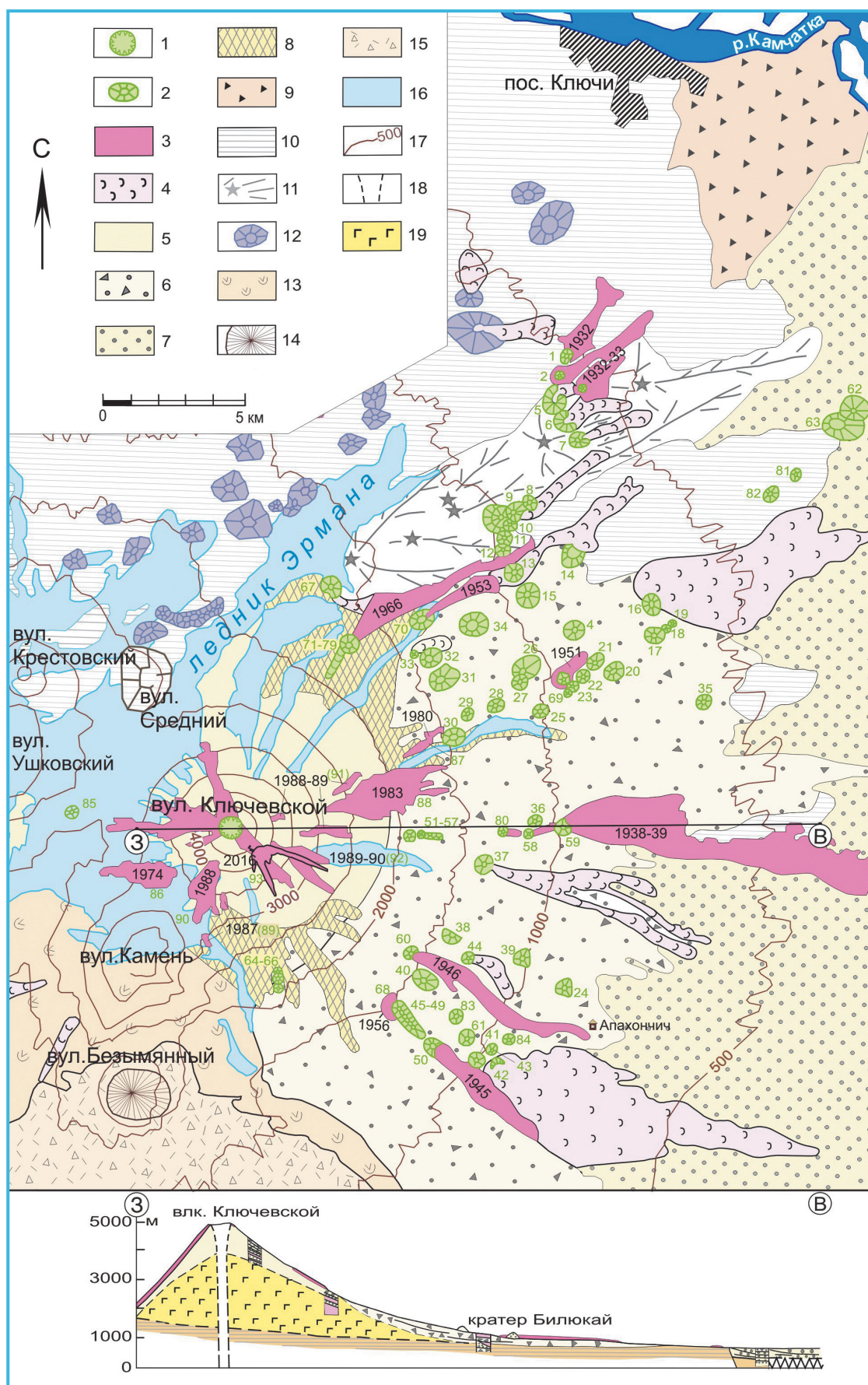


Рис. 1-09. Геологическая схема Ключевского вулкана и разрез по линии 3–В.

Использованы материалы из [Влодавец, 1940; Ермаков, 1974, 1977; Двигало, 1991; Озеров и др., 1997; Озеров, 2016; Хренов и др., 2002].

Условные обозначения и названия побочных прорывов к **рис. 1-09**.

Ключевской вулкан: 1 – вершинный кратер; 2 – побочные кратеры, шлаковые конусы и эксплозивные воронки; 3 – лавы исторических извержений (с 1932 г. по н.в.); 4 – лавы позднего голоцена; 5 – слоистые лаво-пирокластические отложения центрального конуса вулкана; 6 – отложения подножия от 2000 до 700 м (брекчии, конгломерато-брекчии, грубообломочные конгломераты, лавы, крупнозернистые флювиогляциальные пески, тефра); 7 – отложения подножия ниже 700 м (несортированные конгломераты, галечники, гравелиты, редко лава, пески, тефра); 8 – морены голоценового ледникового максимума; 9 – делювиально-пролювиальные отложения современного конуса. Породы фундамента и окружающих вулканов: 10 – породы фундамента Ключевского вулкана; 11 – ареальные лавы и центры их излияния (трещинное излияние вулкана Лавовый Шиш, ранний голоцен); 12 – шлаковые конусы Крестовского вулкана; 13 – эффузивно-эксплозивные образования вулкана Камень базальтового и андезито-базальтового состава; 14 – экструзивный купол вулкана Безымянный; 15 – пирокластические отложения вулкана Безымянный; 16 – ледники; 17 – изолинии. Геологический разрез Ключевского вулкана: 18 – подводящий канал вершинного кратера; 19 – вулканогенные породы основного состава.

Побочные прорывы Ключевского вулкана: 1–3 – группа Туйла (1932–33 гг.) (1 – Туйла, 2 – Киргурич, 3 – Биокось), 4 – База, 5 – Атласова, 6 – Сизмоса, 7 – Забытый, 8 – Незаметный, 9 – F (*Лучицкого*), 10 – Малыш, 11 – без названия (*Новограбленова*), 12 – Булочка, 13 – Лепешка, 14 – Подкова, 15 – Д, 16 – Келля, 17 – Дитмара, 18 – Тауншиц, 19 – Сосед, 20 – Академии наук, 21 – Беринга, 22 – Шмалева, 23 – Очки, 24 – Купол, 25 – Круг или Безухий стан, 26 – J (*Малева*), 27 – Боковой, 28 – Срезанный, 29 – Затопленный, 30 – K (*Логинова*), 31 – M (*Меняйлова*), 32 – E (*Цирк*), 33 – O (*Кулакова*), 34 – Левашова, 35 – Седло, 36 – Лесной, 37 – S, 38 – Перрея, 39 – Горшок, 40 – Стеллера, 41 – Карпинского, 42 – Пещерный, 43 – Маленький, 44 – Прибрежный, 45 – Крыжановского (1956 г.); 46–50 – Юбилейная группа (1945 г.) (46 – Обручева, 47 – Левинсон-Лессинга, 48 – Комарова, 49 – Крашенинникова, 50 – Заварицкого), 51–60 – группа Билюкай (1938–39 гг.) (51–57 – воронки Козея, 58 – Тиранус, 59 – Билюкай), 60 – Апахончич (1945 гг.), 61 – Погребенный, 62 – Иванова, 63 – Попкова, 64 – без названия, 65 – без названия, 66 – без названия, 67 – Слюнина, 68 – Вернадского (1956 г.), 69 – Былинкиной (1951 г.), 70 – Белянкина (1953 г.), 71–79 – прорыв Пийпа (1966 г.), 80 – Невидимка или Третий (1938 г.), 81 – Влодавца, 82 – Набоко, 83 – Холм, 84 – Дровяной, 85 – Озеровой, 86 – имени IV ВВС (1974 г.), 87 – 8 марта (1980 г.), 88 – Предсказанный (1983 г.), 89 – Предвиденный (1987 г.), 90 – 25-летия Института вулканологии (1988 г.), 91 – без названия (1988–89 гг.), 92 – Скуридина (1989–90 гг.), 93 – Мархинина (2016 г.)

Разрез по линии 3–В. Современные лавовые потоки представлены красным цветом, лавы позднего голоцена – розовым, пирокластика – точками, пролювий – черными треугольниками, сортированные пролювиальные отложения – кружочками. Породы основания – заштрихованная коричневая полоса

на в известной монографии [Ермаков, 1977 (С. 44 и 48–50)]. Именно она является основой для представления Ключевского вулкана в настоящей работе. В последующем эта схема была дополнена данными о лавовых потоках вершинного кратера Ключевского вулкана [Двигало, 1991], были нанесены горизонталы, новые побочные прорывы, пути движения грязевых потоков, схема была преобразована из монохромной в цветную [Озеров и др., 1997, Озеров, 2016]. Побочные конуса вулкана, имеющие на схеме буквенное обозначение, было предложено называть в честь конкретного исследователя или давать им географическое название [Хренов и др., 2002 (С. 9 и 14)]. В этом случае, нами приводятся оба названия конуса, например, конус F (*Лучицкого*) – первое по [Ермаков, 1977] и второе – в скобках курсивом по [Хренов и др., 2002].

При подготовке настоящей монографии в геологическую схему В.А. Ермакова был внесен ряд дополнений: уточнены конфигурации ледников, добавлены названия современных и древних шлаковых конусов, нанесены экспедиционные базы вулканологов.

Необходимо отметить, что кроме геологической схемы В.А. Ермакова, вулканологами И.В. Мелекесцевым и И.Т. Кирсановым была составлена геолого-геоморфологическая схема строения Ключевского вулкана [*Действующие вулканы Камчатки*, 1991 (С. 110)]. Обе схемы являются базовыми для представления геологического строения вулкана. Схема В.А. Ермакова имеет нумерацию побочных прорывов, в легенде приведены их названия, поэтому в настоящей работе мы будем пользоваться этой схемой **рис. 1-09**.

В пределах Ключевской группы вулканов породы Ключевского вулкана занимают 90-градусный сектор, открытый на восток – **рис. 1-09**. С юго-запада этот сектор ограничивают постройка вулкана Камень и его обвалы отложения, а с северо-запада – ледник Эрмана и площадные мегаплагиофировые потоки, получившие название Лавовый Шиш.

Далее, используя геологическую схему (**рис. 1-09**), проведем описание эруптивной деятельности Ключевского вулкана: сначала представим особенности вершинного кратера и его извержения, затем перейдем к побочным прорывам на склонах вулкана.

1.6. ВЕРШИННЫЙ КРАТЕР КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА И ЕГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Вершину Ключевского вулкана венчает крупный действующий кратер, который имеет в плане овальную конфигурацию. Вследствие активной эруптивной деятельности форма кратера претерпевает значимые изменения. Во время преобладающих вершинных извержений конус вулкана растет за счет поступления на поверхность магматических продуктов. Вершина приобретает остроугольные очертания, уменьшается размер кратера, который может достигнуть в диаметре менее 200 м, высота вулкана в это время может достигнуть 4860 м (над уровнем моря). В периоды покоя диаметр главного кратера увеличивается до 750 м, при этом высота вулкана уменьшается до 4750 м (**рис. 1-10**).

Овальная форма кратера в трех местах нарушается крупными понижениями, здесь берут начало вулканотектонические желоба, которые прорезают склоны вулкана до отметок 2500–3000 м. Крестов-

ский желоб, второе его название – Былинкиной, спускается в северо-северо-западном направлении, Апахончичский – в юго-восточном, Козыревский – в западном **рис. 1-11**. Именно по желобам во время вершинных извержений движутся лавовые потоки, в них происходят фреатомагматические взрывы и образуются грязевые потоки, проходящие десятки километров от места своего зарождения. Механизм образования желоба Былинкиной за счет эрозии склонов вулканическими бомбами во время пароксизмального вершинного извержения описан в монографии [Пуйн, 1956].

Вершинные (терминальные) извержения. Они различны по своей продолжительности и интенсивности. В одних случаях они могут происходить в течение достаточно длительного времени – до двух, трех и более лет, в других – в течение недель и месяцев. Интервалы покоя составляют от одного-двух месяцев



Рис. 1-10. Вершинный кратер Ключевского вулкана. Высота 4720 м, диаметр кратера 750 м, глубина 400 м. Вид с юга. Фото Озерова А.Ю., 31.07.2001 г.

до пяти–десяти лет. Во время таких пауз, как правило, отмечается фумарольная деятельность, редко прорываемая одиночными выбросами пепла.

Вершинные извержения Ключевского вулкана разнообразны по своему характеру и могут быть отнесены к различным классификационным типам, причем нередко в ходе одного извержения проявляются несколько типов эруптивной деятельности. Стромболианский тип деятельности характерен для извержений слабой и средней силы; в это время в кратере наблюдаются пепловые выбросы с некоторым количеством светящихся раскаленных бомб. Другой тип деятельности характеризуется продолжительным фонтанированием раскаленных бомб (рис. см. обложка монографии). В обоих случаях может происходить излияние лавовых потоков. Крайне редко на вулкане наблюдаются очень сильные, пароксизмальные извержения, которые могут быть отнесены к субплинианскому типу. Лавовые потоки терминальных извержений не выходят за пределы центрального конуса и, как правило, не спускаются ниже гипсометрической отметки 3000 м. От характера эруптивной деятельности зависит морфология вершинного кратера. Во время стромболианских взрывов и продолжительного фонтанирования раскаленных бомб происходит заполнение полости терминального кратера и рост

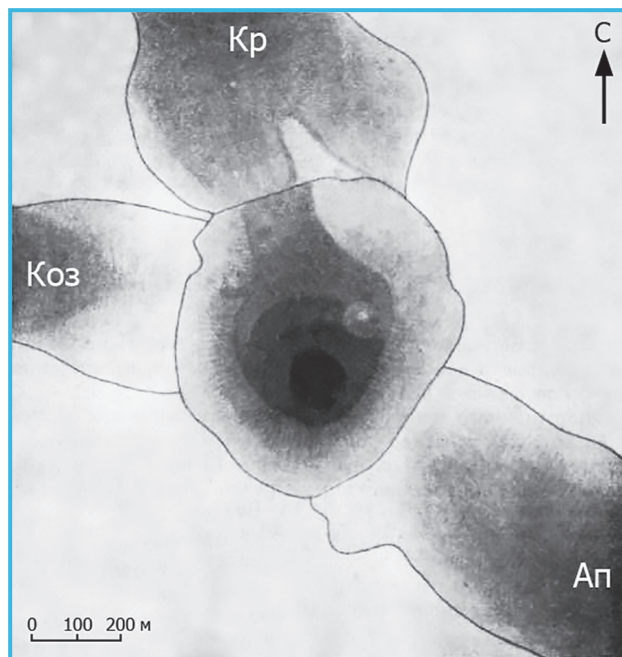


Рис. 1-11. План вершинного кратера Ключевского вулкана 29 июля 1951 г., по [Былинкина, Горшков, Огородов, 1954].

Вулканотектонические желоба: Кр – Крестовский (Былинкиной); Ап – Апахончичский; Коз – Козыревский

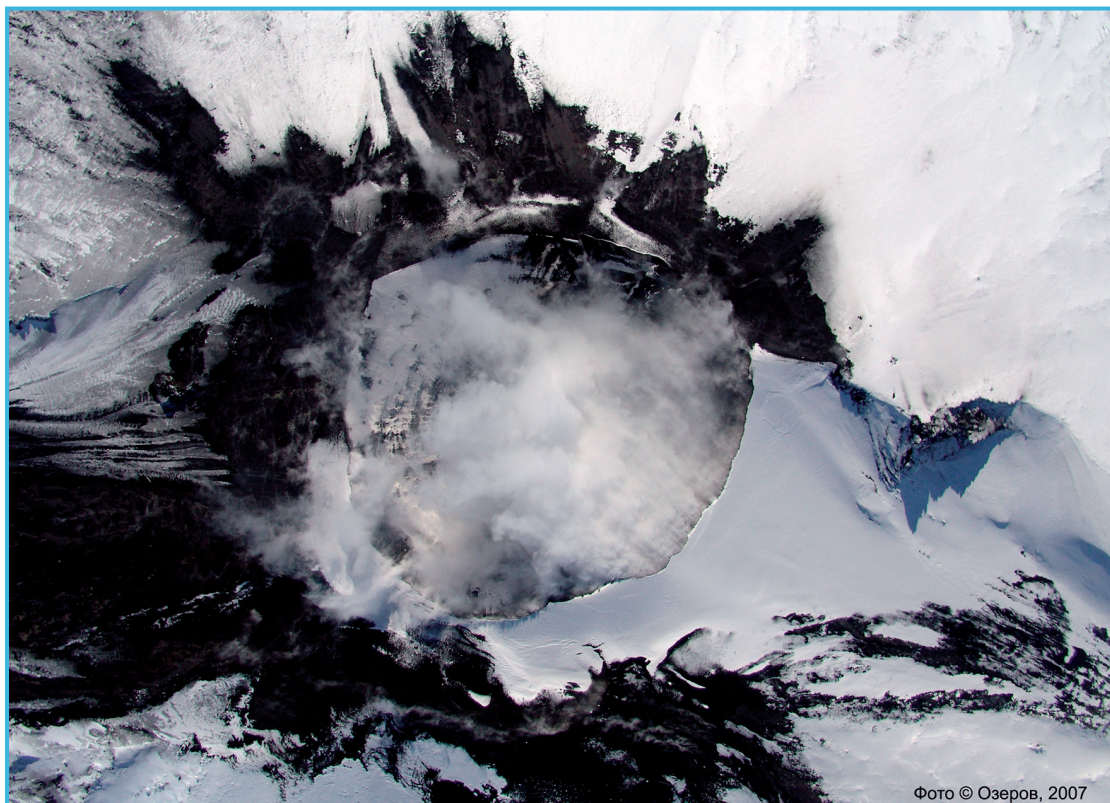


Рис. 1-12. Вершинный кратер Ключевского вулкана. Плановая аэрофотосъемка: Озеров А.Ю., 20.08.2007 г.

шлакового конуса, который может подниматься выше кромки главного кратера; при этом вершина вулкана приобретает острые очертания. В ходе субплинианских извержений может частично разрушаться внутрикратерный шлаковый конус. В межэруптивных интервалы отмечены случаи образования глубоких колодцеобразных провалов (см. **рис. 1-10**).

Для понимания процессов образования глубоких кратерных провалов проведено изучение вершинного извержения 2007 г. и следующих за ним постэруптивных процессов. Извержение 2007 г. продолжалось с 15 февраля по 10 июля. Оно имело чрезвычайно интенсивный характер. Высота пепловой колонны достигала 5–7 км над кратером, фонтаны раскаленных бомб поднимались на высоту до 0,5 км, наблюдалось одновременное излияние 3 лавовых потоков по Крестовскому, Апахончичскому и Козыревскому вулканотектоническим желобам вулкана. Сформировался внутрикратерный шлаковый конус, высотой 70 метров над кромкой вершинного кратера. Высота вулкана составила 4784 м (GPS измерения на кратере).

Через полтора месяца после окончания извержения, 21 августа 2007 г., был проведен высотный облет. Установлено, что на месте внутрикратерного шлакового конуса сформировался крупный овальный кратер диаметром ~450 м и глубиной ~150 м

(**рис. 1-12**). Формирование кратера произошло не за счет выноса/выброса вулканического материала взрывными процессами (как это считалось ранее), а за счет обрушения материала шлакового конуса в полость, возникшую в результате постэруптивного опускания магматической колонны.

Механизм проседания/опускания внутрикратерного магматического материала в подводящий канал вулкана хорошо подтверждается морфологией кратера Ключевского вулкана, зафиксированной 06 октября 2006 г. (**рис. 1-13**). Отчетливо выражены субпараллельные кольцевые структуры проседания, которые свидетельствуют о многоэтапном процессе опускания пирокластики шлакового конуса в полость, возникшую в результате постэруптивного опускания магматической колонны.

Принципиальная схема заполнения вершинного кратера Ключевского вулкана поступающим на поверхность магматическим веществом и опустошение кратерной чаши вулкана за счет проседания в полость, образующуюся при опускании магматической колонны между извержения, представлена на **рис. 1-14**. Пунктирная линия показывает профиль вулкана в 1993 году, когда вершина имела заостренную форму. Позже, в сентябре–октябре 1994 года, произошло еще одно извержение, после которого наступил продол-

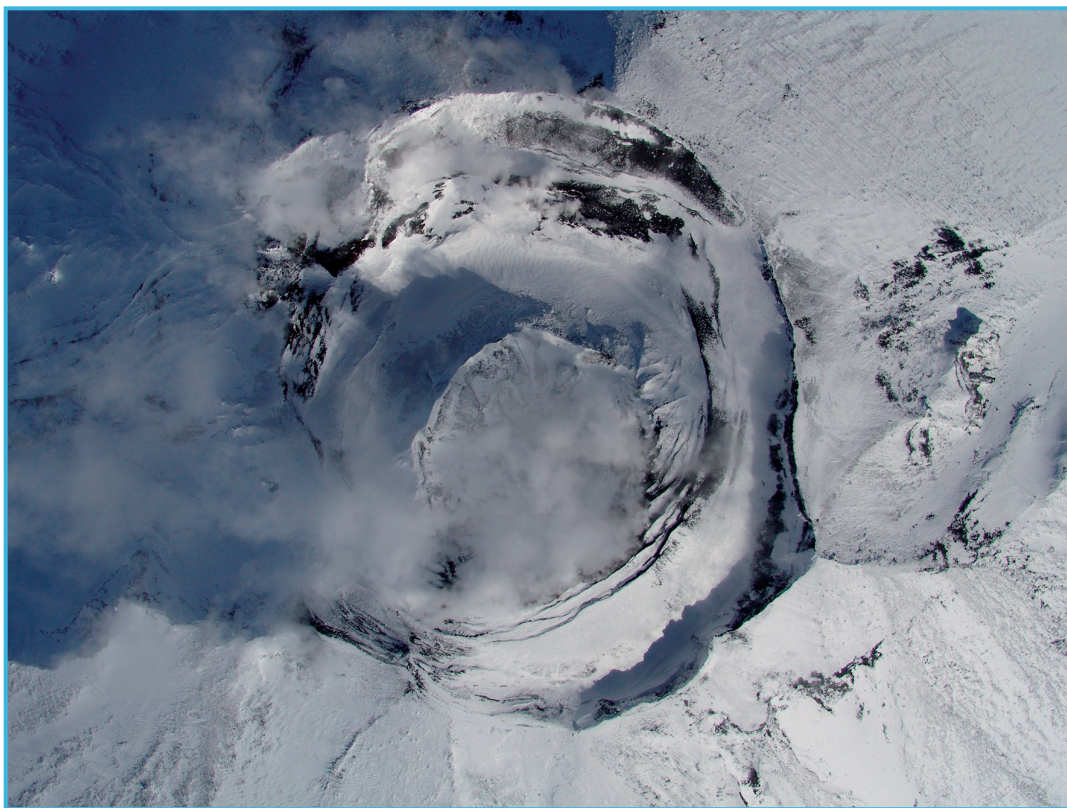


Рис. 1-13. Вершинный кратер Ключевского вулкана. Плановая аэрофотосъемка: Озеров А.Ю., 06.10.2006 г.

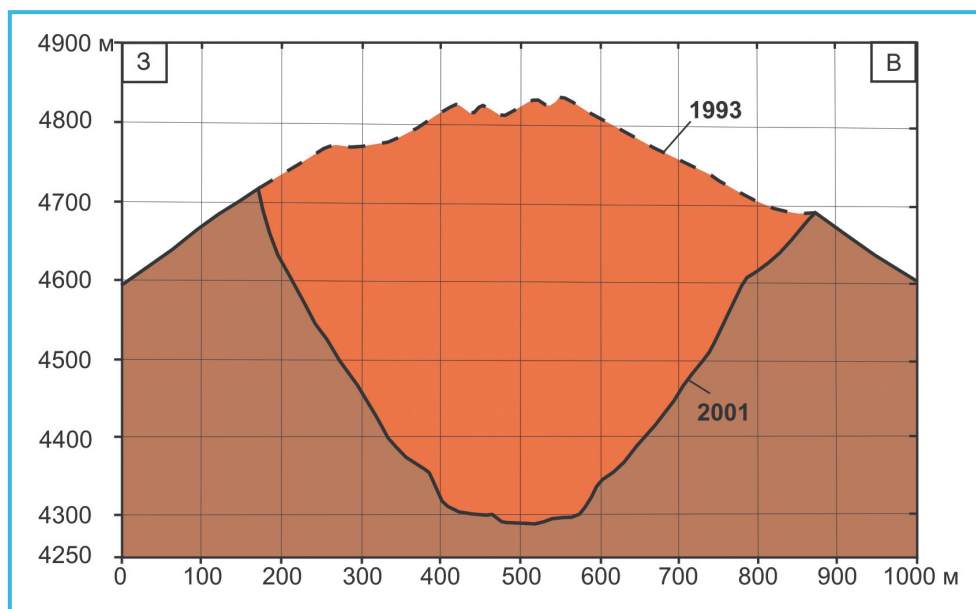


Рис. 1-14. Вертикальные разрез вершинного кратера Ключевского вулкана за разные годы – 1993 г. (по данным В.Н. Двигало) и 2001 г. (по данным А.Ю. Озерова, см. **рис. 1-10**).

Красным цветом показан объем кратера, заполняемый бомбами, шлаками, лавами во время вершинных извержений

жительный межэруптивный период – в течение 9 лет извержения на вулкане не происходили. За это время образовалась огромная зияющая полость вершинного кратера (см. профиль кратера 2001 г.).

Представленные материалы наглядно демонстрируют динамику процессов образования и заполнения вершинного кратера Ключевского вулкана.

В настоящее время сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН проводятся непрерывные наблюдения за деятельностью вершинного кратера Ключевского вулкана. Видеокадры в реальном времени доступны по ссылке: <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/webcams.php>

1.7. ПОБОЧНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА СКЛОНАХ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Побочные извержения (прорывы) – характерная черта деятельности Ключевского вулкана. Они приурочены к северо-восточному, восточному и юго-восточному секторам вулкана (**рис. 1-09**). Гипсометрические отметки выхода магмы на дневную поверхность варьируют в интервале высот от 450 до 4400 м, причем эти прорывы происходили в основном по радиальным трещинам. Реже отмечались одиночные эруптивные центры; лишь дважды зафиксированы многовыходные боковые прорывы. Длина лавовых потоков побочных прорывов изменяется от

1,3 до 11,2 км, а мощность – от 2 до 25 м. Число кратеров, образующихся во время одного побочного извержения, варьирует от 1 до 10. Самое короткое извержение длилось 7 дней, наиболее продолжительное – полтора года. В некоторых случаях при побочных извержениях отмечалась интенсивная эксплозивная активность, в результате которой формировались шлаковые конусы; высота их изменялась от нескольких десятков до 200 м. Однако, иногда излияние лавовых потоков происходило и без формирования шлаковых конусов. Наиболее распространенными

являются лавы со шлаково-глыбовой поверхностью (аа-лавы), крайне редко встречаются канатные лавы (пахозхэ). Суммарный объем лавовых потоков, образовавшихся в результате побочных извержений, произошедших с 1932 г. по настоящее время, оценивается авторами в $\sim 1 \text{ км}^3$.

Первое детальное описание геологических и морфологических особенностей побочных прорывов, находящихся на Ключевском вулкане дано в монографии [Влодавец, 1940]. Согласно этим данным, в то время на восточном склоне вулкана находился 41 побочный кратер. В указанное количество не попали кратеры, которые были разрушены, засыпаны последующими выбросами или замыты пролювиальными отложениями.

По результатам определения абсолютного возраста (тефрохронологические исследования) выделено шесть возрастных групп побочных прорывов: I – 1932–1991 гг., II – 150–1000 л.н. (лет назад), III – 1500–2000 л.н., IV – 2000–2500 л.н., V – 2500–4000 л.н., VI – более 4000 л.н. [Богоявленская, Брайцева, Жаринов и др., 1985].

С 1932 г. по настоящее время на склонах вулкана произошло 16 побочных извержений: группа Туйлы –

1932–33 гг.; группа Билукая – 1938–39 гг.; Юбилейная группа – 1945 г.; Апахончич – 1946 г.; Былинкиной – 1951 г.; Белянкина – 1953 г.; Вернадского и Крыжановского – 1956 г.; Пийпа – 1966 г.; IV Всесоюзного вулканологического совещания (IV ВВС) – 1974 г.; 8 Марта – 1980 г.; Предсказанный – 1983 г.; Предвиденный – 1987 г.; XXV-летия Института вулканологии (XXV ИВ) – 1988 г.; без названия – 1988 г.; Скуридина – 1989 г.; Мархинина – 2016 г. Проведем обзор этих извержений.

Побочное извержение 1932–1933 гг. – прорывы группы Туйлы

Названия прорывов:

- **Киргурич** – по имени ближайшей сухой речки.
- **Туйла** – мифический камчадалский Бог.
- **Биокось** – черный песок (камчадалский язык)

[Крашенинников, 1755 (С. 16)].

Место расположения прорывов: северо-восточный склон Ключевского вулкана. 21 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 11,5 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрические отметки мест прорыва: 700–780 м.

Уклон склона в месте прорыва: 4–6°.

Продолжительность извержения: 464 дня. 25.01.1932–08.04.1933 г.

Объем изверженных продуктов: 0,09 км³.

Длина лавового потока: 3 км.

Количество центров извержения: 3.

Явления, предшествовавшие извержению: ощутимые землетрясения в селе Ключи.

Тип пород: магнезиальные оливин-пироксеновые андезибазальты – $\text{SiO}_2 = 53,27 \text{ мас.}\%$; $\text{MgO} = 8,80 \text{ мас.}\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,04 \text{ мас.}\%$.

Публикации по извержению: [Новограбленов, 1933а, 1933б; Карев, 1933; Влодавец, 1934, 1940; Кулаков, 1934; Заварицкий, 1935 (С. 25–26); Набоко, 1947 (С. 117); Дитерикс, Кулаков, Святловский, 1948; Пийп, 1956; Гришин, 2007].

Краткое описание событий: Извержению предшествовала продолжительная сейсмическая подготовка. «Судя по расспросным сведениям, полученным от жителей селения Ключи, 1931 г. отличался от прежних лет большим количеством землетрясений. Особенно сейсмичностью отличалось второе полугодие» [Кулаков, 1934 (С. 19)]. В течение четырех месяцев перед извержением, с 25 сентября 1931 г., почти ежедневно происходили землетрясения различной силы, которые четко ощущались в пос. Ключи и пре-

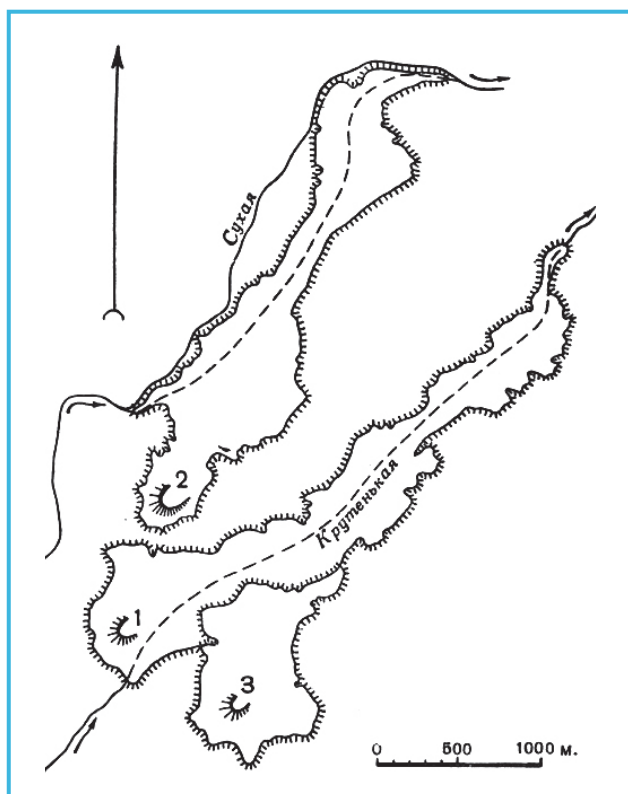


Рис. 1-15. Лавовые потоки 1932 г. кратеров группы Туйла [Пийп, 1956 (С. 117, фиг. 33)].

Кратеры: 1 – Киргурич, 2 – Туйла, 3 – Биокось. По съемкам, 1935 г.

кратились в день начала извержения [*Новограбленов, 1933* (С. 52-53); *Кулаков, 1934*].

Прорывы группы Туйлы – это три сближенных во времени и пространстве извержения (**рис. 1-15**). Приведем их описание в хронологической последовательности.

Извержение прорыва Киргурич началось 25 января 1932 г. в 12 ч 40 мин на высоте 600–625 м (здесь и далее географические высоты приводятся над уровнем моря) – над склоном поднялась черная пепловая колонна, которая жителями поселка не сразу была замечена. Через час колонна достигла высоты 12 км, однако звуки извержения до пос. Ключей не доносились. Оглушительные взрывы последовали через 2 часа. Сначала извержение было чисто эксплозивным – из жерла выбрасывались пепел, лапилли и бомбы. Бомбы падали на расстоянии 1 км от центра извержения. В деятельности конуса была отмечена периодичность – серии взрывов повторялись каждые 6–7 часов. В промежутках между ними в кратере не наблюдалось признаков деятельности. 30 января высота шлакового конуса достигла 50 м, а его диаметр – 60 м. Высота столба выбросов постепенно уменьшалась, сначала до 1,5–1 км, а затем до 300 м.

12 февраля 1932 г. началось излияние лавы. Глыбовый лавовый поток начал двигаться по руслу сухой речки Крутенькой. Мощность лавового потока составляла ~12 м. Взрывы в кратере шлакового конуса продолжались и после начала излияния лавового потока.

Время окончания извержения Киргурич установить трудно. В одних литературных источниках указывается середина–конец мая, в других конец июня 1932 г.

Извержение прорыва Туйла началось 27 июня 1932 г. в ~19 ч на высоте 575 м и на расстоянии примерно 1 км к северо-северо-востоку от прорыва Киргурич. Первые две с половиной недели извержение было только эксплозивным. Фонтанирование раскаленных бомб сопровождалось ежесекундными взрывами и выбросами бомб на высоту до 120 м. Происходило формирование шлакового конуса, за первые пять суток его высота достигла 50 м, диаметр основания 160 м, диаметр кратера 10 м.

Лава начала изливаться 15 июля 1932 г. Поток был таким же, как на прорыве Киргурич, – крупноглыбовым, мощностью ~12 м. Скорость движения лавового потока составляла 12–15 м/ч. Во время излияния лавы взрывная деятельность продолжалась. Лава изливалась как через кратер шлакового конуса, так и из бокк, расположенных у основания конуса. Причем сам конус, сложенный рыхлым материалом, разрушался, и его обломки увлекались лавовым потоком.

Извержение закончилось к 6 ноября 1932 г.

Извержение прорыва Биокось началось 13 ноября 1932 г. примерно в 19 ч на высоте 650 м и на расстоянии около 1 км к юго-востоку от прорыва Киргурич. Деятельность прорыва Биокось протекала в зимнее время, поэтому подробности этого извержения неизвестны. Анализ морфологии этого прорыва показывает, что характер извержения был близок к двум вышеописанным. Также образовался шлаковый конус и вязкий глыбовый лавовый поток. Лавовое поле прорыва Биокось расположено вокруг шлакового конуса, в отличие от прорывов Киргурич и Туйла, лавовые поля которых вытянуты в северо-восточном направлении. В северо-западной части лавовое поле Биокось соприкасается с лавовым потоком Киргурича.

Извержение закончилось 8 апреля 1933 г.

Общая площадь трех вышеописанных потоков составила около 4 км².

Побочное извержение 1938–1939 гг. – прорывы группы Билюкай

Названия прорывов:

– **Билюкай** – имя мифического камчадалского Бога грома, молний и дождя; аналогом в греческой мифологии является Бог Юпитер [*Набоко, 1947а* (С. 13)].

– **Тиранус** – имя жены Билюкай.

– **Козей** – собака мифического камчадалского Бога Туйлы (по мнению древних камчадалов, землетрясения происходят от того, что пес Козей где-то под землей отряхивает снег, набившийся ему в шерсть) [*Меняйлов, Набоко, 1939* (С. 9); *Пасенюк, 1960* (С. 42)].

Место расположения: восточный склон Ключевского вулкана. 11,4 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 29 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрические отметки мест прорыва: 900–1890 м.

Уклон склона в месте прорыва: 7–9°.

Продолжительность извержения: 388 дней. 07.02.1938–02.03.1939 г.

Объем изверженных продуктов: 0,24 км³.

Длина лавового потока: 11 км.

Количество центров извержения: 10.

Явления, предшествовавшие извержению: не описаны в литературных источниках.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,43 мас.%; MgO = 7,09 мас.%; Al₂O₃ = 16,56 мас.%;

ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Меняйлов, Набоко, 1939; Попков, 1946; Набоко, 1947а; Пийп, 1948; 1956].

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ. Значительных событий, предваряющих извержение, отмечено не было. Извержение началось на фоне ослабления деятельности вершинного кратера Ключевского вулкана. В ночь с 6 на 7 февраля 1938 г. на восточном склоне внезапно образовалась цепочка побочных кратеров. Все центры извержения были расположены на одной прямой на высотах от 900 до 1890 м над уровнем моря. Всего образовалось 11 кратеров: верхние имели эксплозивную природу, а три нижних, наряду с эксплозивной деятельностью, характеризовались эффузивной активностью.

Кратер Пропущенный. Это самый верхний эруптивный центр, он сформировался на высоте 1890–1880 м. Он представляет собой эксплозивную воронку, окруженную насыпью старых лав, кратер которой имеет диаметр 70–90 м.

Кратер Козей. Располагается на расстоянии 200 м ниже кратера Пропущенного. Он образовался на высоте 1790 м. Кратер представляет собой вытянутую по линии прорыва депрессию, окруженную валом из старых лав. Высота вала около 5 метров. Размер кратера 150×80 м, глубина 30 м.

Цепочка из 6-ти сближенных взрывных воронок. Расположена немного ниже Козея, на высотах 1740–1680 м.

Прорыв Невидимка. Вниз по склону, на расстоянии 2,3 км от цепочки из 6-ти воронок взрыва, на высоте 1250 м, в крутом V-образном русле сухой речки Каменистой произошло извержение, которое получило название Невидимка. Оно началось выбросом бомб, а затем по руслу речки излился глыбовый лавовый поток длиной 250 м, шириной 50 м и мощностью 5 м. Через 12 дней после прорыва кратер Невидимки уже бездействовал, а поток остыл.

Прорыв Тиранус. На расстоянии 1,2 км от прорыва Невидимка, в русле той же сухой речки Каменистой, на высоте 1050 м произошло излияние глыбового лавового потока (рис. 1-16). Движение потока происходило по руслу сухой речки. Длина потока составляла около 1000 м, ширина в среднем 100 м, мощность 5–6 м.

Прорыв Билюкай. На расстоянии 800 м от прорыва Тиранус, на высоте 970 м образовался самый крупный и наиболее продолжительно действовавший прорыв описываемого извержения (рис. 1-16). Высота шлакового конуса к концу извержения достигла 200 м, площадь вокруг конуса радиусом 1 км была покрыта вулканическим песком мощностью около 0,5 м. По мере удаления от кратера мощность постепенно уменьшалась. В ходе извержения четыре раза наблюдалось усиление эксплозивной активности, сопровождавшееся увеличением дебита лавы. Излияние лавы продолжалось в течение года, лавовое поле увеличивалось в длину, ширину и высоту. На за-

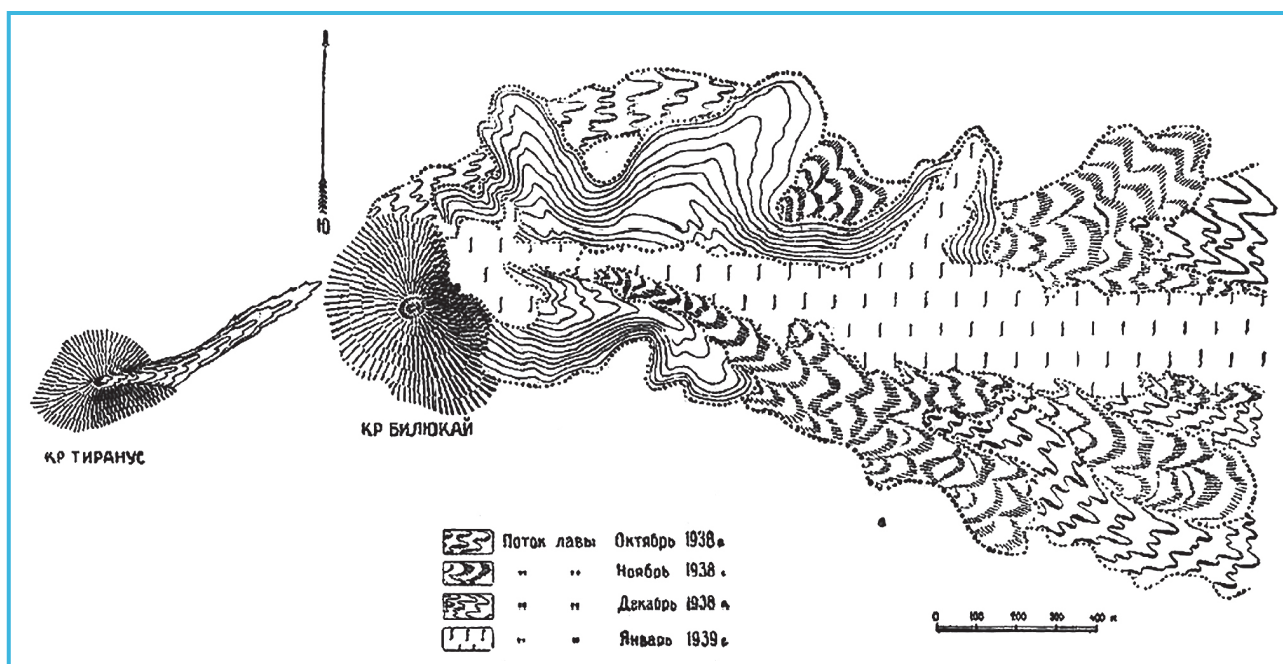


Рис. 1-16. Схематический план прорыва Тиранус и верхней части прорыва Билюкай, 1938 г., иллюстрация из работы [Попков, 1946 (С. 38, рис. 6)]

вершающей стадии извержения длина лавового поля достигла 11 км. Мощность лавового потока в среднем составляла 12 м, варьируя на разных участках от 5 до 30 м. Поверхность лавового поля глыбовая, крупноглыбовая. Максимальная скорость движения лавового потока, описанная в [Попков, 1946 (С. 36)] в марте 1939 г. достигала 2000 м/час.

1–2 марта 1939 года извержение прорыва Билуюкай закончилось, оно длилось почти 13 месяцев. Объем излившейся лавы, по данным С.И. Набоко равен 0,24 км³. По количеству изверженного материала прорыв Билуюкай – самый крупный среди исторических побочных прорывов Ключевского вулкана.

Заканчивая описание, следует отметить, что во время извержения Билуюкай впервые в мире был совершен вулканологический дрейф на движущемся лавовом потоке. Вулканолог В.Ф. Попков и химик И.З. Иванов (сотрудники Ключевской вулканологической станции Академии наук СССР, пос. Ключи) 2 ноября 1938 г. при работе на извержении вышли на движущийся лавовый поток и продрейфовали на нем около 2 км, см. [Попков, 1946 (С. 35–36)]. 29 ноября 1941 года командир строевой роты лейтенант Попков Виктор Федорович (1907 г.р.) погиб, защищая Москву от фашистских захватчиков у деревни Рогачевка. В честь В.Ф. Попкова и И.З. Иванова нами названы побочные конусы на северо-западном склоне Ключевского вулкана, см. **рис. 1-09**. «Геологическая схема...», номера конусов 62 и 63.

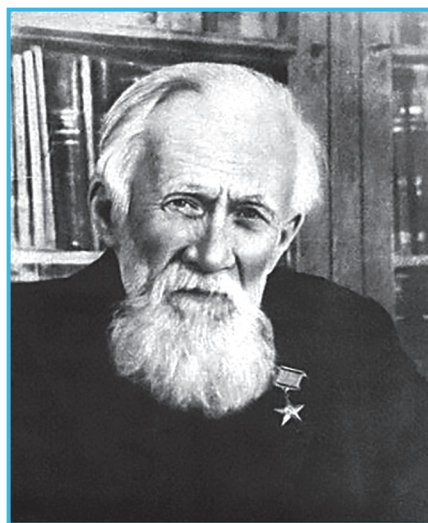
Побочное извержение 1945 г. – прорыв Юбилейной группы

Название прорывов: прорыв Юбилейной группы получил свое название в честь 220-летнего юбилея Академии наук России (Академия наук была создана 28 января 1724 г. по указу императора Петра I). Отдельным кратерам прорыва были присвоены имена академиков (В.А. Обручева, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, В.Л. Комарова, С.П. Крашенинникова, А.Н. Заварицкого), работавших на Камчатке или способствовавших изучению полуострова [Пуйн, 1948 (С. 26); Пуйн, 1956 (С. 162)].

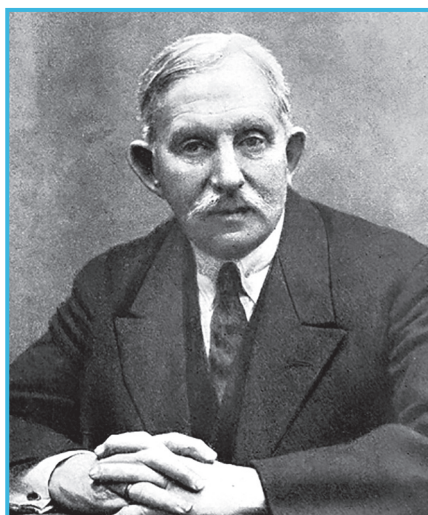
Кратер Обручева. Академик Владимир Афанасьевич Обручев (1863–1956) был известным геологом, географом, популяризатором науки. Занимал пост директора Геологического института АН СССР, позже возглавлял Институт мерзлотоведения АН СССР (ныне им. В.А. Обручева). Автор книг «Плутония» 1924 г., «Земля Санникова» 1926 г.,

«Образование гор и рудных месторождений» 1932 г., «Основы геологии» 1944 г., «Происхождение гор и материков» 1956 г., «Путешествие в прошлое и будущее» 1961 г. Ему принадлежит крылатое выражение «Не отрекайтесь от мечты».

Кратер Левинсона-Лессинга был назван в честь геолога, минералога, петрографа, палеонтолога, стратиграфа, академика АН СССР Франца Юльевича Левинсона-Лессинга. Стаж его преподавательской деятельности составил 50 лет. Он разработал хими-

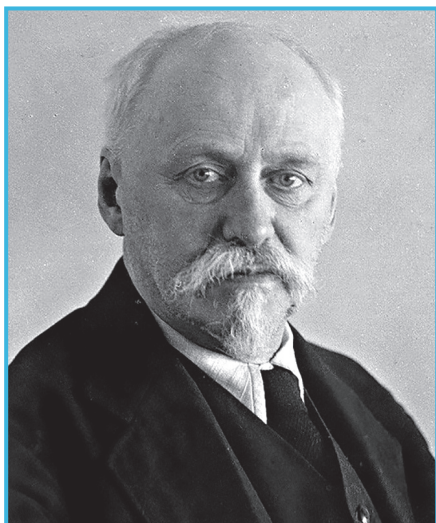


ОБРУЧЕВ
Владимир Афанасьевич
(1863–1956)



ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ
Франц Юльевич
(1861–1939)

ческую классификацию изверженных пород, учение о дифференциации магмы, создал первую в России лабораторию экспериментальной петрографии. Был выдающимся организатором науки, а также инициатором вулканологических исследований на Камчатке. В 1934–1935 гг. являлся директором-организатором вулканологической станции в пос. Ключи, Камчатка. Впоследствии станции было присвоено имя Левинсона-Лессинга.



КОМАРОВ
Владимир Леонтьевич
(1869–1945)

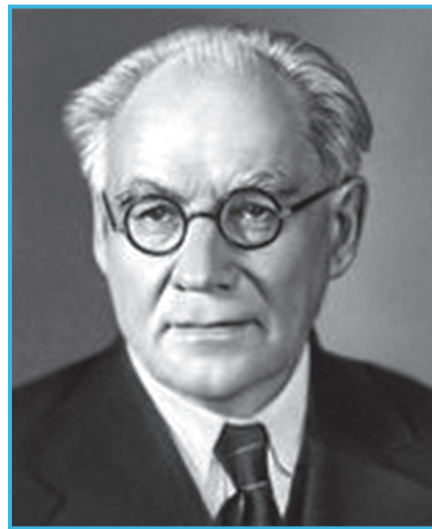
Кратер Комарова. Ботаник и географ, академик АН СССР Владимир Леонтьевич Комаров (1869–1945) занимал пост президента АН СССР с 1936 по 1945 г. Он был участником двух экспедиций на Камчатку, результатом его исследований стали труд «Путешествие по Камчатке в 1908–1909 годах», вышедший в 1912 г., и трехтомное издание «Флора полуострова Камчатки», опубликованное в 1927–1930 гг. В.Л. Комаров считается первооткрывателем вулкана Крашенинникова, им выделен и впервые описан Быстринский хребет.

В.Л. Комарова был известным организатором науки, по его инициативе был создан Дальневосточный филиал АН СССР, ныне Дальневосточный научный центр (ДВО РАН). Имя В.Л. Комарова носит Ботанический институт РАН в городе Санкт-Петербург. С 1946 г. и по настоящее время, в декабре, в г. Владивосток проходят ежегодные Комаровские чтения, выпускаются сборники прозвучавших докладов. В 2018 году прошли 72-е чтения (<http://biosoil.ru/KR/Issues/2011>).

Кратер Крашенинникова получил свое имя в честь известного землепроходца, географа, этнографа, историка, ботаника, зоолога, академика АН России Степана Петровича Крашенинникова (1711–1755). Он был первым исследователем, составившим полное описание Камчатки. На основании собранных материалов написал книги «Описание камчатского народа» и «О завоевании камчатской земли» (1751 г.), капитальный труд «Описание земли Камчатки» в 2-х томах (1756 г.) с приложением «двух карт земли Камчатки с окрестными странами».



КРАШЕНИННИКОВ
Степан Петрович
(1711–1755)



ЗАВАРИЦКИЙ
Александр Николаевич
(1884–1952)

Он был заведующим ботаническим садом Академии (1747–1750 гг.), а также ректором Академического университета в г. Санкт-Петербурге (1750–1755 гг.).

Степан Петрович внес значительный вклад в сокровищницу русской культуры и науки. Именем Крашенинникова на Камчатке названы остров в Авачинском заливе, мыс на острове Карагинском и действующий вулкан (высота 1856 г.), имеющий уникальное телескопическое строение идеально вложенных друг в друга трех вулканических конусов. В 2018 г. в г. Петропавловске-Камчатском с успехом прошли XXXV Крашенинниковские чтения, на которых было объявлено о переиздании самой первой научной российской монографии – труда С.П. Крашенинникова «Описание земли Камчатки».

Шлаковый конус и лавовый поток Заварицкого были названы честь выдающегося ученого в области геологии, петрографии, вулканологии, академика АН СССР Александра Николаевича Заварицкого (1884–1952). Александр Николаевич был организатором Камчатской вулканологической станции в пос. Ключи, Камчатка. Занимал пост директора Геологического института АН СССР в 1939–1941 гг., был организатором и директором Лаборатории вулканологии АН СССР в г. Москва (1944–1952 гг.). Он является основателем нового направления науки – петрохимии, автором нескольких учебников по петрографии. Инициатор проведения аэро-вулканологической экспедиции на Камчатку (1946 г.). Основоположник детального изучения современного вулканизма Камчатки. Написал ряд монографий по Камчатке: «Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке» (1935 г.), «Северная группа вулканов Камчатки» (1935 г.), «Вулканы Камчатки» (1955 г.), «Вулкан Авача на Камчатке» (1977 г.).

Место расположения: юго-восточный склон Ключевского вулкана, 10,3 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 37 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрические отметки мест прорыва: 1100–1350 м.

Уклон склона в месте прорыва: 9–11°.

Продолжительность извержения: 26 дней. 19.06.–15.07.1945 г.

Объем изверженных продуктов: 0,06 км³.

Длина лавового потока: 5,0 км.

Количество центров извержения: 6.

Явления, предшествовавшие извержению: не описаны в литературных источниках.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,20 мас.%; MgO = 5,59 мас.%; Al₂O₃ = 17,74 мас.%.

Публикации по извержению: [Пуйн, 1956; 1958].

Краткое описание событий. 19 июня 1045 г. в 15 ч 06 мин жители селения Ключи ощутили резкий толчок сильного землетрясения. Вершина Ключевского вулкана в момент землетрясения оставалась спокойной. Б.И. Пийп предполагает, что этот толчок связан с началом побочного извержения.

Вулканическое облако нового извержения заметили из пос. Ключи около 2 ч ночи 20 июня. Вечером этого дня над местом прорыва отчетливо была видна темная завеса, верхняя граница которой достигала высоты 7 км. Поднимающиеся эруптивные облака имели характерную поверхность типа «цветной капусты», шлейф извержения протягивался далеко на восток. В таком же виде вулканическая туча наблюдалась 21 июня. 22 июня ее высота резко уменьшилась, в этот день из поселка Ключи стали слышны ухающие раскаты извержения.

Прорыв магмы произошел на юго-восточном склоне Ключевского вулкана в интервале высот 1100–1350 м над уровнем моря. Образовалась цепочка кратеров длиной около 2 км. Пространственно цепочка кратеров направлена на вершину вулкана – азимут 320° (**рис. 1-17**).

Для верхних кратеров (Обручева, Левинсона-Лессинга и Комарова) была характерна сильная взрывная деятельность. Эти кратеры, в интервале высот 1200–1350 м, врезались в склон вулкана в виде трех соединяющихся друг с другом вытянутых траншееобразных депрессий, окруженных высокой насыпью (50–70 м) выброшенного рыхлого материала. Деятельность этих кратеров продолжалась несколько суток.

Для нижнего, самого крупного эруптивного центра Юбилейной группы, кратера Заварицкого, образовавшегося на высоте 1100 м, была характерна одновременно проявляющаяся и взрывная, и эффузивная деятельность. Высота величественных фонтанов жидкой лавы достигала 100–300 м. Временами взрывная деятельность ослабевала – наблюдались интервалы одиночных выбросов и полного затишья. Взрывная активность закончилась 7 июля. Выбрасываемыми бомбами был сформирован шлаковый конус высотой 50–70 м.

Взрывная деятельность проходила на фоне мощного излияния лавового потока. По наблюдениям Б.И. Пийпа, скорость движения фронтальной части лавового потока во временном интервале 19 июня – 5 июля 1945 г. составляла 13 м/час. Далее, к концу извержения, она постепенно снижалась. К концу извержения лавовый поток достиг длины 5,1 км, высота краевых частей – около 12 м, ширина потока – 500–600 м, а на отдельных участках 800 м. Фронт лавового потока спустился до отметки 780 м. Движение фронтальной части потока закончилось

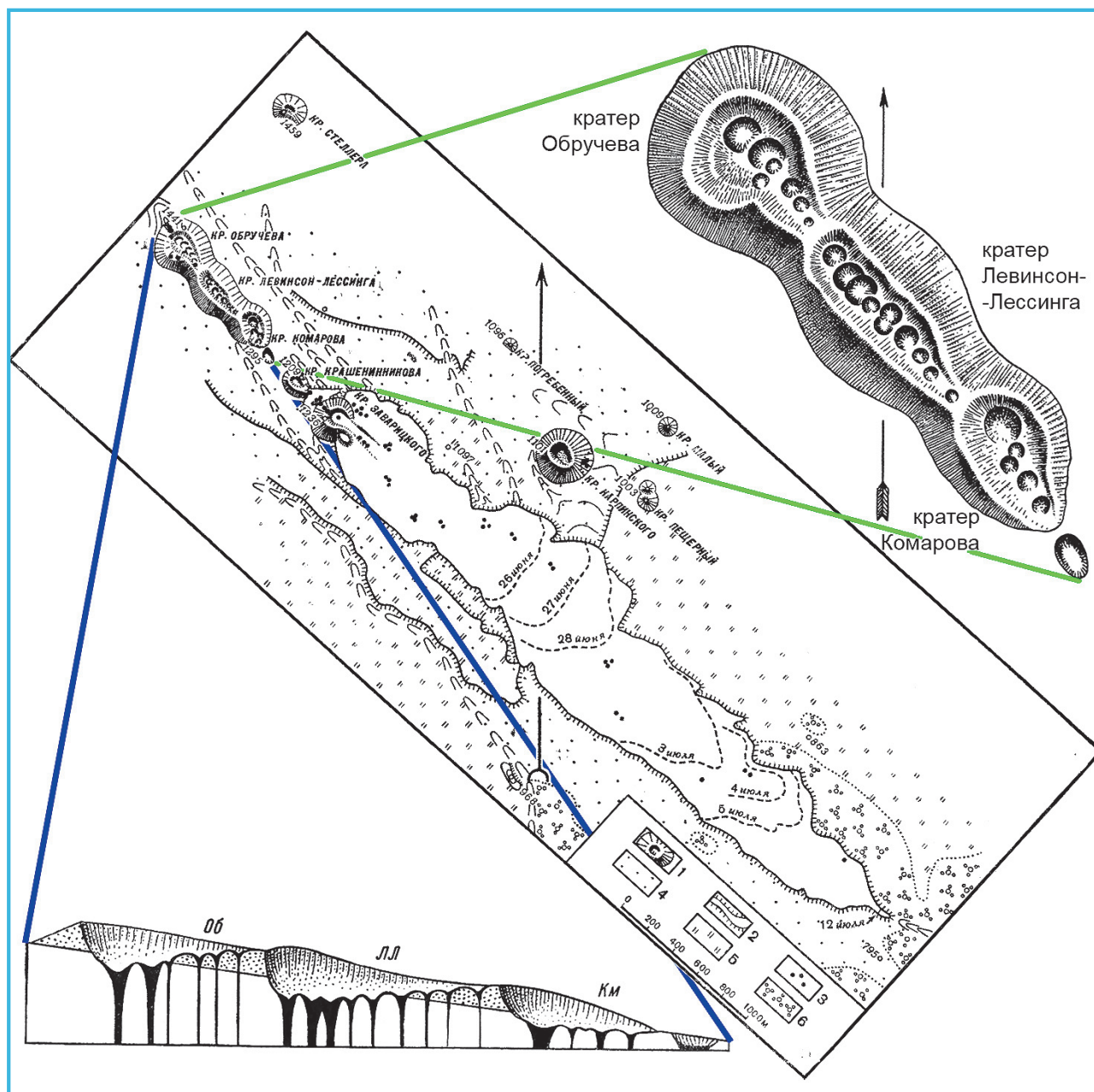


Рис. 1-17. Схематический план кратеров и лавового потока Юбилейного прорыва, 1945 г., иллюстрации из работы [Пуйн, 1956 (рис. 60 и 66)].

Условные обозначения: 1 – конусы и кратеры; 2 – лавовые потоки; 3 – фумаролы; 4 – каменистое поле; 5 – травянистое поле; 6 – кустарники ольхи.

Пунктирные линии – демонстрируют последовательное изменение положений фронта движущегося лавового потока

15 июля. Объем излившейся лавы оценен Б.И. Пуйном в $0,03 \text{ км}^3$.

Особенности побочного извержения прорыва Юбилейный: **1** – это первое историческое извержение в юго-восточном секторе Ключевского вулкана; **2** – образовалась протяженная линейная система эксплозивных кратеров; **3** – извержение имело са-

мую мощную эксплозивную составляющую из всех побочных прорывов вулкана.

Один из главных вопросов по извержению: Какова связь этого извержения с пароксизмальным вершинным извержением Ключевского вулкана 1944–1945 г., описанным в работе [Пуйн, 1956]?

Побочное извержение 1946 г. – прорыв Апахончич

Название прорыва: Апахончич – «говорящая гора» по-камчадалски [*Пасенюк, 1960* (С. 31)].

Место расположения прорыва: юго-восточный склон Ключевского вулкана, 7,7 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 34,5 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрические отметки места прорыва: 1620 м.

Уклон склона в месте прорыва: 11–12°.

Продолжительность извержения: 30 дней. 23.10.–22.11.1946 г.

Объем изверженных продуктов: 0,04 км³.

Длина лавового потока: 8,5 км.

Количество центров извержения: 1.

Явления, предшествовавшие извержению: «Каких-либо предупреждающих новое извержение явлений замечено не было» [*Набоко, 1949* (С. 12)].

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: вершинный кратер находился в стадии фумарольной деятельности.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,36 мас.%; MgO = 5,75 мас.%; Al₂O₃ = 17,82 мас.%.

Публикации по извержению: [*Набоко, 1949; Пуйн, 1958*].

Краткое описание событий: «Как мы видим, деятельность вершинного кратера за последние два месяца до извержения была исключительно фумарольная. Усиление и ослабление активности вулкана, вероятно, зависело в большей степени от атмосферных условий. Газ фумарол был все время белый, что несомненно указывало на отсутствие в нем примеси пепла. После прорыва нового кратера вершинный кратер продолжал парить и выделять клубы белого пара». То есть «какого-либо ярко выраженного усиления активности вершинного кратера в связи с прорывом нового побочного кратера не было подмечено» [*Набоко, 1949*].

«О прорыве нового кратера мы узнали по вспыхнувшему 23 октября в 22 часа на восточном склоне Ключевского вулкана, у его подножия, зареву, которое было хорошо видно из сел. Ключи и Камаки» [*Набоко, 1949*].

Через 10 дней после начала побочного извержения насыпной шлаковый конус имел высоту 100 м. Из центрального жерла конуса под грохот, раздававшийся 20–30 раз в минуту, выбрасывались вверх огненно-красные фрагменты шлаковой лавы. Крупные бомбы, диаметром до 2 м, вылетали на высоту 40–50 м.

Из восточной бокки на склоне шлакового конуса излился средне-, крупноглыбовый лавовый поток, который протянулся в восточном направлении на 10 км. В центральной части потока – в 4–6 км от истока – русло потока имеет необычное строение. На этом отрезке отчетливо выражены бортовые валы, на правом – в верхней его части, находится исследователь, позволяющий визуальнo представить масштаб явления (**рис. 1-18**). Бортовые валы, и левый, и правый, имеют высоту ~20 м. Между ними находится понижение в рельефе – долина лавой реки, ширина по нижнему урезу 30–50 м, а по верхним краям бортовых валов ~70–90 м. Долина лавовой реки заполнена несцементированными слабосортированными аллювиальными отложениями временных водотоков, по которым происходит движение грязевых масс сухой речки, что хорошо видно на фотографии.

Рассмотрение генезиса такой долины дает основание полагать, что расходы магматического материала в отдельные пиковые эпизоды деятельности прорыва, должны были составлять около 1000 м³/сек. А затем, после уменьшения расхода на истоке, большая часть лавы, находящаяся между бортовыми валами, продолжила свое движение вниз, освободила центральную часть русла и застыла ниже по течению – во фронтальной части лавового потока Апахончич. По результатам полевых исследований и анализа аэрофотосъемки можно предположить, что эта необычная эффузивная структура, состоящая из двух параллельных гряд бортовых валов, образовалась в результате движения всей массы лавы по глубокому эрозионному оврагу.

Считается, что извержение продолжалось около месяца (30 суток). Окончание извержения 22.11.1946 г. было определено по косвенным признакам из селения Ключи [*Набоко, 1949* (С. 15)]. Хотя по данным Л.А. Башариной, посетившей Апахончич 26–28 декабря 1946 г., «в расстоянии 500 м от конуса лава была горячая, в некоторых участках под нажимомдвигающейся лавы в нижних частях происходили обвалы», см. [*Набоко, 1949* (С. 15)]. Можно предположить, что в конце декабря 1946 г. извержение прорыва Апахончич продолжалось и имело исключительно эффузивный характер, а эксплозивная деятельность на шлаковом конусе прекратилась.

Особенности побочного извержения Апахончич: 1 – очень высокие расходы лавы, достигающие ~1000 м³; 2 – очень маленький шлаковый конус по отношению к объему излившейся лавы; 3 – необычные структуры, состоящие из двух гряд параллельных бортовых валов, не имеющих между собой русловых образований движущегося лавового потока.

Один из главных вопросов по извержению (его сформулировала С.И. Набоко): является ли прорыв



Рис. 1-18. Лавовый поток прорыва Апахончич в центральной части.

Отчетливо выражены бортовые валы, имеющие высоту ~20 м. Лава, которая находилась между бортовыми валами, в результате движения освободила центральную часть своего русла, шириной ~50–70 м. В момент фотосъемки по образовавшейся лавовой долине движутся грязевые массы сухой речки. Снимок выполнен в западном направлении, в сторону истока. Фото: Озеров А.Ю. 2016 г.

Апахончич продолжением действия той же магматической инъекции, которая инициировала извержение (выбрать форму слова в соответствии с выбранным вариантом желтого цвета) 1945 г.



БЫЛИНКИНА
АЛЕВТИНА АЛЕКСАНДРОВНА
(1921–1951)

Побочное извержение 1951 г. – прорыв Былинкиной

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь научного сотрудника Камчатской вулканологической станции АН СССР географа, геоморфолога, вулканолога Алевтины Александровны Былинкиной (1921–1951 гг.). После обследования вершинного кратера Ключевского вулкана, 30 июня, при спуске, она попала под каменную лавину. Ей было 29 лет. В ее личном деле, в графе «место смерти» значится: Ключевской вулкан. См. материалы: [Былинкина, Горшков, Огородов, 1954; *Дневники вулканолога Бориса Пуйна*, 2006; <https://ru.wikipedia.org/wiki/Былинкина>, Алевтина Александровна; <http://www.kscnet.ru/ivs/memory/bylinkina/index.html>].

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: северо-восточный склон Ключевского вулкана, 13 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 23 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ОТМЕТКА МЕСТА ПРОРЫВА: 950 м.
Уклон склона в месте прорыва: 7–8°.

Продолжительность извержения: 10 дней (20–30 ноября 1951 г.).

Объем изверженных продуктов: 0,01 км³ по [Пуйн, 1958 (С. 109)].

Длина лавового потока: 1 км.

Количество центров извержения: 1.

Явления, предшествовавшие извержению: явно выраженная сейсмическая подготовка (началась 14 ноября 1951 г.) и кратковременное сильное пепловое извержение вершинного кратера Ключевского вулкана началось 19 ноября 1951 г. [Пуйн, 1954 (С. 48)].

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: 19 ноября 1951 г. – сильное извержение. 20 ноября 1951 г. вершина была в неясной пелене высоких облаков. 21–26 ноября 1951 г. – фумарольная деятельность.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,49 мас.%; MgO = 5,16 мас.%; Al₂O₃ = 18,63 мас.%.

Публикации по извержению: [Пуйн, 1954; 1958; Горшков, 1954; Дневники вулканолога Бориса Пуйна, 2006].

Прежде чем начать описание извержения, важно информировать читателя, что в 1947 г. на Ключевской вулканологической станции в поселке Ключи были начаты сейсмометрические исследования. Инициатором этих работ был Георгий Степанович Горшков (впоследствии он был начальником Ключевской вулканологической станции и директором Института вулканологии АН СССР). Прорыв Былинкиной был первым побочным извержением Ключевского вулкана, динамика которого была охарактеризована сейсмологическими методами [Горшков, 1954; Пуйн, 1954; 1958].

Краткое описание событий. Рой землетрясений начался на восточном склоне Ключевского вулкана днем 14 ноября 1951 г. и к полудню 15 ноября достиг своего максимума. В последующие дни количество землетрясений резко уменьшилось. Всего в течение 10 дней было отмечено 639 землетрясений. Во время спада интенсивности сейсмических толчков, рано утром 19 ноября произошло извержение вершинного кратера Ключевского вулкана, оно было кратковременным – предположительно от нескольких часов до 2-х суток.

20 ноября 1951 г. около 5 часов утра примерно в том месте, на которое указывали эпицентры роя землетрясений, началось побочное извержение. «Над местом прорыва поднималась черная вулканическая туча, высотой почти до уровня вершины Ключевской сопки. В основании полыхало «пламя». Слышен отчетливый гул и рокот взрывов» из [Дневники вулканолога Бориса Пуйна, 2006 (С. 137)]. В этот день было хорошо видно 4 лавовых фонтана.

«В первые два дня извержение было очень бурным. Столб взрывов и оттягивавшаяся от него на юго-восток серая вулканическая туча достигали высоты 5 тыс. м, а вечером и ночью было видно, как из кратера выбрасывались на высоту до 400 м фонтаны раскаленных бомб. Звуки взрывов в виде сильного гула и грохота непрерывно доносились до села Ключи» [Пуйн, 1954 (С. 48)].

23 ноября к 16 часам Б.И. Пийп прибыл на место прорыва. Извержение уже заметно ослабло. На месте прорыва магмы образовался продолговатый черный шлаково-бомбовый вал, на котором действовали 4 бокки. Происходили слабые выбросы бомб. Лавовый поток к этому времени имел длину 1 км и уже почти перестал двигаться. Лавовый поток излился несколькими порциями, одна из них прошла на запад-юго-запад, а две другие – на северо-восток (рис. 1-19). За 5 дней наблюдений фронт лавового потока продвинулся всего на 4 м. 29 ноября лавовый поток полностью прекратил свое движение.

Геофизические исследования показали, что:

1 – сейсмическая деятельность, зарегистрированная на Ключевском вулкане, оказалась явным предвестником готовящегося побочного извержения;

2 – эпицентры роя землетрясений указали то место, где началось побочное извержение;

3 – сопоставление результатов исследования динамики извержения прорыва Былинкиной с данными сейсмических наблюдений показало, что взрывы в кратере не вызывали землетрясений, а землетрясения не влияли на характер эксплозивной деятельности;

4 – впервые было установлено непрерывное вулканическое дрожание (с периодом до 1,5 с), которое, по мнению Г.С. Горшкова, явилось точным указателем начавшегося побочного извержения.

Закачивая реферативное представление прорыва Былинкиной, необходимо добавить, что на Ключевском вулкане есть еще одно географическое название, носящее ее имя. В память об А.А. Былинкиной был назван северо-северо-западный вулканогенно-эрозийный желоб Ключевского вулкана. Это предложение было сформулировано коллективом Камчатской лаборатории вулканологии АН СССР (пос. Ключи) и поддержано Географическим обществом СССР. Северо-северо-западный желоб образовался во время вершинного извержения 1 января 1945 г., он начинается на вершине вулкана и спускается вниз по склону, постепенно сужаясь, и полностью выклинивается на высоте ~3000 м.

Особенности побочного извержения Былинкиной: 1 – чрезвычайно короткий интервал деятельно-



Рис. 1-19. Общий вид прорыва Былинкиной: слева – шлаково-бомбовый вал, справа – фронтальная часть лавовой порции, ориентированная в восточном направлении. На втором плане Ключевской вулкан, в вершинном кратере мощная фумарольная деятельность. На третьем плане, справа, – вулкан Крестовский.

Фотографирование проводилось в юго-западном направлении. Фотопанорама выполнена по снимкам Б.И. Пийпа, 25 или 26 ноября 1951 г.

сти; 2 – отсутствие шлакового конуса; 3 – излияние очень вязких лавовых потоков.

Один из главных вопросов по извержению: какова причина столь высокой вязкости лав, совершенно не характерной для расплавов Ключевского вулкана?



БЕЛЯНКИН
Дмитрий Степанович
(1876–1953)

Побочное извержение 1953 г. – прорыв Белянкина

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь геолога, минералога, петрографа академика АН СССР Дмитрия Степановича Белянкина (1876–1953 гг.) – директора Геологического института АН СССР, заведующего Минералогическим музеем им. Ферсмана. См. материалы: [Безбородов, 1985; https://ru.wikipedia.org/wiki/Белянкин,_Дмитрий_Степанович].

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: северо-восточный склон Ключевского вулкана, 9,5 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 23 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКИЕ ОТМЕТКИ МЕСТА ПРОРЫВА: 1300–1400 м.

Уклон склона в месте прорыва: 6–8°.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ИЗВЕРЖЕНИЯ: 12 дней. 13–25 июня 1953 г.

ОБЪЕМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ: 0,01 км³.

Длина лавового потока: 3,5 км.

Количество центров извержения: 3.

Явления, предшествовавшие извержению: за 6 суток до побочного извержения, начался сейсмический рой землетрясений (7 июня 1953 г.). Б.И. Пийп полагал, что это был предвестник побочного извержения [Пийп, 1958 (С. 114–115)].

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: 7 июля утром началось сильное пепловое извержение вершинного кратера [Пийп, 1958 (С. 114)].



Рис. 1-20. Лавовый поток прорыва Белянкина, июнь 1953 г.

Отдельные лавовые рукава сливаются в единое лавовое поле. Фото из работы [Луין, 1958 (С. 110, фиг. 11)]. Снимок выполнен в северо-западном направлении

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – $\text{SiO}_2 = 53,51$ мас.%; $\text{MgO} = 4,69$ мас.%; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,96$ мас.%.
ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Луין, 1958; Хренов, Озеров, Литасов, 1985].

Краткое описание событий. Извержение началось в ночь с 12 на 13 июня. На гипсометрической отметке 1350 м за трое суток сформировался шлаковый конус высотой около 70 м. 16 июня началось излияние лавы из нижних бокк у основания конуса. Глыбовые лавовые потоки сначала двигались несколькими рукавами, затем объединились в одно русло, при этом общая длина потока составила 6 км (рис. 1-20).

Извержение продолжалось 11 суток и завершилось утром 25 июня. Объем излитой лавы составил около $0,01 \text{ км}^3$.

Извержение произошло в районе фронтальной части ледника Сопочный. В работе [Сейнова, Черноморцев, Тутубалина, 2010] высказано предположение о том, что извержение вызвало подвижку ледника. В результате произошло разделение ледника на два рукава, которые с двух сторон обогнули шлаковый конус прорыва Белянкина и продвинулись с момента начала извержения в 1953 г. до настоящего времени на расстояние ~1 км.

Особенности побочного извержения Белянкина: 1 – короткий интервал деятельности (11 суток); 2 – извержение развивалось на контакте с ледником; 3 – излияние нескольких лавовых потоков, объединившихся в одно русло.

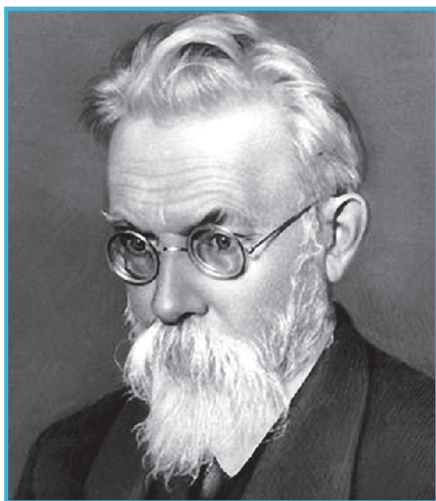
Один из главных вопросов по извержению: чем обусловлено изменение сектора побочных извержений: прорывы Юбилейный и Апахончич – юго-восточный сектор, а прорывы Былинкиной и Белянкина – северо-восточный?

Побочное извержение 1956 г. – прорывы Вернадского и Крыжановского

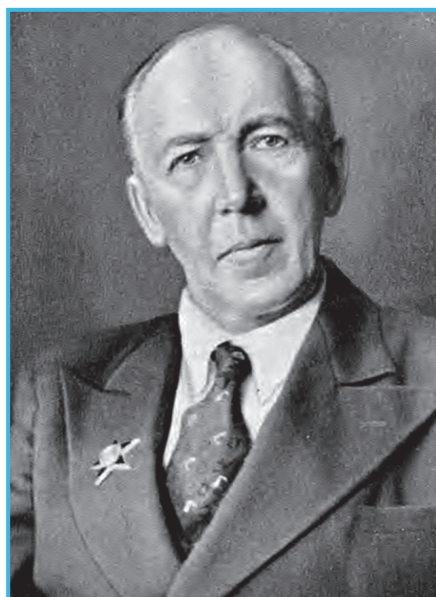
Названия прорывов: в ходе извержения магма поступала из двух вулканических центров, каждому из которых Г.С. Горшков [Горшков, 1956] присвоил имя одного из заслуженных деятелей российской науки.

Один прорыв был назван в честь выдающегося минералога, геохимика, мыслителя, академика

Санкт-Петербургской академии наук, Российской академии наук, АН СССР Владимира Ивановича Вернадского (1863–1945 гг.). Он является основателем науки «биогеохимия», создателем учения о биосфере и ноосфере. В.И. Вернадский основал в Москве Биохимическую лабораторию, которая сегодня является Институтом геохимии и аналитической химии РАН (ГЕОХИ). См. материалы:



ВЕРНАДСКИЙ
Владимир Иванович
(1863–1945)



КРЫЖАНОВСКИЙ
Владимир Ильич
(1881–1947)

[Гумилевский, 1988; Аксенов, 2010; Галимов, 2013; [https://ru.wikipedia.org/wiki/Вернадский, Владимир Иванович](https://ru.wikipedia.org/wiki/Вернадский,_Владимир_Иванович)]. Подводя итог жизни, Вернадский В.И., написал: «Я сделал все, что мог, и не сделал никого несчастным».

Имя Вернадского носят: Институт геохимии и аналитической химии РАН (г. Москва); Крымский федеральный университет (г. Симферополь, проспект Академика Вернадского, дом 4); Институт общей и неорганической химии Национальной академии наук Украины (г. Киев); проспект Вернадского (г. Москва); станция метро Проспект Вернадского (г. Москва). В 2018 году были проведены XXV Всероссийские юношеские чтения им. В.И. Вернадского и конкурс юношеских исследовательских работ им. В.И. Вернадского.

Другой прорыв этого извержения был назван в честь геолога, минералога, геохимика, директора Минералогического музея Академии наук СССР, профессора Владимира Ильича Крыжановского (1881–1947 гг.). Является примером мужественной гражданской позиции исследователя и руководителя – на следствии он отказался давать показания против А.Е. Ферсмана. Автор 42 научных работ. Его именем назван минерал крыжановскит. См. материалы: [Барсанов, 1949; http://lexicon.dobrohot.org/index.php/КРЫЖАНОВСКИЙ_Владимир_Ильич].

Место расположения прорыва: юго-восточный склон Ключевского вулкана, 9 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 36 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрические отметки места прорыва: 1400–1450 м.

Уклон склона в месте прорыва: 10–12°.

Продолжительность извержения: ~10 дней. Началось 28 июля и закончилось в интервале 5–10 августа 1956 г. Г.С. Горшков, покидая место извержения 4 августа 1956 г., наблюдал движение фронта потока Крыжановского. После этого, по описанию и фотографиям из [Горилов, 1958] поток еще какое-то время продолжал свое движение.

Объем изверженных продуктов: 0,008 км³.

Длина лавовых потоков: из кратера Вернадского поток 350 x 350 м, из кратера Крыжановского поток – длина 700 м, ширина 200 м.

Количество центров извержения: 2.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 54,07 мас.%; MgO = 4,52 мас.%; Al₂O₃ = 18,65 мас.%.

Публикации по извержению: [Горилов, 1958].

Явления, предшествовавшие извержению: Извержению предшествовал рой сейсмических толчков, который начался 23 июля. Сила землетрясений была ничтожна и записи на сейсмограммах были очень

нечеткие. Работники сейсмоотдела вулканологической станции приняли их за активизацию извержения вулкана Безымянный, поэтому 27 июля полевой отряд Г.С. Горшкова выехал для изучения последствий извержения вулкана Безымянный.

Вершинное извержение Ключевского вулкана – 27 июля из главного кратера произошел выброс пепла [Горшков, 1958 (С. 26)].

СОСТОЯНИЕ ВЕРШИННОГО КРАТЕРА КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА ВО ВРЕМЯ ПРОРЫВА: Находился в стадии слабого эпизодического извержения [Горшков, 1958 (С. 33, 35)].

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ. При движении к вулкану Безымянный 30 июля 1956 г., Г.С. Горшков, сквозь сильную дымку, над кромкой кратера Обручева (верхняя эксплозивная воронка, см. раздел «Побочное извержение 1945 г.») обнаружил, что на склоне Ключевского вулкана началось новое побочное извержение. На общем сером фоне пеплового покрова, образовавшегося при извержении вулкана Безымянный, был замечен «черный вал свежей лавы с тонкой синеватой струйкой газа наверху». Шлакового конуса, обычно отмечающегося на других побочных извержениях, не было. Иногда происходило шумное выдувание газов, и вверх подбрасывались мелкие бомбочки, некоторые светились красным цветом. Этот, первый, прорыв был назван именем академика АН СССР В.И. Вернадского (рис. 1-21), его образование произошло 28 июля или ранним утром 29 июля.

Спустя двое суток, 30 июля, около 11 часов, начал действовать еще один прорыв, который был назван в честь профессора В.И. Крыжановского (рис. 1-21). Извержению предшествовал подъем небольшого участка кратера Обручева, который визуально был хорошо заметен. Затем около 12 часов началось излияние лавового потока.

Движение лавы на истоках кратеров Вернадского и Крыжановского происходило со скоростью около 1 м/с. Поступающий расплав имел высокую вязкость, на истоке формировалось поле перистых лав. Во фронтальных частях лавовых потоков движение происходило очень медленно – оно едва улавливалось глазом, при этом с фронта потока часто осыпались глыбы лавы. На расстоянии 3–5 м от фронта движущегося потока из-за высокой температуры было трудно стоять.

В результате извержения кратера Вернадского сформировался лавовый поток 350 x 350 м, а из кратера Крыжановского образовался поток длиной 700 м и шириной 200 м. Оба потока тесно слились, их суммарная длина составила 1000 м.

Извержение было очень слабым и не было видно ни из одного селения.

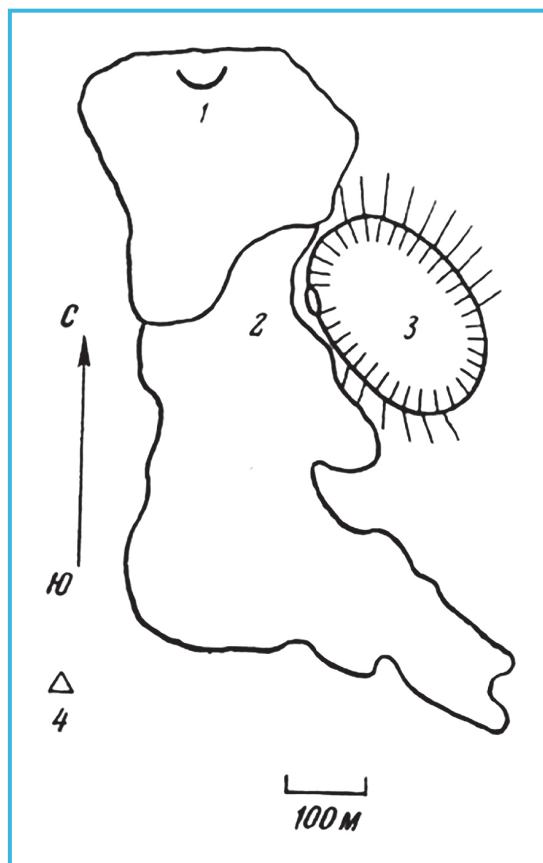


Рис. 1-21. План лавовых потоков кратеров Вернадского и Крыжановского, по [Горшков 1958 (С. 36)].

1 – кратер Вернадского; 2 – кратер Крыжановского; 3 – кратер Обручева; 4 – лагерь экспедиции

ОСОБЕННОСТИ ПОБОЧНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВЕРНАДСКОГО И КРЫЖАНОВСКОГО: 1 – один из самых коротких интервалов деятельности среди исторических побочных прорывов Ключевского вулкана (11 суток); 2 – извержение имело чисто эффузивный характер, здесь не было даже намека на образование шлакового конуса; 3 – вязкость лавовых потоков одна из самых высоких среди Ключевских лав; только лавы прорыва Былинкиной обладают аналогичной вязкостью.

Один из главных вопросов по извержению: его сформулировал Г.С. Горшков. Побочное извержение 1956 г. произошло на продолжении активной линейной зоны эксплозивных кратеров Юбилейного прорыва 1945 г. Было ли это извержение результатом активизации магм, оставшихся после извержения прорыва Юбилейный и излившихся через 11 лет после него? Или же это была новая порция лавы, воспользовавшаяся уже подготовленным подводящим каналом?

Побочное извержение 1966 г. – прорыв Пийпа

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь выдающегося вулканолога, петролога члена-корреспондента АН СССР Бориса Ивановича Пийпа (1906–1966), начальника Ключевской вулканологической станции (1950–1954 гг.) и первого директора Института вулканологии СО АН СССР. Б.И. Пийп – автор базовой монографии «Ключевской вулкан и его извержения...» [Пийп, 1956]. Неожиданный гипертонический криз прервал его жизнь, когда он выступал с отчетным докладом перед аудиторией своих сотрудников – до последнего вдоха он оставался верен выбранному пути вулканолога. Основные сведения о замечательном ученом, организаторе науки и инициаторе строительства здания Института вулканологии представлены в статье, написанной его дочерью – Валентиной Борисовной Пийп – «Человек, отдавший жизнь Камчатке» [Пийп, 2006].



ПИЙП
БОРИС ИВАНОВИЧ
(1906–1966)

В честь ученого была названа улица в г. Петропавловске-Камчатском – бульвар Пийпа. Здесь располагается здание Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и проживают многие сотрудники Института.

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: северо-восточный склон Ключевского вулкана, 7 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 25 км от поселка Ключи. См. рис. 1-09.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ОТМЕТКА МЕСТА ПРОРЫВА: 2100 м.

Уклон склона в месте прорыва: 11–14°.

Продолжительность извержения: 91 день.
06.10.1966–05.01.1967 г.

Объем изверженных продуктов: 0,09 км³.

Длина лавового потока: 10 км.

Количество центров извержения: 11.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,54 мас.%; MgO = 5,80 мас.%; Al₂O₃ = 17,74 мас.%.
ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Кирсанов, 1967; Кирсанов, 1968; Токарев, Широков, Зобин, 1968; Дроздин, 1969, 1980; Кирсанов, Васьевская, 1971; Васьевская, 1972; Кирсанов, Марков, 1979].

Явления, предшествовавшие извержению:

– Извержение побочных кратеров 1966 года предварялось сейсмическими явлениями – вулканические землетрясения появились за 3,5 суток до извержения. Кроме того, накануне извержения регистрировались электромагнитные и магнитные возмущения [Кирсанов, 1968; Токарев, Широков, Зобин, 1968].

– Образование побочных прорывов произошло на фоне извержения вершинного кратера Ключевского вулкана. «Из 207 дней, когда вулкан был виден, 103 дня в кратере происходили взрывы с выбросом пепла и периодически наблюдалось зарево» [Кирсанов, 1968 (С. 11)].

СОСТОЯНИЕ ВЕРШИННОГО КРАТЕРА КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА ВО ВРЕМЯ ПРОРЫВА: «В начале извержения побочных кратеров и особенно в наиболее активную стадию деятельность вершинного кратера резко снизилась» [Кирсанов, 1968 (С. 13)].

Краткое описание событий. Извержение началось 6 октября 1966 г. на северо-восточном склоне вулкана на высоте 1950–2000 м над уровнем моря (рис. 22). Вдоль трещины образовалась цепочка из 11 кратеров. По характеру активности среди них различаются эксплозивные, эксплозивно-эффузивные и эффузивные.

Период максимально энергичной эксплозивной активности продолжался с 9 по 23 октября 1966 г. Деятельность эксплозивных кратеров носила спорадический характер. В отдельные эпизоды извержения происходило мощное фонтанирование на высоте 300–400 м, а некоторые бомбы достигали высоты 800–1000 м. В нижних частях фонтанов в интервалы значительной активности температура бомб, судя по соломенному – белому цвету, была определена в 1100–1500 °С. В конце октября – начале ноября эксплозивная активность резко снизилась – в отдельных жерлах отмечалось 3–5 взрывов в сутки, высота темных султанов, нагруженных пеплом, достигала 3,5–4 км. 3 декабря взрывная активность прорыва

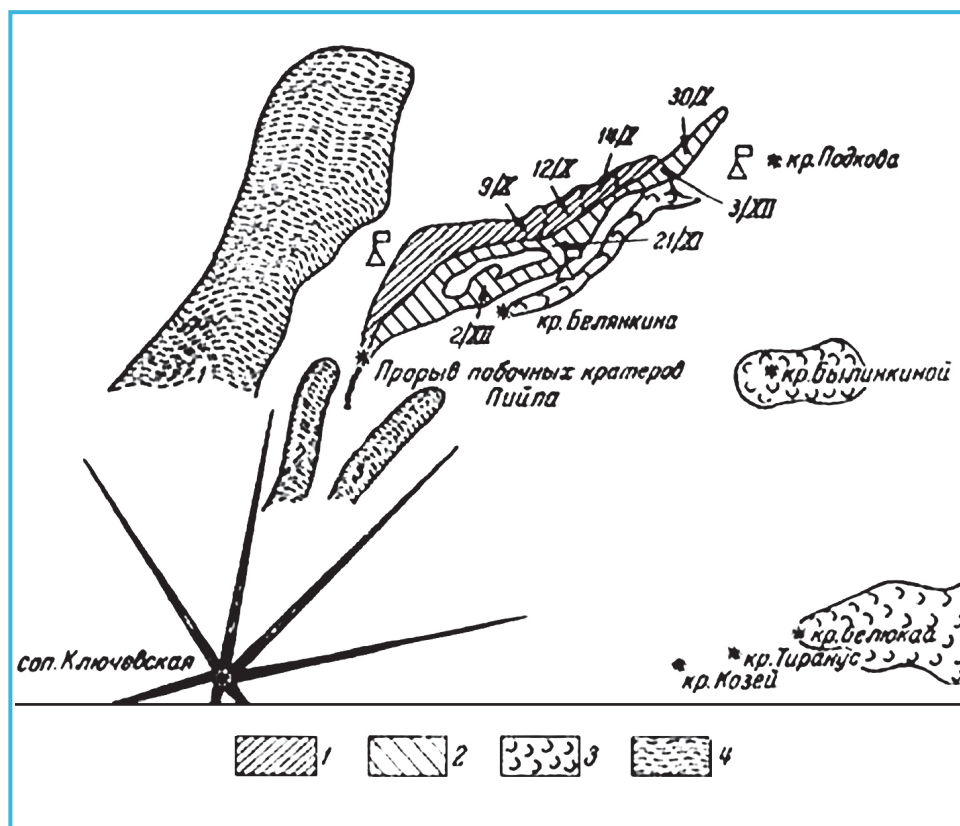


Рис. 1-22. Схема расположения кратеров и лавового потока побочного прорыва Пийпа 1966–67 г. на северо-восточном склоне Ключевского вулкана, по [Курсанов, 1968 (С. 13)].

1 – лавы первого цикла извержения; 2 – лавы второго цикла извержения; 3 – лавовые потоки предыдущих побочных извержений; 4 – ледники (1 – Эрмана, 2 – Влодавца, 3 – Сопочный)

Пийпа прекратилась, шлаковые конусы полностью покрылись белым снегом. В результате извержения образовалось 8 эксплозивных воронок диаметром от 50 до 200 м и шлаковый конус высотой 80 м.

Во время этого извержения проводилось изучение реологических свойств магматических расплавов. Были описаны лавовые пузыри, диаметром до 8 м. Скорость формирования таких пузырей составляла 3,7 м/с. Достигнув максимального размера, оболочка пузыря лопалась, и обрывки лавы разлетались вокруг. Описанные структуры – это самые крупные пузырьковые образования, наблюдаемые на Ключевском вулкане [Дроздин, 1969 (С. 11); 1980 (С. 32–33)].

Эффузивная деятельность происходила с 6 октября 1966 г. по 5 января 1967 г. В первые дни извержения (к 9 октября), лавовый поток прошел 5 км, его ширина составила 300–800 м, а мощность 3–5 м. Следующие порции двигались несколько южнее первого потока, а некоторые двигались по уже остановившимся, остывающим порциям лавы. За счет этого происходило расширение и наращивание мощности лавового поля. Нам представляется, что в формиро-

вании лавового поля значительную роль играли лавоводы. Один из таких лавоводов нами обнаружен западнее–северо-западнее шлакового конуса Лепешка – в 8 км от главного лавового истока прорыва Пийпа. Наличие лавоводов позволяет транспортировать раскаленный расплав на значительно большее расстояние. В результате извержения, на склоне вулкана образовался лавовый поток длиной 10 км (рис. 1-22), шириной 0,3–2,0 км и мощностью от 3 до 30 м.

Извержение продолжалось три месяца, объем лавового материала – 0,1 км³, общий объем обломочного материала – 0,01 км³ [Курсанов, 1967 (С. 59)].

Особенности побочного извержения Пийпа:

1 – один из самых протяженных лавовых потоков на склонах вулкана – 10 км; **2** – первый, в ряду исторических побочных извержений, на котором установлено наличие лавоводов; **3** – самый северный исторический побочный прорыв на склонах Ключевского вулкана.

Один из главных вопросов по извержению: он был сформулирован в работах [Курсанов, Васьевская, 1971; Васьевская, 1972]. Чем обусловлено

увеличение количества магнезиального оливина и авгита на второй стадии извержения? Процессами классической дифференциации или подходом новой магматической порции?

Побочное извержение 1974 г. – прорыв имени IV ВВС

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь IV Всесоюзного вулканологического совещания (IV ВВС) «Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса», состоявшегося в г. Петропавловске-Камчатском 9–11 сентября 1974 года.

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: юго-юго-западный склон Ключевского вулкана, 2 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 34 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКИЕ ОТМЕТКИ МЕСТА ПРОРЫВА: 3400–3600 м.

УКЛОН СКЛОНА В МЕСТЕ ПРОРЫВА: 27–29°.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ИЗВЕРЖЕНИЯ: ~120 дней.
23.08. – конец декабря 1974 г.

ОБЪЕМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ: 0,025 км³.

ДЛИНА ЛАВОВОГО ПОТОКА: 2,5 км.

КОЛИЧЕСТВО ЦЕНТРОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ: 4.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,10 мас.%; MgO = 5,26 мас.%; Al₂O₃ = 17,44 мас.%.
ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Виноградов, Иванов, Чирков, 1977; Абрамов, Андреев, Селиванова, 1978; Иванов и др., 1978].

ЯВЛЕНИЯ, ПРЕДШЕСТВОВАВШИЕ ИЗВЕРЖЕНИЮ:

– Извержение побочных кратеров 1974 года предварялось сейсмической подготовкой. 14–20 августа 1974 г. был зарегистрирован рой землетрясений на ЮЗ склоне Ключевского вулкана. Сотрудник Ключевской вулканологической станции – сейсмолог Валентина Ивановна Горельчик высказала предположение о возможности побочного прорыва в скором времени [Виноградов, Иванов, Чирков, 1977 (С. 31–32); Иванов и др., 1978 (С. 97–102)].

– Вершинное эффузивно-эксплозивное извержение происходило с марта 1972 г. по 18 мая 1974 г. С 19 мая по 23 августа вершинный кратер находился в стадии умеренной парогазовой деятельности.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ: 23 августа началось побочное извержение – на сейсмограммах появились записи взрывных землетрясений и вулканического дрожания. Извержение произошло в ледниковом поясе Ключевского вулкана в истоках ледника Богдановича. Прорыв магмы произошел в интервале высот 3400–3600 м вблизи перевала между вулканами Ключевским и Камнем. Образование побочных кратеров

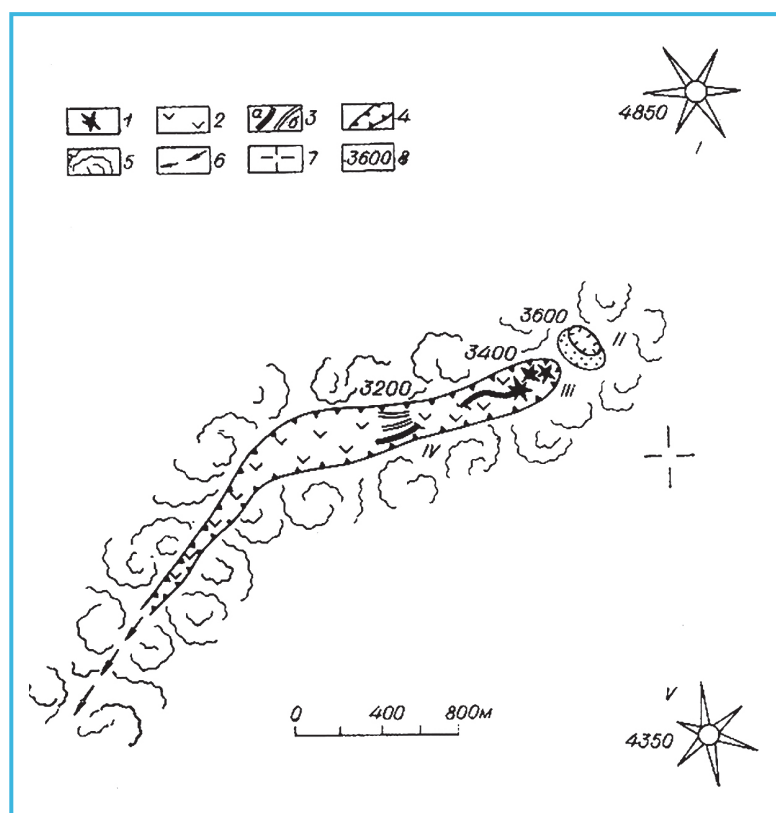


Рис. 1-23. Схема района прорыва имени IV Всесоюзного вулканологического совещания, по [Абрамов, Андреев, Селиванова, 1978 (С. 116)].

Условные обозначения: 1 – шлаковые конусы, 2 – лавовое поле, 3 – движущиеся (а) и остывающие (б) лавовые потоки, 4 – обрывистые стенки ледника, 5 – ледник светлый, 6 – селевые потоки, 7 – перевал между вулканами Ключевской и Камень, 8 – отметки высот над уровнем моря.

I – вершинный кратер Ключевского вулкана; II – эксплозивный центр извержения; III – эффузивный центр извержения; IV – район лавопада; V – вершина вулкана Камень

произошло по трещине северо-восточного простирания (азимут 60°).

Сформировались два эруптивных центра (рис. 1-23). Эксплозивный кратер на высоте 3600 м представлял собой воронку изометрической формы, размером 60 х 80 м, со средней глубиной около 10 м. Эффузивно-эксплозивный образовался на 500 м ниже, на высоте 3400 м. Сначала он представлял собой цепочку разновеликих конусов высотой от 20 до 50 м, затем, в процессе извержения, они объединились в один конус, который к середине сентября достиг высоты 70 м, а к началу ноября – 120 м.

В извержении выделяются три фазы: первая и третья характеризуются высокой активностью, вторая более слабая.

В моменты усиления извержения наблюдалось фонтанирование лавы на высоту первых сотен метров. На вершине конуса, в чаше диаметром 15 м и глубиной 10 м наблюдалось лавовое озеро. Поверхность его постоянно бурлила. Часто над ним наблюдались лавовые фонтаны, поднимающиеся на высоту от 20 до 200 м.

Сначала лавовые потоки двигались по узким ледяным каньонам, постепенно углубляя и расширяя их. Крутизна склона на отдельных участках достигала 30°, поэтому образовывались лавопады. На этих участках скорость движения лавы возрастала в 2–3 раза. Лавовые потоки прорыва IV ВВС по своему строению относятся к глыбовым лавам санторинского типа с хорошо выраженной шлаковой коркой. К концу извержения длина лавового поля составила 2,5 км, а ширина 0,6 км.

Толщина ледника в районе извержения составляла 50–70 м. В процессе извержения наблюдались фреатические взрывы, происходило таяние крупных ледниковых масс. В результате взаимодействия лавы и льда образовывались грязевые потоки – лахары. Общий расход воды при таянии ледника составил 0,16 км³.

Особенности побочного извержения IV ВВС: 1 – это первый исторический побочный прорыв, который образовался в ледниковом поясе Ключевского вулкана; **2** – отмечены случаи, когда новые порции лавы двигались под более ранними порциями по туннелям, сформированным в леднике горячими потоками воды; **3** – это самый южный прорыв из всех исторических прорывов Ключевского вулкана.

Один из главных вопросов по извержению: есть ли связь между самым высоким северным извержением прорыва Пийпа и самым южным извержением IV ВВС, является ли их расположение следствием активизации единой разломной зоны северо-северо-восточного простирания или их расположение не связано общим процессом?

Побочное извержение 1980 г. – прорыв 8 марта

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь праздника Международного женского дня, ежегодно отмечаемого 8 марта.

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: восточный склон Ключевского вулкана, 6–7 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 26 км от поселка Ключи. См. рис. 1-09.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ОТМЕТКА МЕСТА ПРОРЫВА: 1800 м.

Уклон склона в месте прорыва: 13–15°.

Продолжительность извержения: 7 дней. 05–12 марта 1980 г.

Объем изверженных продуктов: 0,0003 км³.

Длина лавового потока: 1,2 км.

Количество центров извержения: 7.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,24 мас.%; MgO = 5,43 мас.%; Al₂O₃ = 18,09 мас.%.

Публикации по извержению: [Двигало, Дроздин, 1980; Иванов, Кирсанов, 1980; Двигало, Кирсанов, Селезнев, 1981; Токарев, 1983; 1988].

Явления, предшествовавшие извержению: Образование прорыва предвлялось небольшим роем вулканических землетрясений [Токарев, 1983 (С. 3)].

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Побочный прорыв произошел на фоне умеренного извержения вершинного кратера Ключевского вулкана [Иванов, Кирсанов, 1980 (С. 75)].

Краткое описание событий: Днем 5 марта сотрудники Камчатской вулканостанции заметили на северо-восточном склоне вулкана интенсивное выделение газов белого цвета. Вечером над этим местом стало отмечаться зарево, а ближе к полуночи стали фиксироваться выбросы на высоту до 200 м.

На склоне вулкана образовалась радиальная трещина, ее длина составила ~1 км, ширина ~3 м. В нижней половине трещины, из четырех жерл диаметром 2–6 м, происходило спокойное излияние лавы (рис. 1-24). В истоках потоков формировались волнистые и канатные лавы, ниже имело место их торошение и разрушение до обломочного материала. Расход лавы колебался от 1–2 м³/сек в начале до 0,5–1 м³/сек в конце извержения. Лава изливалась из нескольких эффузивных центров, в процессе движения потоки попадали в каньон и объединялись в одно русло. Общая длина лавового потока составила около 1 100 м; суммарная ширина потоков – не более 50 м.

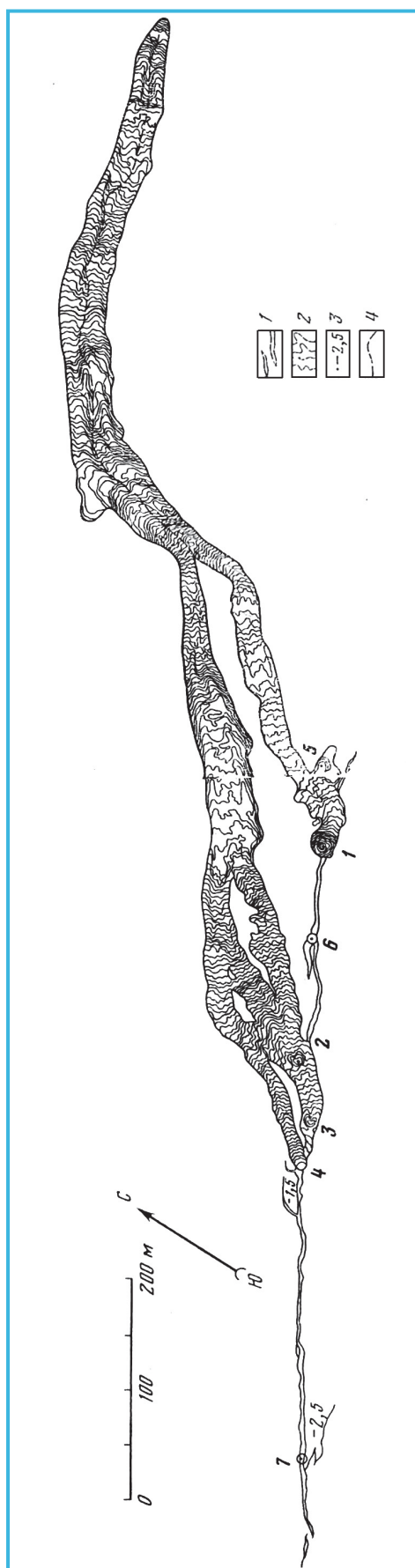


Рис. 1-24. Топографический план побочного прорыва им. 8 марта 1980 г. [Дегаля, Кирсанов, Селезнев, 1981 (С. 75, рис. 2)].

1 – трещины прорыва; 2 – изогипсы поверхности лавового потока; 3 – амплитуда опускания трещины прорыва; 4 – границы между языками потоков; 1-7 – жерла. Лавовый поток представлен в изогипсах с сечением через 1 м

В процессе извержения над жерлами 1–3 отмечались всплески и фонтаны раскаленной лавы, высота которых менялась от 8 до 30 м и образовывались небольшие лавовые конуса типа горнитос высотой от 3–5 до 8 м.

Постепенно ослабевая, извержение закончилось 12 марта. Извержение имело эффузивный характер, было кратковременным (7 дней).

ОСОБЕННОСТИ ПОБОЧНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 8 МАРТА: 1 – самое маломощное из всех исторических побочных извержений Ключевского вулкана; 2 – прорыв магмы произошел по трещине, ранее существовавшей на склоне вулкана; 3 – Б.В. Ивановым и И.Т. Кирсановым было отмечено интересное явление – выжимание пластины вязкой дегазированной лавы из трещины, т.е. образование головной части дайки.

Один из главных вопросов по извержению: его сформулировал П.И. Токарев. Не ясно, почему в течение всего извержения вулканическое дрожание не регистрировалось, хотя сейсмографы с увеличением 1000 находились в 7 км от места извержения?

Побочное извержение 1983 г. – прорыв Предсказанный

НАЗВАНИЕ: в честь успешного прогноза начала побочного извержения Ключевского вулкана, выполненного заведующим лабораторией Прогноза и механизма извержений Института вулканологии ДВО РАН Павлом Ивановичем Токаревым [Токарев, 1983].

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: восточный склон Ключевского вулкана, гипсометрическая отметка 2875 м. 3,5 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 30 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ОТМЕТКА МЕСТА ПРОРЫВА: 2875 м.

Уклон склона в месте прорыва: 25–27°.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ИЗВЕРЖЕНИЯ: 111 дней. 08.03.–27.06.1983 г.

ОБЪЕМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ: 0,05 км³.

Длина лавового потока: 5 км.

Количество центров извержения: 1.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,27 мас.%; MgO = 5,24 мас.%; Al₂O₃ = 18,21 мас.%.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Хренов, Озеров, Литасов, 1985; Хренов, Ананьев и др., 1985; Виноградов и др., 1985; Токарев, 1983; 1988].

Явления, предшествовавшие извержению: 28 февраля 1983 г. в северо-восточном секторе вулкана было

зафиксировано землетрясение ($K = 8,6$), которое на расстоянии 15 км ощущалось силой 3 балла. Эпицентр землетрясения находился в 3 км от центрального кратера на глубине около 10 км. Сразу после него, в том же секторе вулкана начался рой землетрясений. На основе оперативного анализа сейсмических событий был дан прогноз о возможности побочного извержения в период с 4 по 9 марта 1983 г. [Токарев, 1983].

Вершинное извержение постепенно усиливалось с 20 декабря 1982 г. по 28 февраля 1983 г. После землетрясения 28 февраля 1983 г. интенсивность извержения резко снизилась, и за несколько дней до побочного прорыва вершинное извержение закончилось.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Слабая и умеренная фумарольная деятельность [Хренов, Озеров, Литасов, 1985 (С. 18)]. В ходе побочного извержения в парогазовом облаке 11 раз отмечалось присутствие пепла и дважды – слабое свечение над кратером.

Краткое описание событий: В динамике извержения прорыва Предсказанный было выделено три этапа:

1. Начальный этап – 8–23 марта 1983 г.

8 марта на восточном склоне вулкана на высоте 2875 м произошел прорыв магмы на дневную поверхность. Извержение началось в леднике Келля, имеющем на этом участке мощность 60 м. Образовалась трещина длиной около 200 м, из которой из точечного эруптивного центра происходило непрерывное фонтанирование лавы. При взаимодействии лавы с ледником сформировались горячие водные потоки, прорезавшие в теле ледника узкое ущелье. По этому ущелью вниз по склону в виде узкой ленты устремился лавовый поток со скоростью 5–7 м/с. Расход лавы был максимален – около 25 м³/с. Лавовые потоки имели шлакоглыбовую поверхность, на истоках отмечалась лава с канатной поверхностью. При взаимодействии лавы со льдом происходили фреатические взрывы, формировались лахары, вдоль потоков и в их фронтальных частях наблюдалось мощное парение.

2. Основной этап – 18 марта – 28 мая 1983 г.

На этом этапе происходит рост шлакового конуса, ветвление лавовых потоков, миграция русел лавовых потоков, образование лавоводов, формирование лавового поля.

Шлаковый конус формировался, проседал, разрушался и снова дорастал во время всего этапа. Из него происходили выбросы шлака и пористых вулканических бомб на высоту 20–100 м. В отдельные моменты взрывы следовали с интервалом 3–5 с.

18 марта лавовый поток, поступающий из бокки у восточного основания конуса, раздвоился в 1 км от своего начала. С этого момента начался процесс

ветвления лавовых потоков. Движущиеся лавовые потоки могли разойтись на несколько рукавов, некоторые из них в последующем могли слиться в единое русло (рис. 1-25). Скорость движения фронтальных частей потоков составляла 300–400 м/сутки.

В это же время начался еще один процесс – миграция русел лавовых рек. Одна из главных особенностей потоков прорыва Предсказанный – это их малая мощность и очень большая длина (1–4 км) по отношению к их ширине (7–10 м). Фактически потоки имели форму узких рек, над которыми возвышались бортовые валы высотой до нескольких метров. При движении вниз по склону русла, лавовые потоки могли смещаться несколько левее или правее от основного направления, то есть происходило своеобразное меандрирование русел узких лавовых рек. Это приводило к образованию лавового поля, как за счет расширения его в стороны, так и благодаря наращиванию его мощности.

Этот этап характеризуется еще одной особенностью, впервые описанной для Ключевского вулкана. В процессе движения лавы по руслам узких лавовых рек в некоторых случаях происходило торможение и последующая остановка верхней корки лавового потока между бортовыми валами. Это приводило к тому, что лава продолжала двигаться в своеобразном туннеле между бортовыми валами и остановившейся кровлей лавового потока, формировались лавовые трубы – лавоводы. В результате образования лавоводов движение расплава происходило без взаимодействия с атмосферой, значительно сокращались теплотери лавового потока, и перемещение материала происходило на большие расстояния. Температура поверхности лавы, замеренная автором настоящей монографии с помощью пирометра «Проминь» на истоке потока, составляла 1080 ± 10 °С. Временами на лавовом поле одновременно наблюдалось истечение расплавов из 5–7 действующих лавоводов. Длина некоторых лавоводов достигала 2–3 км.

На этом этапе наблюдались разные сценарии поступления лавы: только из бокки у основания шлакового конуса, только по лавоводам, и комбинированное – из бокки и по лавоводам. В результате миграции лавовых потоков и движения по лавоводам, происходило интенсивное наращивание лавового поля. На отдельных участках суммарная мощность лавовых потоков достигала 50 м.

Расход лавы был в 1,5–2 раза меньше, чем на первом этапе. Продолжались фреатические взрывы, наблюдалось движение лахаров.

3. Заключительный этап – 29 мая – 27 июня 1983 г.

Расход лавы уменьшился до 5 м³/с и стал крайне нестабильным. Постепенно, снизу-вверх происходило истощение и отмирание лавоводов. Лава

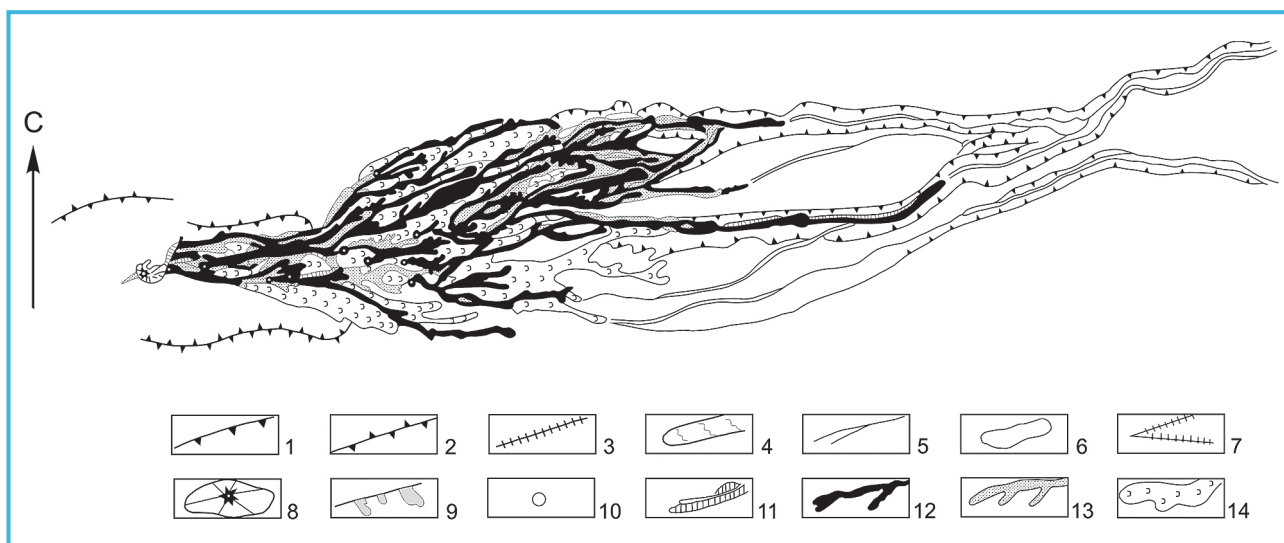


Рис. 1-25. Схематический план прорыва Предсказанный, 1983 г., иллюстрация из работы [Хренов, Озеров, Литасов, 1985 (С. 15, рис. 11)].

1 – обрывы, овраги; 2 – границы ледникового цирка; 3 – стенки ледника с трещинами без смещения; 4 – стенки ледника с трещинами смещения вдоль бортов лавового поля; 5 – лахары, грязевые потоки, речки; 6 – останцы постройки вулкана; 7 – трещина у основания шлакового конуса; 8 – шлаковый конус с кратером; 9 – питающая трещина у основания шлакового конуса; 10 – лавовые бокки; 11 – лавовый поток с бортовыми валами; 12 – движущиеся лавовые потоки; 13 – остывающие лавовые потоки; 14 – остывшие лавовые потоки

поступала, главным образом, из эффузивной бокки у подножия шлакового конуса. Отмечалось колебание уровня лавы в бокке; когда уровень опускался, отчетливо были видны очертания субгоризонтального лавоподводящего канала шириной около 1,5 м, уходящего под шлаковый конус. 31 мая у подножия шлакового конуса образовывались лавовые пузыри диаметром 2–3 м, которые эпизодически лопались, разбрызгивая шлак.

В конце извержения шлаковый конус имел высоту 50 м и диаметр основания 150 м. Поверхность конуса напоминала «кирпичную кладку», состоящую из кусков лавы размером 20–40 см. Жерло представляло собой вертикальную круглую цилиндрическую трубу диаметром 15–20 м в верхней части и 10–12 м – в нижней. На дне жерла была видна растресканная поверхность лавы с красными светящимися трещинами. Глубина открытого канала до поверхности лавы – составляла 50–60 м.

26 июня расход лавы на истоке снизился до 0,3–0,5 м³/с, скорость лавового потока заметно уменьшилась. На истоке наблюдались чрезвычайно вязкие перистые лавы. 27 июня извержение закончилось.

Во время деятельности прорыва Предсказанный на поверхность поступило 0,15 км³ лавы. Это одно из крупнейших исторических побочных извержений Ключевского вулкана; по объему изверженного

материала оно уступает только прорыву Билукай (0,24 км³). Описанное извержение было фактически эффузивным; в течение всего извержения наблюдалась лишь слабая эксплозивная деятельность с редкими выплесками лавы, без единого пеплового выброса.

Особенности побочного извержения прорыва Предсказанный: **1** – это одно из самых крупных побочных исторических извержений Ключевского вулкана, по объему поступивших лав оно занимает второе место после извержения Билукай 1938 г.; **2** – это первое историческое извержение Ключевского вулкана, на котором происходило образование лавоводов и связанных с ними дополнительных истоков лавы на значительном удалении от шлакового конуса; **3** – извержение было однозначно предсказано сейсмологами Института вулканологии РАН (заведующий лабораторией П.И. Токарев), формирование вулканологического отряда (начальник Озеров А.Ю.) и подготовка к вылету на прорыв были начаты за несколько дней до начала извержения.

Один из главных вопросов по извержению: какова причина массового распространения лавоводов – уклон склона, реология лав, расход поступающего расплава, особенности состава? Ни в ходе изучения извержения, ни по прошествии десятков лет мы не смогли дать ответ на этот вопрос.

Побочное извержение 1987 г. – прорыв Предвиденный

Название прорыва: в честь успешной реализации долгосрочного прогноза побочного извержения Ключевского вулкана, выполненного заведующим лабораторией Прогноза и механизма извержений Института вулканологии ДВО РАН Павлом Ивановичем Токаревым [Токарев, 1983].

Место расположения прорыва: южный склон Ключевского вулкана, 2 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 34 км от поселка Ключи. См. рис. 1-09.

Гипсометрические отметки места прорыва: верхний прорыв – 3800 м, нижний прорыв – 2400 м.

Уклон склона в месте прорыва: 31–33°.

Продолжительность извержения: 10 дней. 24–26.02.1987 г. и 06–13.03.1987 г.

Объем изверженных продуктов: 0,0002 км³.

Длина лавового потока: 1,0 км.

Количество центров извержения: 2.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,01 мас.%; MgO = 5,08 мас.%; Al₂O₃ = 18,76 мас.%.

Публикации по извержению: [Федотов, Хренов, Жаринов, 1987; Токарев, 1988; Хренов, 2003].

Явления, предшествовавшие извержению: не описаны в литературных источниках.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Побочное извержение началось и происходило во время интенсивной эксплозивно-эффузивной деятельности вершинного кратера Ключевского вулкана [Федотов, Хренов, Жаринов, 1987 (С. 14)].

Краткое описание событий: В ночь на 24 февраля 1987 г. на южном склоне, на высотах 3400–3800 м открылась трещина, из центральной части которой (высота 3600 м) излился лавовый поток. Какой-либо взрывной деятельности не происходило. 26 февраля движение потока прекратилось (рис. 1-26).

6 марта на продолжении открывшейся трещины, ниже по склону, на перевале между вулканами Ключевской и Камень, в леднике Шмидта на высоте 2600 м произошло кратковременное излияние еще одной порции лавы [Хренов, 2003 (С. 37–38)].

13 марта излияние закончилось из трещины на перевале. Одновременно закончилась извержение в вершинном кратере Ключевского вулкана.

Несмотря на 8-дневный перерыв между излияниями этих потоков, мы считаем эти события одним побочным извержением, так как они образовались на одной трещине, и можно уверенно говорить, что

они генетически связаны между собой, так как их внедрение происходило фактически в одно и то же время и по одной подводящей дайке.

Особенности побочного извержения прорыва Предсказанный: 1 – короткое время извержения; 2 – крайне незначительные объемы лавовых потоков; 3 – впервые в историческое время на Ключевском вулкане происходило поступление магматического материала одновременно на трех уровнях (вершинный кратер Ключевского (4800 м) и трещины на высотах 3600 и 2600 м).

Один из главных вопросов по извержению: связаны ли эти прорывы напрямую с питающим каналом Ключевского вулкана, находящегося в стадии извержения. Или являются следствием подъема расплава из более глубоких горизонтов питающей системы вулкана.



Рис. 1-26. Общий вид прорыва Предвиденного, южный склон Ключевского вулкана.

Исток лавы расположен на высоте 3600 м.

Фотография В.А. Подтабачного, съемка выполнена в конце февраля – начале марта 1987 г.

**Побочное извержение
1988 г. –
прорыв имени 25-летия
Института вулканологии (XXV ИВ)**

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в честь юбилейной даты создания Института вулканологии ДВНЦ АН СССР в 1962 г.

МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПРОРЫВА: южный склон Ключевского вулкана, 1,5 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 33 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ОТМЕТКА МЕСТА ПРОРЫВА: 4000 м.

Уклон склона в месте прорыва: 31–34°.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ИЗВЕРЖЕНИЯ: 229 дней.
29.01.1988 г. – 14.09.1988 г.

ОБЪЕМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ: 0,034 км³.

Длина лавового потока: 2,3 км.

Количество центров извержения: 1.

Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,25 мас.%; MgO = 5,15 мас.%; Al₂O₃ = 18,32 мас.%.
 29.01.1988 г. – 14.09.1988 г.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ИЗВЕРЖЕНИЮ: [Рожков, Таран, Серафимова, и др., 1990; Хренов, 2003].

Явления, предшествовавшие извержению: Не описаны. Прогноз по сейсмическим данным сделан не был.

СОСТОЯНИЕ ВЕРШИННОГО КРАТЕРА КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА ВО ВРЕМЯ ПРОРЫВА: Побочное извержение началось и происходило во время интенсивной эксплозивно-эффузивной деятельности вершинного кратера Ключевского вулкана.

Краткое описание событий: 29 января 1988 г. во время выполнения аэрофотосъемочных работ был обнаружен новый лавовый поток на южном склоне Ключевского вулкана, на высоте 4000 м. Его исток находился всего в 700 м от верхнего эруптивного центра прорыва Предвиденный (1987 г.), находящегося на высоте 3600 м. Было установлено, что извержение началось на субрадиальной трещине, верхний край которой терялся у восточной кромки вершинного кратера Ключевского вулкана. Исследования показали, что к образовавшейся трещине было приурочено 3 эруптивных центра. Самый нижний, эффузивный, расположенный на высоте 4000 м действовал во время всего извержения. В сотне метров



Рис. 1-27. Общий вид прорыва им. 25-летия Института вулканологии, южный склон Ключевского вулкана. Исток лавы расположен на высоте 4000 м. Фотография Н.П. Смелова, 1988 г.

от него, вверх по склону, располагался другой эффузивный центр, диаметром около 10 м. В нем длительное время располагалось лавовое озеро. Иногда на его поверхности появлялись лавовые пузыри диаметром до 3 м, когда они лопались, в разные стороны разлетались комковатые фрагменты лавы.

Выше лавового озера по трещине обнажалось застывшее тело дайки мощностью около 1 м. Еще выше по склону, на образовавшейся субрадиальной трещине на высоте ~4300 м наблюдалась газовая бочка.

В течение всего извержения расход лавы был довольно стабильный – около 4 м³/с. Вниз по склону изливались узкие (8–12 м), протяженные (до 2-х км) лавовые речки, которые часто меняли русло. В результате сформировалось лавовое поле, которое покрыло почти весь южный склон вулкана (Рис. 1-27). Его нижняя граница спустилась почти до перевала между вулканами Ключевской и Камень.

В процессе извержения на истоке лавы сформировался небольшой шлаковый конус высотой 25–30 м.

Во время этого извержения впервые за всю историю исследований Ключевского вулкана удалось отобрать газ непосредственно в месте выхода магмы на поверхность [Рожков, Таран, Серафимова, и др., 1990].

Особенности побочного извержения им. 25-летия Института вулканологии: 1 – одно из самых продолжительных и наиболее высоко расположенных исторических извержений Ключевского вулкана; 2 – морфология лавовых потоков была весьма схожа с характеристиками лав прорыва Предсказанного (1983 г.), но образование лавоводов не происходило.

Один из главных вопросов по извержению. Является ли побочное извержение им. 25-летия Института вулканологии следствием собственного, индивидуального процесса образования побочного прорыва или это более общий процесс активизации южного сектора вулкана, включающий и формирование прорыва Предвиденный?

Побочное извержение 1988–1989 гг. – прорыв без названия

Название: Описываемое событие – это сложное, состоящее из разрозненных потоков, труднодоступное извержение, развивавшееся на больших высотах и в неблагоприятное время года. Оно оказалось малоизученным, поэтому названия не получило.

Место расположения прорыва: восточный–южный сектор Ключевского вулкана, 3,5 км от вершин-

ного кратера Ключевского вулкана и 29 км от поселка Ключи. См. рис. 1-09.

Гипсометрические отметки места прорыва: 2800–4450 м.

Уклон склона в месте прорыва: 24–26°.

Продолжительность извержения: Общий интервал с перерывами ~80 дней. С 14.12.1988 г. по 12.05.1989 г.

Объем изверженных продуктов: суммарный, все прорывы – 0,02 км³.

Длина лавового потока: несколько км.

Количество центров извержения: 5.

Тип пород: породы не отобраны.

Публикации по извержению: [Хренов, 2003 (С. 40–41)].

Явления, предшествовавшие извержению: Открытие трещин на склоне вулкана. Можно полагать, что исследованная нами трещина на склоне вулкана была предвестником череды разрозненных побочных извержений Ключевского вулкана.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Описываемые побочные извержения происходили на фоне вершинного извержения вулкана, которое развивалось с разной степенью интенсивности.

Краткое описание событий: 21 ноября 1988 г. на северо-восточном склоне, на высоте 2200 м в леднике открылась трещина. Она имела длину ~600 м, ширину 5–7 м и видимую глубину 10–12 м. Из трещины происходило слабое парение, которое продолжалось несколько дней. Магматического материала не поступало.

1-й прорыв. 14 декабря 1988 г., высота 2800 м, восточно-северо-восточный сектор Ключевского вулкана, см. рис. 1-09. Севернее прорыва Предсказанный. По новой субрадиальной трещине, направленной на вершину вулкана, началось излияние лавового потока. Извержение продолжалось 6 суток.

2-й прорыв. 17 декабря 1988 г., высота 4000 м, восточный склон. На продолжении той же субрадиальной трещины началось фонтанирование бомб и излияние лавового потока. Образовался грязевой поток, спустившийся до высоты 2500 м. Продолжительность точно не известна. Кратковременное, предположительно первые дни – недели.

3-й прорыв. 23 декабря 1988 г., высота 3500 м, восточный склон. По новой субрадиальной трещине началось интенсивное излияние лавового потока. В результате бурного таяния образовался лахар, который обогнул с южной стороны конус S и спустился до высоты 960 м. Продолжалось 25 дней.

4-й прорыв. 13 января 1989 г., высота 4450 м, восточный склон. Образовался еще один эффузивный центр, через который в течение 5 суток изливался

небольшой лавовый поток. Извержение продолжалось 6 суток.

20 января 1989 г. Извержения всех побочных прорывов закончились, а из вершинного кратера началось излияние новой порции лавового потока.

5-й прорыв. 5 февраля 1989 г., высота 4435 м, южный склон. Во время аэрофотосъемочного облета В.Н. Двигало обнаружил еще один движущийся лавовый поток, который узким языком спускался вдоль лавового поля прорыва им. 25-летия ИВ. 12 мая извержение закончилось, фронт потока почти достиг перевала между вулканами Ключевской и Камень. Продолжительность излияния – 35 суток.

После завершения деятельности 5-го прорыва, вершинное извержение продолжалось до середины мая 1989 г.

Особенности побочного извержения 1988–1989 гг.: 1 – впервые побочное извержение было представлено чередой разрозненных потоков; **2** – каждое извержение было кратковременным (первые сутки – один месяц) и происходили они через короткие интервалы (первые сутки – 22 дня); **3** – извержения происходили в разных секторах вулкана (восток-северо-восточном, восточном и южном).

Один из главных вопросов по извержению. Извержения происходили сейсмически «бесшумно», то есть магма без больших усилий, не встречая сопротивления окружающих пород, достигала поверхности. Означает ли это, что верхняя часть постройки Ключевского вулкана в это время была легко про-

ницаема для внедрений магматических расплавов или магма продвигалась по ранее подготовленным разломным зонам?

Побочное извержение 1989–1990 гг. – прорыв Скуридина

НАЗВАНИЕ ПРОРЫВА: в память о научном сотруднике Камчатской вулканологической станции АН СССР, геодезиста, фотограмметриста, вулканолога Юрия Федоровича Скуридина (1952–1983 гг.). В составе группы исследователей, Ю.Ф. Скуридин совершал восхождение на вершину Ключевского вулкана. Во время ночевки в промежуточном лагере, расположенном на высоте 3500 м, началась сильная пурга и интенсивное обледенение склонов. 23 августа, при спуске с вулкана, Юрий Федорович сорвался со скользкого склона и погиб. Его тело было обнаружено лишь спустя год. Он погиб на высоте 3300–3200 м в юго-восточном секторе Ключевского вулкана. Самый высокий прорыв в этом секторе мы назвали его именем.

Место расположения прорыва: восточный склон Ключевского вулкана, 1,5 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 32 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрическая отметка места прорыва: 4100 м.

Уклон склона в месте прорыва: 33–35°.

Продолжительность извержения: 198 дней. 28.07.1989 г. – 11.02.1990 г.

Объем изверженных продуктов: 0,015 км³.

Длина лавового потока: 1,5 км.

Количество центров извержения: 1.

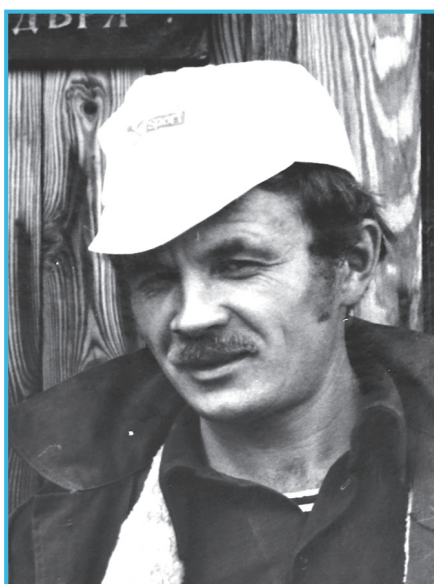
Тип пород: высокоглиноземистые андезибазальты – SiO₂ = 53,46 мас.%; MgO = 5,36 мас.%; Al₂O₃ = 17,49 мас.%.

Публикации по извержению: [Хренов, 2003 (С. 41–42)].

Явления, предшествовавшие извержению: Не описаны. Прогноз по сейсмическим данным сделан не был.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Побочные извержения происходили на фоне вершинного извержения вулкана, которое развивалось с разной степенью интенсивности.

Краткое описание событий: Извержение происходило из одного эруптивного центра (**рис. 1-28**). Лавовый поток раздваивался сразу в месте истока и двигался вниз по склону двумя ярко выражен-



СКУРИДИН
Юрий Федорович
(1952–1983)



Рис. 1-28. Общий вид прорыва Скуридина, восточный склон Ключевского вулкана.

Исток лавы расположен на высоте 4100 м. Выше истока над кромкой облаков красное острие, верхняя часть фонтана раскаленных бомб из вершинного кратера. На переднем плане сейсмическая станция Апахончич. Фотография Н.П. Смелова

ными рукавами до высоты 3600 м. Потoki имели ширину 7–10 м и ярко выраженные бортовые валы. В продолжение извержения, эти потоки мигрировали, отклоняясь от направления течения. За счет этого происходило наращивание мощности лавового поля.

Во время извержения на истоке сформировался небольшой шлаковый конус (высота – первые десятки метров).

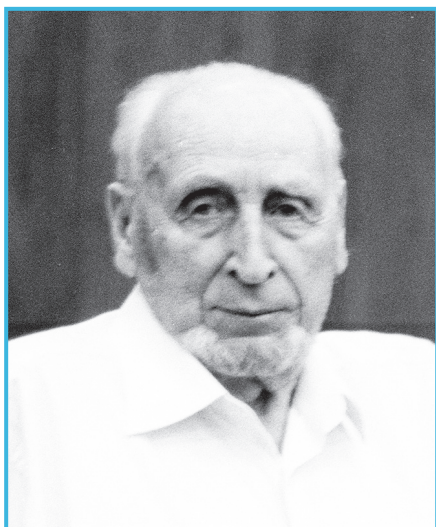
Особенности побочного извержения Скуридина: **1** – лавовый поток имел раздвоенные очертания во время всего интервала времени извержения; **2** – лавовые потоки имели форму узких, протяженных лент; **3** – взрывная составляющая извержения была крайне незначительна, шлаковый конус имел высоту всего несколько десятков метров.

Один из главных вопросов по извержению. С 1988 года все побочные извержения происходили на больших высотах (3,5 км над уровнем моря и выше). Кроме того, частота проявления побочных извержений возросла, по сравнению с интервалом 1932–1987 годов. Чем это обусловлено? Каковы фак-

торы, приведшие вулкан в принципиально новое состояние?

Побочное извержение 2016 г. – прорыв Мархинина

Название прорыва: в честь выдающегося вулканолога, доктора геолого-минералогических наук, академика РАН Евгения Константиновича Мархинина (1926–2016 гг.), начальника Ключевской вулканологической станции (1958–1962 гг.), заведующего лабораторией в Институте вулканологии ДВО РАН, основателя нового научного направления «биовулканология». Он был идеологом и организатором семи международных конференций «Вулканизм, биосфера, экология» в городе Туапсе. Ветеран Великой Отечественной войны – артиллерист. Поэт, писатель. Автор 15 книг, среди которых: «Роль вулканизма в формировании земной коры» (1967 г.) «Цепь



МАРХИНИН
Евгений Константинович
(1926–2016)

Плутона» (1973 г.), «В пасти огнедышащих драконов» (1978 г.), «Вулканы и жизнь» (1980 г.), «Вулканизм» (1985 г.), «Жизнь вулканов» (1988 г.), «Происхождение биосферы Земли» (2007 г.), «Моя жизнь и вулканы» (2011 г.), «Что есть Бог?» (2015 г.).

Место расположения прорыва: восточный склон Ключевского вулкана, 0,5 км от вершинного кратера Ключевского вулкана и 32 км от поселка Ключи. См. **рис. 1-09**.

Гипсометрическая отметка места прорыва: 4600 м.

Уклон склона в месте прорыва: 34–36°.

Продолжительность извержения: 189 дней. 29.04.–04.11.2016 г.

Объем изверженных продуктов: 0,015 км³.

Длина лавового потока: 3,5 км.

Количество центров извержения: 1.

Публикации по извержению: [Жаринов, Демянчук, Борисов, 2018; Гирина, Маневич, Мельников и др., 2019].

Явления, предшествовавшие извержению: 5 апреля 2016 года началось новое извержение вершинного кратера Ключевского вулкана. 4–9 и 15 апреля происходили эпизоды фонтанирования бомб в вершинном кратере.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана во время прорыва: Побочные извержения происходили на фоне вершинного извержения вулкана, которое развивалось с разной степенью интенсивности. 4 ноября 2016 года закончилось извержение прорыва Мархинина, а через 2 дня – 6 ноября закон-

чилось извержение вершинного кратера Ключевского вулкана.

Краткое описание событий: Извержение вершинного кратера началось 5 апреля 2016 г., с этого времени в кратере фиксируется термальная аномалия. 10 апреля, фиксировались сильное свечение, фонтанирование раскаленных бомб, газо-пепловая колонна высотой около 2 км.

24 апреля в 01 ч 30 мин было зарегистрировано сильное вулканическое дрожание и образовалось пепловое облако, которое отчетливо фиксировалось по спутниковым снимкам в инфракрасном диапазоне. Облако имело четкие фронтальные и тыловые границы, такое очертание определенно демонстрирует, что это образование не являлось обычным пепловым шлейфом, которые часто наблюдаются в этом районе во время извержений. Сопоставление все имеющихся данных дает основание определенно считать, что на восточном склоне вулкана, в привершинной части, произошел мощный обвал, самый крупный за всю историю исследований Ключевского вулкана. Обвал произошел на площади 0,34 км², ширина 350 м, длина 600 м, объем перемещенных пород 0,024 км³ [Жаринов, Демянчук, Борисов, 2018]. В углублении рельефа, образовавшемся на склоне после обвала, 24 апреля в 22 ч был замечен лавовый поток, исток которого находился на несколько сотен метров ниже кромки вершинного кратера – началось побочное извержение. Сначала на склоне на высоте 4400 м фиксировались выбросы бомб на 100–150 м. Затем начал изливаться лавовый поток, движение которого продолжалось до 4 ноября 2016 г. Лавовый поток постоянно менял конфигурацию (**рис. 1-29**), в отдельные интервалы времени его русло расходилось на 7–8 рукавов.

В какой-то момент в привершинной части Ключевского вулкана, на высоте 40 м (по вертикали) ниже кромки вершинного кратера, в юго-западном секторе началось излияние еще одного лавового потока. Движение этого потока происходило около 12 дней, затем излияние в этом секторе вулкана закончилось.

Особенности побочного извержения Мархинина: **1** – впервые побочное извержение началось после того, как на вулкане произошло мощное обрушение склона; **2** – извержение происходило из одного эруптивного центра, но имело в некоторые моменты 7–8 рукавов лавовых потоков; **3** – деятельность прорыва происходила на фоне вершинного извержения, кроме того происходило кратковременное излияние еще одного потока, имеющего исток в привершинной части вулкана.

Один из главных вопросов по извержению: Какова взаимосвязь обвала в районе Апахончического



Рис. 1-29. Побочное извержение Ключевского вулкана им. Е.К. Мархинина. Восточный склон вулкана. 17 августа 2016 г. Фото Озерова А.Ю.

желоба с прорывом магматических расплавов? Движение расплавов спровоцировало обвал или обвал

позволил расплавам пройти более короткий путь до появления на поверхность?

1.8. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Ключевской вулкан – это типичный островодужный вулкан, он располагается над Тихоокеанской субдуцирующей плитой. Верхняя граница погружающейся под Камчатку сейсмофокальной зоны под Ключевским вулканом находится на глубине 170 км. Горизонтальное расстояние от глубоководного желоба до вулкана составляет 260 км.

В настоящем разделе описание проводится последовательно: от нижних глубинных составляющих

Ключевской группы вулканов до верхних частей питающей системы Ключевского вулкана.

Область земной коры и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов была детально изучена методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Аносов и др., 1978, Балеста и др., 1991]. Согласно его результатам, поверхность Мохоровичича в пределах Центрально-Камчатской депрессии не выделена, а на глубинах от 28–32 до 40–42 км уста-

новлена мощная переходная зона со сложным распределением скоростей. Выше этой зоны находится так называемый «базальтовый слой» мощностью 8–10 км. По данным этих авторов, граница Конрада под Ключевской группой вулканов выражена нечетко и располагается на глубине 18–20 км. «Гранитный» слой имеет мощность 14–16 км, а его кровля находится на глубине 6 км. Предполагается, что «гранитный» слой представлен палеозойскими формациями и по составу соответствует комплексу метаморфических пород, развитых в Срединном и Ганальском хребтах и на Хавывенской возвышенности.

Сейсмические данные позволяют судить и о глубине залегания более молодых отложений в районе Ключевской группы вулканов [Балеста и др., 1991]. Они показывают, что осадочный чехол имеет здесь сложное строение. Субгоризонтальное залегание пород часто нарушается сбросовыми деформациями, а непосредственно под Ключевским вулканом, по-видимому, расположена кулисовидная грабенообразная структура, в пределах которой вертикальное смещение может достигать 1,5–2 км. В соответствии с этим, толщи чехла могут менять свои параметры в пределах описываемого района. В целом, мощность меловых отложений оценивается примерно в 3–4 км. Выше залегает толща палеогеновых вулканогенно-осадочных образований, мощность которых под Ключевской группой вулканов составляет около 1 км. Неогеновые образования, представленные чередующимися пачками терригенных и вулканогенных пород различного состава, имеют мощность также примерно 1 км.

Таким образом, земная кора в районе Ключевской группы вулканов имеет мощность не менее 28–30 км и относится к континентальному типу с аномальным строением ее надмантийной части.

Данные ГСЗ дают важный материал для понимания строения питающей системы вулканов. На основе методики «просвечивания магматических очагов» [Балеста, 1971] было установлено, что вследствие сильного поглощения сейсмических волн под Ключевским вулканом на глубинах 20–60 км сейсмические границы отсутствуют [Аносов и др., 1978]. Выявленная зона «сейсмической тени» свидетельствует, что под вулканом расположена практически вертикальная аномальная зона – магмовод, имеющий в поперечнике размер не более 2 км. Предполагается, что эта структура пересекает нижнюю часть коры, переходный слой от коры к мантии, и уходит в верхнюю мантию. Верхняя часть аномальной зоны не может быть прослежена по сейсмическим данным, а нижняя ее граница не установлена. Тем не менее, геометрические характеристики этой зоны позволяют отождествить ее с долгоживущим подводящим

каналом, поставляющим магму из глубинного подкорового источника. Причем сейсмические данные (наличие дифрагированных волн, связанных с глубинами 40–60 км) дают основание полагать, что в указанном интервале глубин отсутствуют какие-либо образования, которые могут быть интерпретированы как магматические очаги.

Дополнительную информацию о глубинном строении Ключевской группы вулканов дает использование естественных источников сейсмических волн – землетрясений, происходящих как в сейсмофокальном слое, так и непосредственно под вулканами. В результате исследования распространения объемных волн от удаленных (японских) землетрясений, было установлено, что «магматический очаг» под Ключевским вулканом имеет форму плоской линзы и располагается на глубинах 50–60 км [Горшков, 1956]. Следует указать, что однозначная интерпретация сейсмических данных, полученных при использовании далеких землетрясений, осложняется необходимостью учета многочисленных факторов, влияющих на затухание сейсмических волн. По этой причине, для более надежной локализации магматических очагов, было предложено использовать близкие землетрясения [Федотов, Фарберов, 1966]. В частности, [Фирстов, Широков, 1971], исследуя землетрясения, происходящие в непосредственной близости от Ключевской группы вулканов в сейсмофокальном слое зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа, установили эффект экранирования сейсмических волн под Ключевским и Безымянным вулканами на глубинах 70–150 км, который интерпретируется ими как следствие прохождения сейсмических волн через область магнообразования.

Верхняя часть питающей системы собственно Ключевского вулкана до глубины 25–30 км детально описана по сейсмологическим данным [Федотов и др., 1988]. Известно, что вулканические землетрясения происходят вокруг магматических каналов и очагов при внедрении интрузий, даек, силлов, а также вследствие других процессов, приводящих к изменениям давления в магматических резервуарах. Анализ этих землетрясений позволил установить, что непосредственно под Ключевским вулканом располагается высокосейсмичная область, где землетрясения и их рои обычно погружаются на глубины 25–30 км, а в отдельных случаях (извержения 1986–1989 гг.) – до 35–40 км [Жаринов и др., 1990, 1991]. Заслуживает внимания тот факт, что перед извержениями несколько раз отмечался подъем гипоцентров землетрясений с глубин около 25 км к постройке вулкана со скоростью 3–5 км в месяц. Эти наблюдения позволяют полагать, что в верхней части питающей системы Ключевского вулкана находится вертикаль-

ная сейсмоактивная зона (отождествляемая с питающим каналом), простирающаяся непрерывно от дна вершинного кратера до глубин 25–30 км [Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988].

В пределах описанной вертикальной сейсмоактивной зоны наиболее сейсмичная ее часть имеет вытянутую цилиндрическую форму с диаметром около 5 км. Внутри этой зоны на глубинах 5–20 км выделяется асейсмичная область размером в поперечнике менее 3 км. Предполагается, что она соответствует зоне пластичных пород, окружающих основной питающий канал вулкана. Это согласуется с расчетными данными, основанными на определении температур питающей системы [Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988]. Температура стенок основного питающего канала составляет 1200–1100 °С, в стороны от канала она постепенно уменьшается до температуры вмещающих пород. В области, непосредственно примыкающей к каналу, при температуре 1100–700 °С, породы наиболее пластичны, что должно приводить к уменьшению числа землетрясений, либо к их полному отсутствию.

Следует особо отметить, что в пределах описанной выше вертикальной сейсмоактивной зоны, до глубин 25–30 км, не установлены асейсмичные области размером 5 км и более, которые можно было бы аппроксимировать с крупными промежуточными магматическими очагами. Такой же вывод следует из анализа изменения числа землетрясений с глубиной, который показывает, что в верхней части питающей системы Ключевского вулкана, на глубинах 0–25 км, изменение поля напряжений происходит примерно с одинаковой интенсивностью [Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988]. Это указывает на отсутствие крупных неоднородностей (магматических очагов) в питающей системе вулкана на рассматриваемых глубинах. Представляется маловероятным и накопление значительных количеств базальтовой магмы на глубинах более 20 км. Это следует из расчетов, основанных на оценке изменения избыточного магматического давления с глубиной: магма с плотностью 2,5–2,6 г/см³ под давлением в сотни бар должна весьма энергично выжиматься из более глубоких, корневых частей питающей системы, не образуя крупных промежуточных очагов [Федотов, 1993].

Модельные расчеты показывают, что отделение даек от основного канала, питающего побочные извержения, происходит, когда избыточное давление магмы составляет 100–200 бар и более: такие условия можно предполагать от высоты ~3 км в наземной

постройке вулкана до глубины ~25 км, но в основном в пределах: от 1–2 км в постройке вулкана и до глубины 10–12 км [Федотов, 1993]. При этом установлено, что дайки образуются незадолго до начала извержений и прекращают свое существование вскоре после их окончания [Федотов, 1976].

В последние десятилетия глубинное строение Ключевской группы вулканов исследуется методами сейсмической томографии [Гонтовая, Степанова, 2004; Хубуня и др., 2007; Lees et al., 2007; Федотов и др., 2010; Koulakov et al., 2013; Ермаков и др., 2014; Levin et al., 2014]. Основу этих исследований составляют данные каталога землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Модели глубинного строения, представленные в этих работах, в ряде случаев значительно различаются между собой. Не детализируя методические приемы выбора и обработки первичных данных, а также особенности интерпретации, отметим, что работы в этом направлении продолжаются. Это позволяет надеяться, что в ближайшем будущем будет получена согласованная модель глубинного строения Ключевского вулкана.

К обсуждению проблемы промежуточных очагов можно добавить следующие соображения. Возраст Ключевского вулкана – около 7 тыс. лет по (Брайцева и др., 1994) – слишком мал, чтобы на его питающем канале смогли сформироваться крупные коровые или периферические очаги (Федотов, 1980). Здесь нет кальдеры и никаких признаков ее образования, что указывало бы на существование под вулканом неглубоко залегающего магматического резервуара. Довольно равномерное поступление больших объемов магмы на Ключевском вулкане (около $6 \cdot 10^7$ т/год), скорее всего, также свидетельствует об отсутствии крупных коровых резервуаров магмы.

Завершая анализ глубинного строения Ключевского вулкана, сформулируем **два главных вывода**:

1. Вулкан имеет мантийный источник питания, который постоянно генерирует магму, поднимающуюся к поверхности по магмоводу. Эволюция исходного магматического материала должна носить полибарический (преимущественно декомпрессионный) характер.

2. На глубинах менее 40–30 км в питающей системе Ключевского вулкана отсутствуют крупные периферические очаги, в которых могли бы протекать процессы изобарической кристаллизации, т.е. фракционирование магм должно по-прежнему происходить в декомпрессионном режиме.

1.9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ГЛАВЕ 1

Ключевской вулкан – это один из наиболее активных вулканов мира, он извергается почти ежегодно. Для него характерны все разновидности базальтовых-андезибазальтовых извержений: по типу – эффузивные, эффузивно-эксплозивные, эксплозивные; по месту выхода магм – вершинные и побочные; по степени интенсивности – от слабых до пароксизмальных. Породы вулкана представляют собой непрерывную высокомагнезиально-высокоглиноземистую базальт-андезибазальтовую серию (от 12,3 до

4 мас.% MgO). Совместное нахождение этих типов вулканитов дает уникальную возможность выявить характер их взаимодействия и создать концепцию формирования обсуждаемой магматической серии.

Все эти факторы позволяют считать Ключевской вулкан одним из наиболее удобных объектов для моделирования всего разнообразия вулканических процессов. Фактически, Ключевской вулкан является эталонным объектом базальтового-андезибазальтового вулканизма.

Глава 2

ФОРМИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

2.1. ПРЕАМБУЛА

Цель исследований – определить характер преобразований магматического вещества в питающей системе Ключевского вулкана, установить соотношения минеральных фаз и эволюцию их составов, разработать схему минеральных парагенезисов пород. Создать петролого-геохимическую модель формирования непрерывной высокомагнезиальной-высокоглиноземистой базальт-андезибазальтовой серии пород Ключевского вулкана.

Методы исследований – петрохимические и геохимические для пород вулкана, микрозондовые для породообразующих, акцессорных минералов и твердофазных включений (силикатных и рудных) в минерале-хозяине, численное моделирование (программа КОМАГМАТ) условий формирования пород вулкана.

Природный объект исследования – непрерывный петрохимический ряд пород Ключевского вулкана (высокомагнезиальные базальты – высокоглиноземистые андезибазальты); породообразующие, акцессорные минералы и твердофазные кристаллические микровключения в минерале-хозяине.

Глава посвящена исследованию серии пород Ключевского вулкана, определению механизма и условий ее формирования. Вулкан-гигант Ключевской – самый активный вулкан Камчатки, его постройка практически полностью (на ~99%) состоит из высокоглиноземистых андезибазальтов. В резко подчиненном количестве на вулкане развиты высокомагнезиальные, магнезиальные и глиноземистые

базальтоиды. Совместное нахождение этих типов вулканитов создает подходящую возможность установить их соотношение и создать модель формирования базальт-андезибазальтовой известково-щелочной островодужной серии пород с коротким диапазоном SiO_2 от 51,46 до 55,85 мас.% и значительным пределом содержания MgO от 12,31 до 4,10 мас.%.

Среди четвертичных вулканитов Камчатки высокомагнезиальные базальты являются одним из относительно редких типов пород, который у многих исследователей ассоциируется с мантийными выплавками. Высокоглиноземистые андезибазальты относятся к наиболее распространенным породам полуострова, происхождение которых является предметом дискуссии до настоящего времени. Условия их генерации, пути эволюции, характеристики извержения и особенности движения магматических расплавов в подводящей системе составляют эмпирическую основу теоретического понимания эволюции островодужных вулканических систем. Изучение пород Ключевского вулкана, представляет значительный интерес для решения задач генетической петрологии и эруптивной вулканологии.

Для определения механизма образования серии пород Ключевского вулкана нами использовались петрохимические, геохимические, минералогические данные и современные методы термодинамического моделирования. При минералогических исследованиях особое внимание уделялось изучению высокоглиноземистых андезибазальтов.

1. Эти породы являются самыми распространенными на Ключевском вулкане.

2. Они наиболее развиты в островодужных системах Камчатки, Курильских островов и Японии.

3. Вопросы, связанные с природой формирования высокоглиноземистых базальтоидов, остаются дискуссионными до настоящего времени.

4. Детальных исследований минеральных парагенезисов, основанных на изучении кристаллических включений в высокоглиноземистых андезибазальтоидах Ключевского вулкана, в необходимом объеме не проводилось. Для магматической ассоциации, в которой процессы фракционирования минеральных фаз, приводящие к появлению высокоглиноземистых андезибазальтов, играют доминирующую роль, такой блок информации должен иметь ключевое значение.

5. Для высокомагнезимальных и магнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана характерен бес-

плагиоклазовый парагенезис породообразующих минералов (Ol + Crx), а в глиноземистых и высокоглиноземистых андезибазальтах доминирующим породообразующим минералом является плагиоклаз (Pl + Ol + Crx). Исследование ассоциации пород вулкана с особым акцентом на высокоглиноземистую составляющую позволяет установить условия смены парагенезиса минералов.

6. В предшествующих исследованиях [Озеров, Хубуная, 1992, Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996] было показано, что высокоглиноземистые андезибазальты являются конечной стадией эволюции базальтоидов Ключевского вулкана. В этом случае, мы вправе ожидать, что составы минералов в этих породах будут отражать более ранние этапы развития магматического расплава, что дает возможность восстановить всю историю эволюционных преобразований минеральных фаз в магматической серии пород вулкана.

2.2. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ НА ЗЕМЛЕ

Базальты и андезибазальты – самые распространенные магматические породы на Земле. Еще в начале прошлого века исследователи [Richardson, Sneesby, 1922; Richardson, 1923] выявили наличие двух максимумов содержания кремнезема (SiO_2) в составе магматических пород (рис. 2-01), причем, первый, больший, соответствует базальтовым-андезибазальтовым породам, второй – гранитным.

Более поздние оценки также свидетельствуют о значительном распространении базальтоидов. Так, например, [Poldervaart, 1955] считал, что они составляют около 50% магматических пород земной коры. В работе [Флейшер, Чао, 1964] обсуждается, что соотношение основных пород к кислым составляет ~2 : 1, включая базальты океанических впадин.

2.3. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ НА КАМЧАТКЕ

Тенденция преобладания базальтоидов над другими магматическими породами хорошо выражена и на Камчатке [Влодавец, 1939, 1940, 1946; Рудич, Волынец, Ермаков, Колосков, 1974]. Среди четвертичных вулканитов преобладают базальты и андезибазальты с содержанием SiO_2 – 50–54 мас.% (рис. 2-02), рас-

пространенность более кислых разновидностей уменьшается с увеличением содержания SiO_2 в породе [Волынец, Колосков, 1976 (С. 13)].

Срединный хребет Камчатки представлен базальтами и андезибазальтами на 87%, Восточная и Южная Камчатка – 85%, а территория Централь-

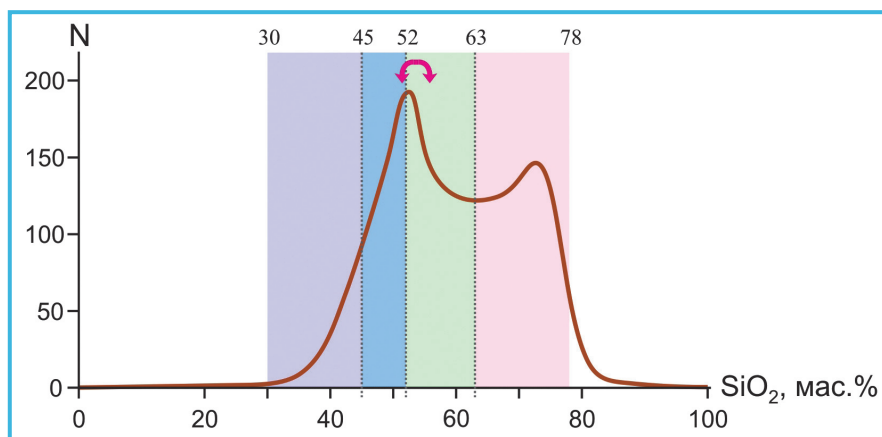


Рис. 2-01. График относительной распространенности магматических пород на Земле, по [Richardson, Sneesby, 1922; Richardson, 1923].

N – число химических анализов.

Левый пик ($\text{SiO}_2 = 52,5$ мас.%) находится на границе базальтов-андезибазальтов, правый пик ($\text{SiO}_2 = 73,0$ мас.%) соответствует гранитоидам. Красной скобкой со стрелками показан интервал значений $\text{SiO}_2 = 51,46\text{--}55,85$ мас.%, занимаемый породами Ключевского вулкана.

Точечные вертикальные границы между типами пород на графике и цветовое наполнение приведены по [Петрографический кодекс России, 2009 (С. 23)]:

30–45 мас.% SiO_2 (фиолетовый цвет) – ультраосновные породы (пикриты и пикробазальты);

45–52 мас.% SiO_2 (синий цвет) – основные породы (базальты);

52–63 мас.% SiO_2 (зеленый цвет) – средние породы (андезибазальты и андезиты);

63–78 мас.% SiO_2 (розовый цвет) – кислые породы (дациты, риодициты и риолиты);

>78 мас.% SiO_2 – ультракислые породы

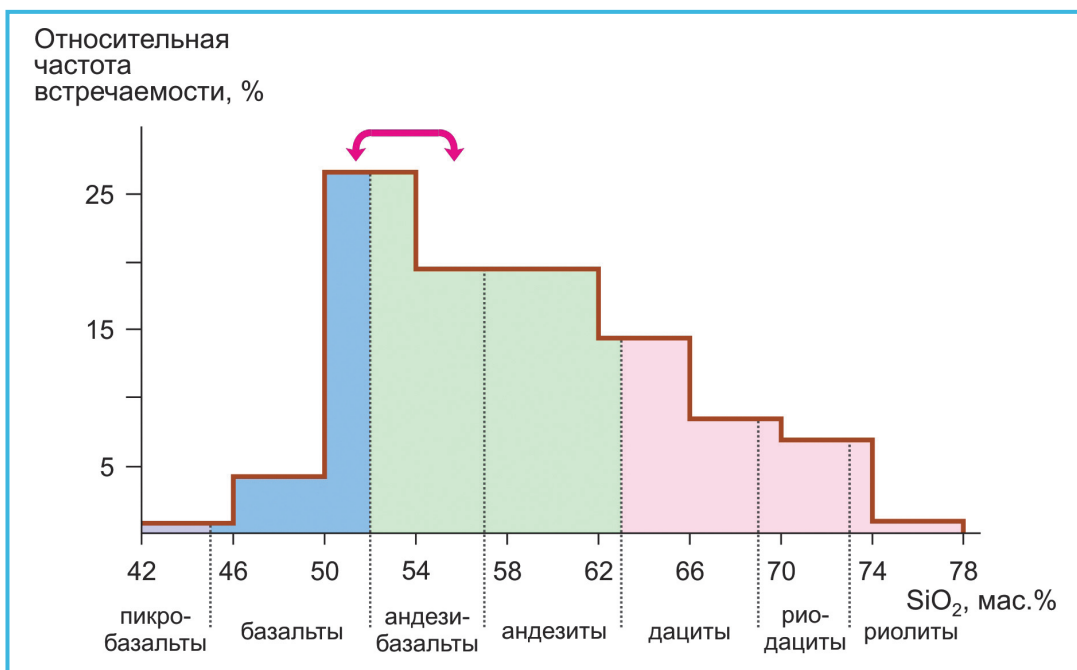


Рис. 2-02. Гистограмма распределения четвертичных лав Камчатки с различным содержанием SiO_2 , по данным [Вольнец, Колосков, 1976 (С. 13)], с добавлениями автора.

Красной скобкой со стрелками показан интервал значений $\text{SiO}_2 = 51,46\text{--}55,85$ мас.%, который занимают породы Ключевского вулкана. Условные обозначения см. подпись к рис. 2-01

Камчатской депрессии, где собственно и находится Ключевской вулкан, – 82% [Кожмяка, Огородов, Мелекесцев, Ермаков, 1975; Волинец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976].

Однако в пределах отдельных вулканических структур соотношение основных и кислых пород может быть различным. Например, в работах [Рудич, Волинец, Ермаков, Колосков, 1974 (С. 235); Волинец, Колосков, 1976 (С. 14)] и, соответственно, на **рис. 2-03** выделены следующие ассоциации вулканитов: I – базальт-андезиобазальтовая, II – базальт-дацитовая, III – андезитовая, IV – андезит-риолитовая и V – дацитовая (андезит-дацит-риолитовая).

Среди базальтсодержащих ассоциаций можно выделить слабо дифференцированные базальт-андезиобазальтовые разности (см. **рис. 2-03, Ia, Ib, Iv**), и более дифференцированные, в которых преимущественно развиты андезиобазальты, андезиты и более кислые разности – дациты и риолиты (см. **рис. 2-03, II, III, IV, V**).

Продукты извержений Ключевского вулкана относятся к наименее дифференцированной базальт-андезиобазальтовой ассоциации вулканитов, которая характеризуется коротким диапазоном SiO_2 – 51,46–55,85 мас.% (см. **рис. 2-03, Ia**).

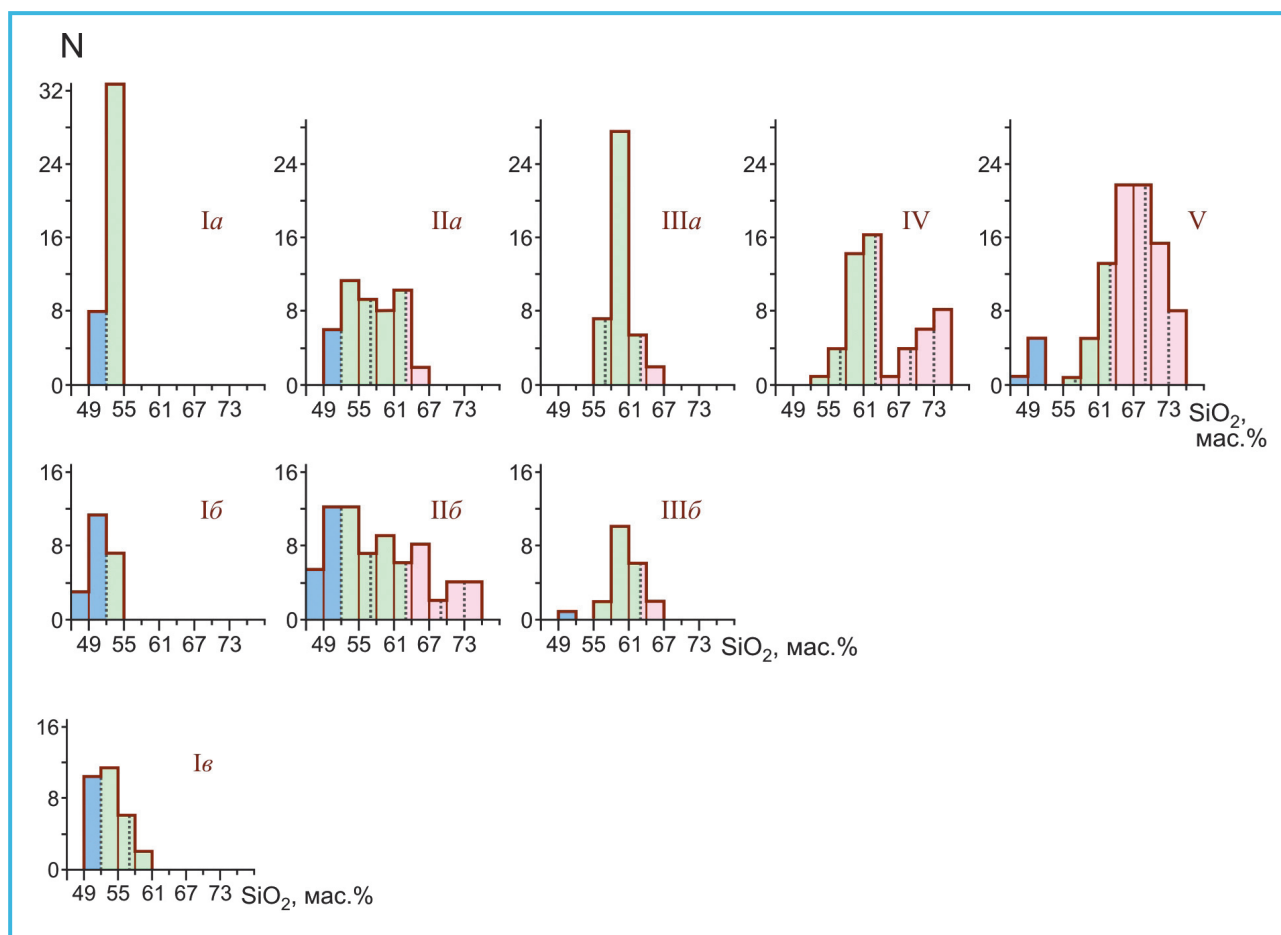


Рис. 2-03. Гистограммы ассоциаций четвертичных лав Камчатки, по [Волинец, Колосков, 1976 (С. 14)], с добавлением автора.

N – количество химических анализов.

I – базальт-андезиобазальтовая ассоциация: а – Ключевской вулкан, б – Q_{3-4} ареальные лавы Срединного хребта, в – вулканы Крестовский и Ушковский; II – базальт-дацитовая ассоциация: а – вулканы Зимины и Удины, б – кальдерные вулканы Восточной и Южной Камчатки – Малый Семячик, Горелый, Мутновский, Ксудач; III – андезитовая ассоциация: а – вулканы Ааг и Арик, б – вулкан Безымянный; IV – андезит-риолитовая ассоциация, вулканы Купол и Дзензур; V – дацитовая ассоциация, вулканы Хангар и Ичинский.

Названия ассоциаций вулканитов даны по составу преобладающего типа пород.

Условные обозначения см. подпись к **рис. 2-01**

2.4. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОИДОВ КАМЧАТКИ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Исследованию базальтовых и андезибазальтовых пород Камчатки, их петрографическим и петрохимическим особенностям посвящено значительное число работ: [Заварицкий, 1931, 1935; Влодавец, 1934, 1939, 1940, 1955; Набоко, 1947а, 1947б, 1963; Пийп, 1956; Влодавец, Пийп, 1957; Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции, 1966; Васьевская, 1966, 1972; Сирин, 1966, 1971; Горшков, 1967; Тимербаева, 1967; Кирсанов, 1968; Ермаков, 1969а, 1969б, 1977; Ермаков, Фирстов, Широков, 1971; Ермаков, 1974, 1977; Сирин, Тимербаева, 1971; Кутюлин, 1969; Кирсанов, Васьевская, 1971; Огородов, Кожемяка, Васьевская, Огородова, 1972; Кутыев, Эрлих, 1973; Эрлих, 1973, 1979; Леонова, Волынец, Ермаков, Кирсанов и др., 1974; Леонова, Кирсанов, 1974; Рудич, Волынец, Ермаков, Колосков, 1974; Кожемяка, Огородов, Мелекесцев, Ермаков, 1975].

Широкое развитие основных пород на Камчатке определило необходимость разработки специальной единой классификации для базальтоидов. Такая классификация была предложена в коллективной статье [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976], в которой на основании анализа имеющегося массива данных по Камчатке и с учетом обсуждения известных в литературе классификаций базальтов было выделено три основных типа базальтов с подтипами в каждом из них (табл. 2.01). Вслед за [Jakes, White, 1972] в основу типологизации было положено содержание K_2O . В качестве граничных значений приняты 0,6 и 1,5 мас.% K_2O ; это разделение достаточно условно. В пределах каждого типа выделяются два подтипа –

магнезиальные и глиноземистые разности. Граница между ними также условна; ее было предложено проводить по величине индекса кристаллизации/затвердевания [Kuno et al., 1957; Куно, 1972б]: $SI = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O) = 36,5$. Этот параметр следует рассматривать как меру магнезиальности (глиноземистости) пород.

Преобладающим типом базальтов Камчатки по представленной классификации (табл. 2.01) являются породы, относящиеся к типу II, подтипу А (IIА) – глиноземистые известково-щелочные базальты. IIБ – магнезиальный, имеет резко подчиненное значение. Оба подтипа известково-щелочных базальтов присутствуют во всех вулканических зонах Камчатки [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976].

Следует добавить, что в области развития глиноземистых базальтов ведущими петрологами был выделен наиболее распространенный подтип – высокоглиноземистые базальты. Например, в [Леонова, Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1974 (С. 195)]: «Среди четвертичных базальтов Камчатки наибольшим распространением пользуются высокоглиноземистые разности». Или в [Рудич, Волынец, Ермаков, Колосков, 1974 (С. 243)]: «Наибольшим распространением пользуются плагиобазальты типа Ключевской сопки (высокоглиноземистые базальты с умеренным содержанием щелочей)». В обобщающей монографии [Волынец, Колосков, 1974 (С. 22)] наиболее распространенные на Камчатке высокоглиноземистые базальты авторы прямо отождествляют с «типом базальтов Ключевского вулкана».

Таблица 2.01

Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки, по [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976]

№	K_2O , мас. %	Типы	Подтипы
III	– 1,5 – – 0,6 –	Субщелочные базальты (базальты с повышенным содержанием K_2O , тефрито-базальты)	А – глиноземистые Б – магнезиальные
II		Известково-щелочные базальты (базальты с умеренным содержанием K_2O)	А – глиноземистые Б – магнезиальные
I		Низкокальциевые базальты (синонимы: низкощелочные базальты, островные толеиты)	А – глиноземистые Б – магнезиальные

Из вышеприведенного следует, что характерным примером, своеобразным «эталоном», доминирующего типа вулканитов Камчатки являются породы

Ключевского вулкана. В следующем разделе рассмотрим количественные соотношения разных подтипов пород в пределах Ключевского вулкана.

2.5. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ РАЗНЫХ ПОДТИПОВ БАЗАЛЬТОИДОВ НА КЛЮЧЕВСКОМ ВУЛКАНЕ

На Ключевском вулкане преобладающим типом пород являются высокоглиноземистые известково-щелочные базальты, а магнезиальные базальты имеют локальное распространение. Впервые это было показано в [Леонова, Кирсанов, 1974 (С. 881 и 883)]: «Подавляющая часть продуктов извержения Ключевского вулкана представлена высокоглиноземистыми базальтами (Al_2O_3 – 17–19 мас.% и $MgO_{\text{сред.}}$ – 5,7 мас.%). В резко подчиненном объеме наблюдаются базальты толеитового типа (Al_2O_3 – 14–16 мас.% и MgO – 7–9 мас.%)».

Более определенные соотношения разных типов базальтов приводятся в [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976 (С. 121)]: «В Ключевской группе вулканов в подавляющем большинстве развиты глиноземистые разности. Доля же магнезиальных разностей, отмеченных среди известково-щелочных базальтов, не превышает 3–5%». В последующем отношении высокоглиноземистых разностей к магнезиальным описывалось в работах [Кирсанов, Марков, 1979; Озеров, 1993; Озеров, Арискин, Бармина, 1996].

Представление о соотношении различных типов базальтов является важным для петролого-генетического моделирования. Остановимся на этом вопросе более детально.

При рассмотрении объемного соотношения разных подтипов пород Ключевского вулкана нами использованы следующие типизационные интервалы по содержанию MgO : высокоглиноземистые андезибазальты (4,00–6,00 мас.%), глиноземистые андезибазальты (6,00–8,00 мас.% MgO), магнезиальные андезибазальты (8,00–10,00 мас.% MgO), высокомагнезиальные базальты (10,00–12,31 мас.% MgO). Обоснование выделения этих интервалов будет приведено ниже – в разделе 2.11.

Общий объем Ключевского вулкана составляет ~270 км³ [Мелекесцев, 1980]. На вулкане известно 24 побочных прорыва; диапазон содержания MgO в породах составляет от 8,00 до 12,31 мас.%. Высокомагнезиальные, магнезиальные и глиноземистые ба-

зальтоиды проявлены только в некоторых побочных прорывах, а вся гигантская постройка вулкана и ряд побочных прорывов сложены высокоглиноземистыми андезибазальтами. Рассмотрим объемные пропорции всех высокомагнезиальных и магнезиальных базальтоидов по отношению к высокоглиноземистым.

Эти породы начали формироваться на склонах Ключевского вулкана несколько тысяч лет назад [Богоявленская, Брайцева, Жаринов и др., 1985], некоторые из них перекрыты последующими эруптивными и почвенными образованиями, что не позволяет достоверно определять их объем. Чтобы оценить общий объем высокомагнезиальных и магнезиальных базальтоидов, рассмотрим побочные прорывы, образовавшиеся с 1932 г. по настоящее время. Потоки и шлаковые конусы этих извержений после образования практически не претерпели морфологических изменений. Объем пород одного такого извержения находится в интервале от 0,0003 до 0,3 км³ [Хренов, Двигало, Кирсанов и др., 1991]. Далее для получения общего представления в качестве среднего объема одного прорыва выберем второе по величине побочное извержение – прорыв Туйла – 0,09 км³. Такой объем соответствует трем мощным, хорошо проявленным в рельефе, лавовым потокам. Приняв такое допущение, получаем максимальный объем всех известных высокомагнезиальных и магнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана (0,09 км³ × 24 прорыва) – 2,16 км³. Сопоставление этой величины с общим объемом вулкана (270 км³) показывает, что отношение высокоглиноземистых разностей к магнезиальным и высокомагнезиальным примерно 100 : 1.

Далее рассмотрим, как соотносятся между собой высокоглиноземистые (MgO – 4,00–6,00 мас.%) и глиноземистые (MgO – 6,00–8,00 мас.%) андезибазальты. Глиноземистые разности относятся к побочным извержениям, которых на вулкане известно 10. Используя вышеприведенную схему расчета (0,09 км³ × 10 прорывов), получаем объем глиноземистых андезибазальтов на Ключевском вулкане –

0,9 км³, то есть примерно 0,3% от общего объема пород.

Приведенные данные наглядно иллюстрируют, что в строении Ключевского вулкана присутствуют высокоглиноземистые андезибазальты и в незначительном объеме глиноземистые, магнезиальные и высокомагнезиальные базальтоиды. Объем высокоглиноземистых разностей на два порядка превышает суммарный объем всех остальных пород вулкана.

В заключение отметим, что в строении вулкана отражается та же тенденция резкого преобладания высокоглиноземистых базальтоидов, что и в четвертичных вулканитах Камчатского полуострова, показывающая, что магматическая система Ключевского вулкана генерирует такой же наиболее устойчивый тип пород, что и Камчатская островодужная система.

2.6. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Выделение высокоглиноземистых базальтов в качестве самостоятельного типа базальтовых магм было впервые проведено [Tilley, 1950] на основании повышенного содержания Al_2O_3 (до 18 мас.%) в некоторых афировых вулканитах Северной Калифорнии. В работе [Kuno, 1960] предложен ряд минералогических и петрохимических критериев для отделения известково-щелочных высокоглиноземистых базальтов (гиперстенная серия) от ассоциирующих толеитовых (пиконитовая серия) и щелочных пород, с учетом того, что высокоглиноземистые базальты это один из наиболее распространенных базальтовых типов на Японских островах. Х. Куно впервые поставил вопрос о природе высокоглиноземистых базальтов, полагая, что эти вулканиты представляют первичную магму, сформировавшуюся в результате частичного плавления мантийного перидотита. Позднее была высказана альтернативная точка зрения, согласно которой накопление Al_2O_3 в магмах может быть обусловлено задержкой кристаллизации плагиоклаза из водосодержащих пикрито-базальтовых магм [Yoder, Tilley, 1962; Иодер, Тилли, 1965]. В течение последующих десятилетий вопрос о первичности и непервичности высокоглиноземистых магм составляет ядро дискуссий о происхождении высокоглиноземистых базальтов, см. обзоры [Crawford, Failoon, Eggins, 1987; Кадик, Луканин, Лапин, 1990; Фролова, Бурикова, 1997; Мартынов, 1999; Ariskin, 1999].

Современное состояние проблемы включает несколько конкурирующих гипотез формирования высокоглиноземистых базальтов: **1 – эклогитовая** – породы, образовавшиеся в результате частичного плавления погружающейся океанической коры, включая поступление в зоны плавления осадочного

материала [Хитаров, Пугин, 1974; Marsh, Carmichael, 1974; Бабанский, Рябчиков, Богатилов, 1983; Baker, Eggler, 1983; Brophy 1986; Brophy, Marsh, 1986; Johnston, 1986]; **2 – перидотитовая** – остаточные расплавы, возникшие в результате фракционирования высокомагнезиальных мантийных магм [Perfit et al., 1980; Kay, Kay, 1985; Nye, Reid, 1986; Uto, 1986; Gust, Perfit, 1987; Кадик, Розенхауэр, Луканин, 1989; Кадик, Луканин, Лапин, 1990; Draper, Johnston, 1992]; **3 – контаминационная** – продукты переуравновешивания первичных расплавов и их дериватов с веществом стенок магмовода [Kelemen, Ghiorso, 1986; Kelemen, 1990] и **4 – кумулятивно-плагиоклазовая** – кумулятивные породы, образованные за счет механического накопления кристаллов плагиоклаза, циркулирующих в кристаллизующихся магнезиальных магмах [Crawford, Failoon, Eggins, 1987; Plank, Langmuir, 1988; Brophy, Marsh, 1986; Brophy, 1989; Fournelle, Marsh, 1991].

Для понимания модели происхождения высокоглиноземистых магм представляются важными данные наблюдений, свидетельствующие, что для многих крупных вулканических центров островных дуг характерно совместное нахождение высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов, содержащих более 10 мас.% MgO [Pertit, Gust, Bence, Arculus, Taylor, 1980] и фенокристаллы оливина – Fo_{92-88} [Kay, Kay, 1985]. Подобные ассоциации установлены для вулкана Ярулло в Мексике [Luhr, Carmichael, 1985], вулканов Окмок и Макушин на Алеутских островах [Nye, Reid, 1986; Gust, Perfit, 1987], для Большого трещинного Толбачинского извержения [Большое трещинное Толбачинское извержение, 1984], для Ключевского вулкана [Хренов, Антипин, Чувашова,

Смирнова, 1989; Озеров, Хубуня, 1992; Хубуня, Богоявленский, Новгородцева, Округина, 1993] и вулкана Горелый [Gavrilenko, Ozerov, Kyle, Eichelberger, 2006; Гавриленко, Озеров, 2009]. Несмотря на относительно низкую распространенность, высокомагнезиальные базальты привлекли внимание как возможные родоначальные для этих ассоциаций расплавы, источником которых было перидотитовое вещество верхней мантии.

Эта гипотеза получила развитие в серии экспериментальных работ, направленных на изучение фазовых равновесий в образцах островодужных высокомагнезиальных базальтов при давлениях от 1 атм до 20 кбар [Gust, Perfit, 1987; Кадик, Розенхауэр, Луканин, 1989; Кадик, Луканин, Ланин, 1990; Bartels, Kinzler, Grove, 1991; Draper, Johnston, 1992]. В результате этих исследований было установлено, что продуктом фракционирования высокомагнезиальных магм при давлении более 8 кбар в «сухих» условиях являются расплавы, содержащие 16–18 мас.% Al_2O_3

и близкие по другим петрохимическим параметрам к природным высокоглиноземистым базальтам. Вместе с тем по некоторым характеристикам, например соотношениям CaO и MgO , реальные породы островодужных серий не находят аналогов среди экспериментальных закалочных стекол [Draper, Johnston, 1992], что оставляет открытым вопрос об условиях реализации в природе механизма фракционирования первичных магм.

В заключение приведенного обзора отметим, что все представленные работы опираются на петрохимические, геохимические и экспериментальные исследования. Однако в публикациях отсутствуют детальные данные о составах и трендах минеральных фаз из высокоглиноземистых базальтоидов и из ассоциирующих с ними более магнезиальных пород. В настоящей работе именно этот путь – детального исследования минеральных парагенезисов изучаемых пород, – выбран в качестве основного.

2.7. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

«Большую сложность в последовательности извержения различных лав по сравнению с последовательностью образования пород интрузивных, следует связывать с тем, что акты извержений прерывают нормальное течение процесса дифференциации в магматическом очаге» – [Заварицкий, 1935 (С. 53)]. С этих слов началась долгая история обсуждения генезиса базальтоидов Ключевского вулкана, и до сих пор вопросы, связанные с механизмом образования пород вулкана, остаются дискуссионными и злободневными.

Ядро этой дискуссии составляют два положения. **Первое положение** сформулировал А.Н. Заварицкий [Заварицкий, 1931 (С. 169–170)]. Он показал, что оливин, действительно существующий в высокоглиноземистых базальтоидах Ключевского вулкана ($MgO = 5,16$ мас.% и $Al_2O_3 = 17,77$ мас.%), нельзя предвидеть из валового состава этих пород. **Второе положение** закономерно вытекает из химического анализа лав извержения Туйла ($MgO = 9,89$ мас.% и $Al_2O_3 = 14,57$ мас.%) [Заварицкий, 1935 (С. 23, 26 и 51)], который показывает, что на Ключевском вулкане встречаются породы, существенно различающи-

еся по химическому составу. Затем [Влодавец, 1940 (С. 71)] и более детально [Набоко, 1947а (С. 117)] продемонстрировали, что для пород Ключевского вулкана характерен широкий диапазон составов: MgO от 4,50 до 9,89 мас.% и Al_2O_3 от 18,31 мас.% до 14,57 мас.%. Отметим, что по содержанию магния крайние члены этого диапазона отличаются друг от друга больше чем в два раза. Причина двух представленных положений – о несоответствии минерального и химического состава высокоглиноземистых базальтоидов и о большом разнообразии химических составов пород вулкана, в последующем будет интерпретироваться разными исследователями по-разному.

На формирование представлений о природе базальтоидов Ключевского вулкана во многом повлияли научные взгляды Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1861–1939 гг.), А.Н. Заварицкого (1984–1952 гг.), Н.Л. Боуэна (1887–1956 гг.) и Ю.А. Кузнецова (1903–1982 гг.).

Первые генетические представления о природе базальтоидов Ключевского вулкана изложены в [Набоко, 1947а; Меняйлов, 1947; Пуйн, 1956]. Авторы этих публикаций считали, что породы вулкана явля-

ются продуктами фракционирования единой родоначальной магмы.

[Набоко, 1947а (С. 125)]: «В результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации в магматическом очаге Ключевского вулкана произошло расслоение материала. Выделяющиеся ранние кристаллы оливина, погружаясь в более глубокие части очага, вызывали обеднение их кремнекислотой и обогащение железом и магнием. ... Передвижение летучих компонентов по каналу вулкана способствовало дифференциации, так как уменьшало вязкость и тем самым облегчало передвижение кристаллов вниз».

[Меняйлов, 1947 (С. 80)]: «Пары воды, непрерывно выделявшиеся из канала вулкана, несомненно, должны были играть активную роль в кристаллизационной дифференциации в очаге ...». [Меняйлов, 1947 (С. 90)]: «такое состояние очага обусловлено процессом гравитационной кристаллизации с участием газовой фазы, происходящей как в очаге в целом, так и в отдельных его частях в канале ствола и в боковых частях очага. ... сверху находятся более кислые, а ниже – более основные продукты дифференциации». Отметим, что под «более кислыми» подразумеваются более глиноземистые базальтоиды, а «более основными» – более магнезиальные; конкретный состав первичного расплава в публикации не указывается.

Б.И. Пийп, рассматривая причину разнообразия пород, считал, что «магма в вулкане перед извержением была дифференцирована» за счет «выпадения магнезиального оливина и клинопироксена и опускания их кристаллов в более глубокие части канала». [Пийп, 1956 (С. 271)]: «Дифференциальные линии лав 1937–1938 гг. и 1944–1945 гг. близки друг другу, параллельны между собой и собственно могут рассматриваться как одна линия. На продолжении последней расположена точка среднего состава лав 1932 г., что указывает на принадлежность и этих лав к общей эволюционной серии».

В 1955 г. В.И. Влодавец выдвинул гипотезу температурно-диффузионной дифференциации расплавов Ключевского вулкана. [Влодавец, 1955 (С. 215)]: «... вещество магмы, подходя к поверхности и постепенно охлаждаясь, перераспределяется еще в жидком состоянии. Относительно более легкоплавкие составные части (магмы) диффундируют в относительно более холодные (и более высокие) горизонты очага или канала».

В 1970 г. в качестве причины разнообразия расплавов Ключевского вулкана В.А. Ермаков предложил рассматривать процессы эманационной или пневматолитической дифференциации магмы, связанной с течением расплавов в протяженном канале, опускающемся до первоисточника или зон генерации магмы. Этот тип дифференциации он предложил

называть «дифференциация в условиях транспорта» [Ермаков, 1970 (С. 23–24); Ермаков, 1974 (С. 19)]. [Ермаков, 1977 (С. 58)]: «Предполагается, что вулканический канал представляет собой открытую (для газа) систему, в котором конвективный тепло-массоперенос на некотором уровне преобразуется в поток пузырьков летучих, осуществляющих работу по переносу вещества (SiO_2 , Al_2O_3 , общего железа и щелочей) в сравнительно равновесных условиях в верхнюю часть канала магмы. Фракционирование кристаллической фазы не имеет существенного значения в формировании многообразия пород вулкана. Период эманационной дифференциации по времени между пароксизмальными извержениями оценивается приблизительно в 25 лет».

В 1964 г. была опубликована монография «Главные типы магматических формаций» [Кузнецов, 1964], которая в значительной мере повлияла на генетические построения петрологов. Влияние формационного подхода хорошо демонстрируют цитаты приведенные ниже. [Леонова, Волюнец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1974]: «Это может указывать на связь базальтов разных типов между собой и на происхождение их за счет дифференциации единой исходной магмы. Основываясь на распространенности базальтов разных типов, можно предположить в качестве такой исходной магмы расплав, близкий к составу высокоглиноземистого базальта». [Рудич, Волюнец, Ермаков, Колосков, 1974 (С. 242)]: «Перейдем к обсуждению причин многообразия пород рассмотренных ассоциаций, имея ввиду, что состав исходной магмы той или иной ассоциации соответствует составу наиболее распространенных в ней пород». [Волюнец, Колосков, 1976 (С. 22)]: «Преобладающим типом четвертичных базальтов Камчатки являются высокоглиноземистые разности типа базальтов Ключевского вулкана. Основываясь на этом факте, многие исследователи считают высокоглиноземистые базальты наиболее близкими по составу к исходной магме».

[Сирин, Тимербаева, 1971], а позднее [Леонова, Кирсанов, 1974; Волюнец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976; Кирсанов, Марков, 1979] на основании формационного анализа магматических комплексов пород, результатов исследования химизма, минералогии и геохимии базальтов полагали, что глиноземистая магма является исходной, а магнезиальные базальты образовались вследствие процессов ее дифференциации. В работе [Волюнец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976 (С. 124)] и в диссертации [Важеевская, 1972 (С. 25)] рассматривается также возможность проявления независимых типов магм – магнезиальной и глиноземистой.

[Сирин, Тимербаева, 1971 (С. 149–150)]: «По содержанию основных петрогенных оксидов (в первую

очередь алюминия, кальция и щелочей) плагиоклазовые базальты могут быть отнесены к категории первичных высокоглиноземистых базальтов. ... Таким образом, исходным расплавом всех лав Ключевских вулканов служит, видимо, высокоглиноземистый базальтовый толеит».

[*Леонова, Кирсанов, 1974* (С. 883)]: «Геологические соотношения и направление изменения химизма указывает на то, что базальты толеитового типа (магнезиальные, *прим. автора*) являются дифференциатами исходной высокоглиноземистой магмы».

[*Рудич, Волинец, Ермаков, Колосков, 1974* (С. 242)]: «Среди выделенных петрохимических типов базальтов: плагиобазальтов типа Ключевской сопки, субщелочных, низкокальциевых и оливин-толеитовых базальтов преобладают плагиобазальты. Повсеместное распространение плагиобазальтов и их ассоциация с другими перечисленными типами базальтов в пределах конкретных вулканических построек дает основание рассматривать их в качестве родоначальной магмы, из которой остальные типы базальтов могут быть получены при дифференциации».

[*Волинец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976* (С. 124–125)]: «Необходимо добавить также, что петрологические исследования последних лет показывают, что образование самостоятельных серий пород значительных объемов в результате фракционирования единой исходной магмы вряд ли возможно — для процессов фракционирования, протекающих в таких масштабах, просто не находится места (Рудич и др., 1974; Масуренков, 1974 и др.). Вместе с тем фракционная дифференциация может быть причиной появления небольших объемов базальтов одного типа на фоне преобладания базальтов другого типа. Хорошим примером служит появление магнезиальных известково-щелочных базальтов среди преобладающих глиноземистых базальтов в пределах ареальной зоны Центральной Камчатской депрессии и побочных конусов Ключевского вулкана. ... Сонахождение известково-щелочных базальтов (обоих подтипов) указывает на возможность образования их путем дифференциации единой исходной магмы состава глиноземистого известково-щелочного базальта».

[*Кирсанов, Марков, 1979* (С. 95)]: «Можно заключить, что высокоглиноземистые базальты представляют собой исходные магмы, выплавляемые из мантии, две другие разности являются ее дифференциатами, при этом высокомагнезиальные разности образовались в магматическую стадию в глубинном очаге вулкана, а субщелочные и промежуточные — в его канале или промежуточном очаге уже в процессе извержений».

[*Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989* (С. 14)]: «Геохимические данные свидетельствуют

о формировании глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана из единого магматического источника (очага)». Вслед за Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсановым в публикации обсуждается вероятность механизма дифференциации базальтовых лав от глиноземистого к магнезиальному типу. Этот механизм описывается авторами следующим образом: «После заложения радиальной трещины на склоне стратовулкана обычно формируется эксплозивный кратер и изливаются глиноземистые базальты. По мере их излияния и опустошения магматической камеры наблюдается закономерный переход к магнезиальному типу базальтов, обогащенных в результате процессов фракционирования магнезиальным оливином и пироксеном». В более поздней работе, посвященной Ключевскому вулкану, А.П. Хренов [*Хренов, 2011* (С. 466)] пишет: «Были выделены высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO от 12 мас.% до 9 мас.%, магнезиальные (промежуточные, как результат смешения двух магм) с MgO от 8 мас.% до 6 мас.% и глиноземистые с MgO от 5 мас.% до 4 мас.%».

Автор настоящего исследования впервые изложил свои представления о причине разнообразия пород Ключевского вулкана в [*Озеров, Хубуня, 1992*]. На основе петрохимического изучения пород Ключевского вулкана и микрозондового исследования химических составов оливинов и пироксенов было показано, что магнезиальные и глиноземистые известково-щелочные базальты Ключевского вулкана являются частями единого ряда эволюции магматического расплава и что глиноземистые базальты являются дифференциатами высокомагнезиальных магм. В [*Озеров, 1993*] были представлены результаты изучения твердофазных включений в минерале-хозяине Ol, Crx и Pl, которые позволили выявить порядок кристаллизации минеральных фаз высокоглиноземистых базальтов, а использование программы КОМАГМАТ дало возможность впервые подойти к пониманию объемов кристаллизующихся фаз и условий их образования.

В середине 90-х годов мы перешли к совместному рассмотрению наших данных с данными А.А. Арискина и Г.С. Барминой, проводивших изучение Ключевского вулкана в рамках собственных проектов [*Арискин, Бармина, 1992; Бармина, Арискин, 1992*] и являющихся создателями программы КОМАГМАТ. В результате этих исследований была представлена петролого-геохимическая модель формирования всей серии пород Ключевского вулкана из исходного высокомагнезиального базальтового расплава, содержащего ~2 мас.% H₂O [*Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996; Озеров, Арискин, Кайл, Богоявленская, Карпенко,*

1997; Ariskin, 1999; Арискин, Бармина, 2000; Ozerov, 2000].

Американские исследователи [Kersting, Arculus, 1994], выполнив геохимическое изучение образцов пород Ключевского вулкана, отобранных В.Н. Андреевым, А.П. Хреновым и А.Ю. Озеровым, также пришли к выводу, что вся серия пород вулкана является результатом эволюции единого высокомагнезиального магматического источника.

В более поздних работах петрологи, использующие данные изучения расплавных включений, предлагают дополнения или уточнения к петролого-геохимической модели [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996].

Рассматривая составы расплавных включений в плагиоклазе, [Плечов, 2008 (С. 171–181)] приходит к заключению, что для получения полного спектра пород Ключевского вулкана необходимо ввести 15% риолитового расплава в поднимающуюся магматическую колонну от глубины 15 км и выше. Риолиты, по мнению автора этой гипотезы, могут быть получены за счет частичного плавления пород, окружающих подводящий канал (коровая контаминация).

Основываясь на изучении расплавных включений в оливине, [Миронов, 2009 (С. 232)] делает вывод, что на поведение главных элементов в магмах Ключевского вулкана оказывают влияние процессы смешения. Он полагает, что поднимающиеся базальтовые магмы Ключевского вулкана на глубинах 20–10 км смешиваются с поступающими извне андезибазальтовыми магмами Безымянного вулкана.

Используя комплексный – геофизический и минералогический подход, [Хубуня, Гонтовая, Мос-

калева и др., 2012 (С. 90)] приходят к заключению о возможности формирования высокоглиноземистых андезибазальтов из магнезиальных базальтов Ключевского вулкана в условиях близповерхностного промежуточного очага, который расположен в интервале глубин до 5 км. Диаметр промежуточного магматического очага составляет около 10 км.

Подводя итог изложенным генетическим представлениям, отметим, что разные исследователи в качестве родительских рассматривают разные расплавы и предлагают разные гипотезы происхождения и формирования магматической серии пород Ключевского вулкана: **1** – исходные магмы глиноземистые; **2** – исходные магмы магнезиальные; **3** – смешение магнезиальных и глиноземистых магм; **4** – коровая контаминация глиноземистых расплавов, сформировавшихся в результате эволюции магнезиальных магм; **5** – подмешивание к расплавам Ключевского вулкана андезибазальтовых магм вулкана Безымянного; **6** – кумуляция ОI и Сrx из магнезиальных расплавов, приводящая к образованию обогащенных темноцветными минералами высокомагнезиальных пород и обедненных этими минералами глиноземистых пород.

Таким образом, несмотря на длительную историю изучения глиноземистых и магнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана, вопросы, связанные с их петрогенезисом, остаются дискуссионными и до настоящего времени. Для освещения этих вопросов нами был проведен цикл петрологических исследований. Представим основные задачи, которые будут рассмотрены в настоящей главе.

2.8. ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

1 – Изучение петрохимических и геохимических характеристик высокомагнезиальной-высокоглиноземистой ассоциации базальтоидов Ключевского вулкана; **2** – рассмотрение вопроса о существовании генетической связи между высокомагнезиальными и высокоглиноземистыми базальтоидами вулкана; **3** – выявление потенциального магматического источника для магматической серии пород вулкана; **4** – исследование эволюции петрохимических составов породообразующих и аксессуарных минералов из высокоглиноземистых андезибазальтов; **5** – сравнительный анализ составов темноцветных минералов

всех типов базальтоидов Ключевского вулкана; **6** – определение парагенезиса минералов и изменение их составов в высокоглиноземистых андезибазальтах от момента выделения первых минералов до заключительного этапа кристаллизации микролитов; **7** – сопоставление минеральных парагенезисов высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтоидов; **8** – создание пошаговой ЭВМ-модели формирования всей серии пород вулкана, вплоть до высокоглиноземистых андезибазальтов, из исходной высокомагнезиальной магмы посредством декомпрессионного фракционирования.

2.9. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Для изучения пород Ключевского вулкана были проведены экспедиционные, петрохимические, геохимические, петрографические, минералогические исследования, изучены кристаллические включения в минералах, выполнено петрохимическое ЭВМ-моделирование, проведен синтез результатов.

Экспедиционные исследования

Работы на Ключевском вулкане были начаты автором в 1982 г. С 1983 г. по 2016 г. автор, в качестве начальника полевых отрядов и экспедиций, проводил полевые исследования на Ключевском вулкане с перерывами, связанными с изучением извержений других вулканов.

Выполнено детальное опробование древних и современных шлаковых конусов и лавовых потоков Ключевского вулкана. В тех случаях, когда представлялась возможность, образцы лав отбирались по порциям, с учетом реконструкций динамики их излияния и движения. Во время происходивших вершинных и побочных извержений отбор магматических продуктов осуществлялся в последовательности их поступления на дневную поверхность.

В процессе исследований была получена коллекция образцов, детально характеризующая всю серию пород Ключевского вулкана.

Петрохимические исследования

Изучение пород Ключевского вулкана проводится уже более 80 лет, первые химические анализы опубликованы в [Заварицкий, 1931; 1935, Влодавец, 1934]. В настоящей работе не ставилась цель показать весь объем химических анализов, полученных за эти годы. Оптимальным представлялось охарактеризовать всю серию базальтоидов вулкана в целом и при этом представить индивидуальные данные о каждом побочном прорыве или вершинном извержении.

Были использованы кондиционные химические анализы, полученные при изучении Ключевского вулкана в последние десятилетия тремя группами исследователей:

– Институт вулканологии ДВО РАН, Ключевская экспедиция, работы выполнялись в 1983–1988 гг. (А.П. Хренов – начальник экспедиции, В.Н. Андреев – начальник отряда, А.Ю. Озеров – начальник отряда). После завершения работы экспедиции автор продолжал исследовательскую работу на вулкане в рамках НИР Института вулканологии РАН и в качестве руководителя инициативных проектов РФФИ и ДВО РАН;

– Институт вулканологии ДВО РАН (С.А. Хубуная – начальник отряда, С.О. Богоявленский – м.н.с., Т.Ю. Новгородцева – м.н.с.);

– Институт геохимии и аналитической химии РАН (Г.С. Бармина – начальник отряда, А.А. Арискин – с.н.с.).

Основной массив петрохимических анализов, полученный тремя указанными коллективами и используемых в настоящей работе, опубликован в [Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989; Хренов, Двига-ло, Кирсанов, Федотов, 1991; Озеров, Хубуная, 1992; Озеров, 1993; Хубуная, Богоявленский, Новгородцева, Округина, 1993; Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Карпов, Дроздин, Двига-ло и др., 1996; Озеров, Арискин, Кайл, Богоявленская, Карпенко, 1997; Ozerov, 2000; Хренов, Маханова, Богати-ков, Платэ, 2002; Хубуная, Гонтовая, Москалева, Соболев и др., 2012]. Небольшая часть силикатных анализов пород Ключевского вулкана приводится впервые.

Чтобы избежать аналитических погрешностей, сотрудники Ключевской экспедиции стремились выполнять химические анализы в одной лаборатории и у одного аналитика – А.М. Округиной (заведующая Центральной химической лабораторией Института вулканологии РАН). При выборе данных для настоящей работы автор отдавал предпочтение именно этим анализам.

Для выполнения химических силикатных анализов в Центральной химической лаборатории Института вулканологии РАН применялись следующие методы: определение SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 – фотоколориметрический метод, MgO , CaO , MnO – метод атомной абсорбции, Na_2O , K_2O – пламенной фотометрии, FeO – объемный метод, H_2O^- – весовой метод, H_2O^+ – весовой в трубках Пенфильда. Аналитические исследования производились с использованием аттестованных стандартных образцов.

Для получения полной картины эволюции химических составов пород Ключевского вулкана были привлечены силикатные анализы [*Заварицкий, 1931, 1935; Влодавец, 1934, 1940; Набоко, 1947а, 1947б; Влодавец, Пийп, 1957; Ермаков, 1977*]. Для всех химических анализов, представленных в таблицах, указывается литературный источник и место проведения аналитических работ. В результате была получена совокупность химических данных, которая с высокой степенью детальности покрывает все разнообразие составов базальтоидов Ключевского вулкана.

Основу данных составляют химические составы образцов лавовых потоков и крупных бомб, **табл. 2.04**. Для характеристики пород каждого отдельного побочного прорыва или вершинного извержения были проведены химические анализы и, соответственно, выбраны средние из нескольких анализов, при условии однородности состава образцов. Для некоторых извержений из-за трудностей отбора образцов или в связи с аналитическими ограничениями приводился единичный силикатный анализ. Такой подход правомерен, так как породы побочных прорывов и вершинных извержений в подавляющем большинстве обладают постоянством химического состава. Исключение составляют три побочных прорыва, для которых выявлены существенные вариации составов – Киргурич и Биокось (группа Туйлы, извержение 1932–1933 гг.) [*Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989* (С. 5–7)], Билюкай, 1938–1939 гг. [*Набоко, 1947а* (С. 117)]. Для образцов этих прорывов имеющиеся химические анализы представлены в **табл. 2.05, 2.06, 2.07** (Приложение).

Большой интерес представляют наиболее примитивные породы Ключевского вулкана – высокомагнезиальные базальты побочного прорыва Булочка ($\text{SiO}_2 \sim 51,5$ мас.%; $\text{MgO} \sim 12$ мас.%; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 13$ мас.%). Известные химические анализы пород этого извержения, опубликованные разными исследователями, сведены в отдельной **табл. 2.8** (Приложение).

Для удобства работы химические анализы, приведенные в **табл. 2.04–2.08**, отсортированы по содержанию MgO и представлены в последовательности от более магнезиальных (нижняя часть таблицы) к менее магнезиальным (верхняя часть таблицы). В этих **таблицах** значения конкретных химических оксидов выделены в колонках собственным цветом.

Нами рассматривается вся эволюционная серия пород Ключевского вулкана (SiO_2 в интервале 51,46–55,85 мас.%). Небольшая часть пород попадает в область базальтов, а наибольшее их количество – в поле андезибазальтов. В тексте при описании совокупности базальтовых и андезибазальтовых пород используется термин «базальтоиды».

Все используемые в настоящей работе петрохимические анализы базальтоидов пересчитаны на безводную основу и приведены к 100%.

Геохимические исследования

В геохимическом плане породы вулкана охарактеризованы достаточно детально [*Леонова, Кирсанов, 1974; Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989; Kersting, Arculus, 1994; Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, Кайл, Карпенко, 1997; Арискин, Бармина, 2000; Dorendorf, Wiechert, Worner, 2000; Churikova, Dorendorf, Worner, 2001; Альмеев, 2005; Turner, Sims, Reagan, Cook, 2007; Хубуная, Гонтовая, Соболев, Низкоус, 2007; Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013*].

При выборе геохимических данных для рассмотрения в настоящей работе мы остановили выбор на наиболее полных (охватывающих максимальный интервал – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых базальтоидов: MgO от ~ 12 до 5 мас.%), однородных (равномерно покрывающих указанный интервал), представительных (включающих наибольшее количество проанализированных элементов) и прецизионных (выполненных в аттестованных лабораториях) геохимических рядах, которые опубликованы в [*Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013*]. Основу этих данных составляет коллекция образцов, отобранная А.А. Арискиным и Г.С. Барминой на Ключевском вулкане. В последующем, образцы были проанализированы указанными исследователями в Центральной аналитической лаборатории ГЕОХИ РАН и Р.Р. Альмеевым в лаборатории проф. Jun-Ichi Kimura (University of Shimane, Japan).

В настоящем исследовании при построении микроэлементных спайдер-диаграмм применяется два вида нормирования – на примитивную мантию и на породы, отвечающие наиболее примитивному базальту серии. В первом случае используется стандартная процедура нормирования на MORB, в результате мы получаем данные, позволяющие судить о геодинамической обстановке, в которой развивалась изучаемая серия. Во втором случае применяется нормирование на предположительно родительскую, наиболее примитивную магму, из которой развивалась изучаемая ассоциация пород. Это дает возможность начать рассматривать геохимическую историю изучаемой серии от родительского состава, последовательно проследить картину эволюции микроэлементов от исходного расплава серии до конечных производных магм и понять, какой механизм контролирует химическое разнообразие пород.

Таблица 2.04

Химические составы пород Ключевского вулкана, в мас. %

Название и год изверж.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Источник анализа	Аналитик
Верш. изверж., 1987	(1) 53.86	1.13	18.45	8.89	0.16	4.10	8.25	3.62	1.37	0.17	Андреев В.Н., 1987	
Верш. изверж., 1987	(1) 53.85	1.13	18.41	9.70	0.09	4.19	7.57	3.58	1.37	0.12	Андреев В.Н., 1987	
Вернад.-Крыжанов., 1956	(1) 54.07	1.13	18.65	8.16	0.15	4.52	8.05	3.86	1.20	0.21	[Озеров и др., 1997]	NMTech, Kyle Ph.
Разрез постройки	(1) 54.37	1.14	17.98	8.50	0.13	4.55	7.63	4.00	1.53	0.16	Андреев В.Н., 1986	
Разрез постр., Н = 3200 м	(1) 55.85	1.00	17.21	8.46	0.17	4.60	7.90	3.47	1.25	0.08	Андреев В.Н., 1986	
Белякина, 1953	(6) 53.51	1.15	18.96	8.46	0.14	4.69	7.83	3.72	1.33	0.22	[Хренов и др., 1991]	ИВ РАН, Округина А.М.
Верш. изверж., 2008	(1) 55.72	1.05	17.47	7.94	0.15	4.87	8.17	3.38	1.06	0.19	[Хубуная и др., 2012]	Institut für Chemie (M.P.)
Верш. изверж., 1993	(2) 53.44	1.13	17.95	9.24	0.17	4.90	8.32	3.55	1.07	0.23	[Озеров и др., 1996]	ГЕОХИ РАН
Верш. изверж., 1984–86	(13) 53.73	1.00	18.40	8.82	0.17	5.00	8.19	3.27	1.24	0.17	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Предвиденный, 1987	(3) 53.01	1.14	18.76	9.00	0.12	5.08	8.16	3.32	1.20	0.21	[Хренов и др., 1991]	ИВ РАН, Округина А.М.
Верш. изверж., 1994	(2) 53.35	1.16	18.38	8.96	0.16	5.09	8.21	3.37	1.10	0.21	[Озеров и др., 1996]	ИВ РАН, Округина А.М.
XXV-летия ИВ, 1988	(3) 53.25	1.12	18.32	9.06	0.15	5.15	7.94	3.59	1.21	0.21	[Озеров, 1993]	ИВ РАН, Округина А.М.
Балкиной, 1951	(5) 53.49	1.12	18.63	8.38	0.15	5.16	8.00	3.52	1.31	0.24	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Верш. изверж., 1988	(1) 53.62	1.08	18.05	8.89	0.17	5.18	8.28	3.35	1.15	0.22	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Предсказанный, 1983	(15) 53.27	1.03	18.21	9.00	0.17	5.24	8.22	3.42	1.23	0.21	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
IV ВВС, 1974	(11) 53.10	1.11	17.44	9.24	0.16	5.26	8.83	3.55	1.11	0.20	[Хренов и др., 1991]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус О (Кулакова)	(1) 53.76	1.08	18.89	8.35	0.14	5.34	7.69	3.35	1.21	0.20	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Скуридина, 1989	(1) 53.46	1.10	17.49	9.14	0.16	5.36	8.29	3.55	1.26	0.18	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
8 Марта, 1980	(9) 53.24	1.11	18.09	8.92	0.16	5.43	8.41	3.30	1.14	0.20	[Хренов и др., 1991]	ИВ РАН, Округина А.М.
Юбилейный, 1945	(11) 53.20	1.03	17.74	9.33	0.17	5.59	8.47	3.10	1.18	0.18	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Апахонич, 1946	(7) 53.36	1.07	17.82	8.69	0.17	5.75	8.51	3.22	1.16	0.23	[Хренов и др., 1991]	ИВ РАН, Округина А.М.
Козей, 1938	(1) 54.43	0.69	17.40	8.56	0.15	5.77	8.46	3.13	1.21	0.20	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Пийпа, 1966	(9) 53.54	1.06	17.74	8.57	0.16	5.80	8.49	3.27	1.14	0.22	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Невидимка, 1938	(1) 53.87	0.70	17.11	8.61	0.15	6.47	8.56	3.20	1.14	0.19	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Лепешка	(1) 53.83	1.04	16.76	8.66	0.15	6.50	8.84	3.36	0.68	0.18	[Арискин и др., 1995]	ГЕОХИ РАН
конус S	(1) 54.32	0.76	17.03	8.45	0.15	6.52	8.44	3.20	0.97	0.16	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Билукай, 1938 **	(18) 53.43	0.87	16.56	8.62	0.19	7.09	9.05	2.94	1.07	0.20	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Очки	(2) 52.72	1.06	17.40	9.21	0.16	7.15	8.47	2.78	0.85	0.19	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН

конус Перевальный	(1)	52.82	0.97	16.30	8.70	0.12	7.26	9.03	3.52	0.99	0.29	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Карпинского	(1)	53.35	1.04	16.02	8.47	0.14	7.32	9.82	2.67	0.99	0.19	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
Тиранус, 1938	(3)	53.18	0.95	16.24	8.64	0.16	7.38	8.97	3.15	1.15	0.18	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус Шмалева	(1)	52.86	1.00	16.96	9.18	0.15	7.54	8.48	2.73	0.92	0.19	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Д	(1)	53.31	0.93	16.14	8.48	0.15	7.57	9.35	3.00	0.91	0.14	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Подкова	(1)	53.17	0.97	15.93	8.40	0.17	8.09	9.40	2.82	0.89	0.16	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус Левашова	(2)	52.62	0.96	16.30	8.47	0.15	8.34	9.01	2.88	1.11	0.15	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
поток Пещерный	(1)	52.72	0.95	15.99	8.35	0.14	8.37	9.55	2.77	0.99	0.19	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус Е (Цирк)	(5)	52.10	0.96	16.78	8.46	0.15	8.38	9.24	2.96	0.83	0.14	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус М (Мейялова)	(5)	52.43	0.99	15.95	8.66	0.15	8.46	9.31	3.03	0.87	0.16	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус К (Логина)	(1)	52.08	1.04	16.84	8.36	0.17	8.54	9.09	2.88	0.84	0.18	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Слонина	(7)	54.28	0.86	14.84	8.68	0.16	8.73	9.06	2.46	0.77	0.16	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Туйла, 1932	(3)	53.27	0.76	15.04	8.39	0.18	8.80	9.80	2.58	0.98	0.19	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Боковой	(2)	52.53	0.92	14.39	8.74	0.17	9.69	9.88	2.73	0.78	0.17	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
Киргурич, 1932 **	(1)	53.16	0.78	15.08	8.23	0.20	9.76	9.06	2.56	0.97	0.20	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Бюкись, 1932 **	(1)	52.79	0.78	14.89	8.16	0.20	10.23	9.37	2.47	0.91	0.20	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Новогрabenова	(1)	52.03	0.94	14.28	8.76	0.16	11.02	9.52	2.41	0.75	0.14	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус J (Малеева)	(1)	52.53	0.85	13.62	8.40	0.16	11.12	9.56	2.75	0.84	0.17	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
конус F (Лучицкого)	(4)	51.75	0.89	13.93	8.76	0.16	11.25	9.82	2.54	0.77	0.15	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Малыш	(1)	51.61	0.91	13.37	9.13	0.17	11.68	9.83	2.41	0.68	0.22	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Незаметный	(1)	51.46	0.91	13.53	9.41	0.19	11.69	9.69	2.28	0.68	0.15	[Ozerov, 2000]	ИВ РАН, Округина А.М.
конус Булочка **	(1)	51.68	0.72	13.24	9.09	0.16	12.31	10.25	1.85	0.53	0.16	Озеров, 1994	ИВ РАН, Округина А.М.

Примечание:

– во второй колонке в скобках указано число анализов;

– $\text{FeO}^* = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9)$;

– содержания петрогенных оксидов пересчитаны на безводную основу и приведены к 100%;

– хим. анализы отсортированы по содержанию MgO и представлены по мере уменьшения содержания MgO в направлении снизу вверх;

– в колонке «Источники анализа» в квадратных скобках указан литературный источник, из которого приведены химические анализы,

в тех случаях, когда хим. анализ представлен впервые – фамилия исследователя и год отбора образца приводятся без квадратных скобок;

– в колонке «Аналитик» указано место выполнения хим. анализа и фамилия аналитика. ИВ РАН – центральная химическая лаборатория Института вулканологии

ДВО РАН, ГЕОХИ РАН – химическая лаборатория Института геохимии и аналитической химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия);

г. Сокопорт (штат Нью-Мексико, США), Institut für Chemie (M.P.) – Институт химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия);

– в первой колонке для некоторых побочных извержений приведено два названия; первое – по [Ермаков, 1977], второе, курсивом по [Хренов и др., 2002].

– ** для указанных прорывов в Приложении (таблицы) представлены полные данные о имеющихся химических составах пород.

В качестве родительской магмы Ключевского вулкана были приняты высокомагнезиальные базальты прорыва Булочка. Эти породы имеют максимальное для всей серии содержание магния, хрома и никеля, что позволяет рассматривать их в качестве исходных для исследуемой серии пород.

Петрографические исследования

Проведено петрографическое исследование современных и древних базальтоидов побочных и вершинных извержений Ключевского вулкана. Основное внимание уделялось размерам, морфологии и соотношениям кристаллических фаз в доминирующих породах – в высокоглиноземистых андезибазальтах. Количественно-минералогические подсчеты проводились в шлифах. Для определения объемной доли кристаллических фаз использовались полуавтоматическое минералогическое интегральное устройство (МИУ-1) и интегральный столик Андина (ИСА-1). Изучение распределения минеральных фаз по размеру в шлифе определялось на площади 1 см² с использованием оптической сетки микроскопа. С целью получения статистически значимых данных измерения проводилось в нескольких шлифах из одного образца, в последующем выполнялась процедура усреднения.

При проведении петрографических и минералогических исследований использовалась градация минеральных фаз по размеру, см. **табл. 2.02**.

В результате петрографического изучения высокоглиноземистых андезибазальтов, отобранных из пород разных побочных и вершинных извержений вулкана, установлено достаточное постоянство набора породообразующих минералов и однородность их распределения в потоках. Это наблюдение показало, что для определения основных закономерностей поведения минеральных фаз высокоглиноземистых

андезибазальтов можно исследовать породы одного извержения (эталонный объект).

Выбор эталонного объекта для детальных минералогических исследований высокоглиноземистых андезибазальтов

При проведении детальных минералогических исследований высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана мы столкнулись с необходимостью выбора эталонного объекта, с которым, для получения общей картины формирования пород вулкана, планировалось проводить сравнение результатов минералогических исследований других побочных извержений.

Прорыв Юбилейный, с входящим в его состав лавовым потоком Заварицкого, был выбран в качестве эталонного объекта для минералогических исследований высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана по следующим причинам.

1. Петрохимический состав пород – типичные для Ключевского вулкана высокоглиноземистые андезибазальты; среднее содержание оксидов в лавах прорыва – SiO₂ = 53,20 мас.%, MgO = 5,59 мас.%, Al₂O₃ = 17,74 мас.%, вариации составов незначительны. «Наша лава (поток Заварицкого) является обычным для Ключевской сопки мелкопорфировым плагиоклазовым базальтом» – [Пуйн, 1956];

2. Минеральный состав – типичный для высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана [Озеров, 1993]. Изучение разных порций потока показало достаточное постоянство набора породообразующих минералов и однородность их распределения. Наибольшим распространением среди фенокристаллов пользуется плагиоклаз, в подчиненном количестве присутствуют фенокристаллы пироксенов и оливина.

Таблица 2.02

Названия кристаллических фаз магматических пород в зависимости от их размера

Фазы	мкм	мм
Кристаллиты	1–5 мкм	0,001–0,005 мм
Микролиты	5–100 мкм	0,005–0,1 мм
Микровкрапленники	100–200 мкм	0,1–0,2 мм
Субфенокристаллы	200–500 мкм	0,2–0,5 мм
Фенокристаллы	500–3500 мкм	0,5–3,5 мм
Мегакристаллы	3500 мкм и более	3,5 мм и более

3. В породах прорыва Юбилейный встречаются темноцветные минералы ~2 мм. Такие же размеры оливинов и клинопироксенов установлены в высокоглиноземистых андезибазальтах современных прорывов Ключевского вулкана – Белянкина, Былинкиной, ВВС-IV, Апахончич и Пийпа [Озеров, 1993].

4. Общий объем изверженных продуктов ~0,05 км³, объем лавового потока ~0,03 км³ [Пуин, 1948, 1958], это значение близко среднему объему побочного извержения, характерного для современной деятельности Ключевского вулкана.

5. Извержение происходило в течение 19 суток (19 июня – 7 июля 1945 г.) [Пуин, 1948]. Лавовый поток двигался единым телом, в процессе движения образование лавоводов и узких лавовых речек не происходило. Такие структуры обычно затрудняют выделение лавовых порций, так как излившиеся в разное время расплавы находятся в непосредственной близости друг от друга.

6. Извержение происходило в 1945 г., было детально описано [Пуин, 1948]. Породы потока не подвергались вторичным изменениям. Поток обладает хорошей сохранностью, легко доступен, плановая схема лавового потока приведена в [Пуин, 1956].

Мы полагаем, что перечисленные особенности потока Заварицкого (прорыв Юбилейный) позволяют рассматривать его породы в качестве эталонных высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана. Дополнительно, чтобы убедиться, что полученные во время исследований минералогические закономерности характерны для совокупности высокоглиноземистых андезибазальтов вулкана, было проведено изучение еще двух побочных прорывов [Озеров, 2000], находящихся в других секторах Ключевского вулкана и отличающихся по морфологии и объему – прорывы Былинкиной (1951 г.) и Пийпа (1966 г.).

Минералогические исследования

Одной из важных составляющих настоящей работы являются детальные минералогические исследования химического состава породообразующих минералов Ol, Cpx, Pl и редко встречающегося акцессорного Орх. Была поставлена задача – охарактеризовать полный спектр составов для каждого породообразующего минерала от ядер фенокристаллов до микролитов.

Изучение составов минералов проводилось с помощью микрозонда (рентгеноспектрального микроанализатора «САМЕВАХ») как в аншлифах, так и в специально подготовленных мономинеральных шашках. Особое внимание уделялось исследованию

оливинов и пироксенов. Следует заметить, что фенокристаллы этих минералов в высокоглиноземистых базальтах встречаются довольно редко. Результаты предварительной обработки материала показали, что для получения представительной статистически значимой информации о химизме этих минералов следует знать составы, по крайней мере, 70–100 зерен, причем для каждого зерна – в его центральной и краевой частях.

Для получения необходимой информации была применена следующая методика подготовки проб для анализа. Образцы последних порций лавовых потоков, более обогащенные оливином и пироксеном, дробили и рассеивали по фракциям 2–1 мм, 1–0,5 мм и менее. Из двух первых фракций в бромформе выделяли тяжелые темноцветные минералы. Затем под биноклем отбирали мономинеральные пробы зерен оливинов и зерен пироксенов. Кристаллы размещали параллельными рядами в один слой на липкой поверхности, ограниченной кругом диаметром 25 мм, и заливали эпоксидной смолой. После этого сошлифовывали до середины зерен и полировали. Таким образом, готовились «мономинеральные микрозондовые шашки», в каждую из которых помещалось до 100 зерен темноцветных минералов, **рис. 2-04**.

Исследование состава минеральных фаз проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе «САМЕВАХ» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Использовалось ускоряющее напряже-



Рис. 2-04. Общий вид мономинеральной микрозондовой шашки для изучения состава кристаллических фаз. В шашке 69 кристаллов клинопироксена из образца лавового потока Заварицкого (прорыв Юбилейный), извержение 1945 г. Фракция 1–2 мм. Диаметр шашки – 25 мм

ние 20 кВ при токе зонда 40 нА. Концентрации элементов рассчитывались по программе «MBXСОР». В качестве эталонов Si, Al, Na использовались лабораторный стандарт ISNM 115900, Ca – голубой диопсид, Mg, Fe – оливин (Fe_{77}), K – санидин с 12 мас.% K_2O , Ti, Mn, Cr – соответственно ильменит, родонит и хромшпинель. Аналитики: В.В. Ананьев, В.М. Чубаров, Т.М. Философова, Г.П. Пономарев, С.В. Москалева.

В качестве критерия сравнения темноцветных минералов выбран параметр Fo для оливинов и Mg# для пироксенов ($Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$). Для Pl рассматривалась An составляющая – $Ca \cdot 100 / (Na + K + Ca)$. Учитывались также концентрации других элементов.

В представляемой работе при описании химических составов Ol, Crx и Orx используются термины, определяющие их железо-магнелевую специфику. Приведем граничные условия применяемых терминов, см. табл. 2.03.

Таблица 2.03

Терминологическое представление темноцветных минералов в зависимости от их состава (мас.%)

Crx, Orx	Высокомагнезиальный	Среднемагнезиальный (магнезиальный)	Низкомагнезиальный (железистый)
Mg#	92–85	85–75	75–63
Ol	Высокофорстеритовый	Среднефорстеритовый	Низкофорстеритовый (железистый)
Fo	92–85	85–75	75–63

Обычно на графиках по составам Ol, Crx, Pl и Orx не приводятся те оксиды, которые связаны с параметрами Fo, Mg# и An, так как они должны давать четкие прямолинейные тренды. В нашем случае, мы не придерживаемся этого правила по ряду причин: **1** – в клинопироксене прямолинейность трендов изменения химических составов $MgO-Mg\#$ и $FeO-Mg\#$ нарушается в области микролитов; **2** – на графиках проводится сопоставление составов минералов из пород Ключевского вулкана с составами минералов мантийных ксенолитов, отказ от представления графиков с главными оксидами привел бы к потере важной информации; **3** – специальный раздел представляемой главы посвящен соотношению вкрапленников и микролитов, для этого требуется совокупное рассмотрение всех минералообразующих оксидов; **4** – в работе проводится сопоставление составов минералов, графическое представление концентрации всех минералообразующих оксидов оптимизирует проведение анализа соотношения минеральных фаз.

Для получения полной картины эволюции породообразующих минералов во всех типах пород вулкана использованы результаты изучения Ol и Crx из высокомагнезиальных и магнезиальных разностей пород, полученные С.А. Хубуная, опубликованные в [Озеров, Хубуная, 1992], данные [Хубуная и др., 1993], результаты изучения Pl из глиноземистых разностей – [Хубуная и др., 2012] и данные, представленные в [Миронов, 2009], по твердофазным включениям в Pl и в Ol из высокоглиноземистых пород прорыва Апахончич и высокомагнезиальных – прорыва Булочка.

Такой подход к изучению пород позволил, с одной стороны, установить присущие для них минералогические закономерности, с другой – определить соотношение пород в пределах магматической серии Ключевского вулкана.

Исследования кристаллических включений в минерале-хозяине

Весьма информативным для решения вопроса о составе ликвидусной ассоциации и порядке кристаллизации минералов из расплава оказалось исследование состава твердофазных включений. Была поставлена задача установить составы всех одновременно сокристаллизующихся минеральных фаз на всех стадиях формирования магматического расплава.

Силикатные и рудные включения, обнаруженные во всех породообразующих минералах, исследуемых базальтоидов, встречаются довольно редко, поэтому автором была разработана методика «комплексного изучения индивидуальных твердофазных включений»:

- 1.** Целенаправленное получение эмпирических данных о парных химических составах – твердофазного включения и заключающего его породообразующего минерала-хозяина, для определения характера парагенетических соотношений минеральных фаз и их изменения на разных этапах развития расплава.
- 2.** Микронзондовый анализ морфологически четко выраженных твердофазных включений и окружающей их кристаллической матрицы минерала-хозяина.
- 3.** Вывод включения на поверхность минерала-хозяина при помощи алмазных паст и его анализ на микронзонде.
- 4.** Исследование парных составов (включение – минерал-хозяин) во всех имеющихся породообразующих минералах – в оливине, клинопироксене и плагиоклазе.
- 5.** Исследование минерала-хозяина во всем интервале его химического состава с целью поиска

и характеристики состава твердофазных включений в нем.

6. Сопоставление составов твердофазных включений из разных породообразующих минералов.

7. Выбор для изучения включений оптимального размера в интервале 10–40 мкм.

8. Выбор включения с четкими границами контакта с минералом-хозяином без оторочек из стекла и срастания/примыкания с другими захваченными включениями.

9. Исключение из анализа включений, находящихся на трещине в минерале-хозяине или рядом с ней.

10. Выбор точки надежного определения состава включения на расстоянии 7–10 мкм до границы раздела между включением и минералом-хозяином.

Важной составляющей применяемой методики является пробоподготовка. Остановимся на ней более подробно. Твердофазные включения, как правило, редки в изучаемых минералах, поэтому автором была предложена достаточно трудоемкая, но показавшая хорошую результативность методика «индивидуального включения». Первая часть пробоподготовки выполнялась по вышеописанной схеме подготовки мономинеральных микрозондовых шашек (см. [рис. 2-04](#)). Отличие заключалось в том, что сошлифовывание и полировка выполняются с двух сторон от плоскости нахождения кристаллов, чтобы срезы кристаллов были выведены на поверхность с каждой стороны. Таким методом изготавливается плоскопараллельная отполированная с двух сторон петрографическая пластинка, имеющая толщину 200–300 мкм. Затем под микроскопом в проходящем свете в минеральных зернах определяются необходимые кристаллические включения. Намеченные

зерна извлекаются, вставляются в полую цилиндрическую обойму ([рис. 2-05](#), столбик слева) и заливаются эпоксидной смолой. После этого интересующее нас кристаллическое включение с помощью алмазных паст выводится на поверхность и полируется. Результатом подготовки является минимикрозондовая шашка с единичным зерном минерала-хозяина и кристаллическим включением в нем. Минишашки вставляются в специальную 9-ти гнездовую обойму, предназначенную для установки в держателе микрозонда. Подготовленная для аналитических исследований обойма с 8-ю минишашками представлена на [рис. 2-05](#). Анализ проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе «САМЕВАХ»; условия анализа приведены выше, см. Минералогические исследования.

Твердофазные включения – силикатные и рудные – были проанализированы нами во всех породообразующих минералах высокоглиноземистых андезибазальтах прорыва Юбилейный: в оливине, клинопироксене и плагиоклазе. По результатам исследований составлены парагенетические схемы последовательного изменения составов минеральных фаз в процессе формирования рассматриваемых пород.

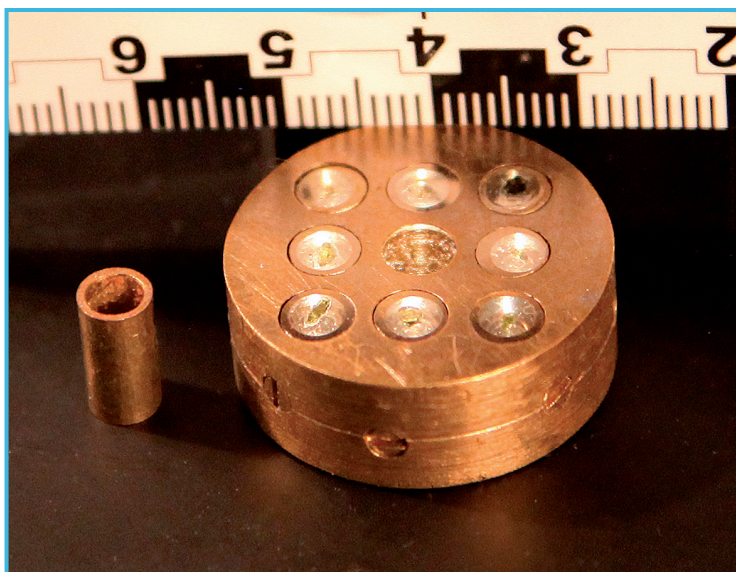
Проведено сопоставление результатов наших исследований [[Озеров, 1993](#)] твердофазных включений с аналогичными данным по другим побочным прорывам Ключевского вулкана, представленными 16 лет спустя в [[Миронов, 2009](#)]. В работе Н.Л. Миронова в табличном виде приводятся парные составы минерала-хозяина ОI и включений Sr для высокоглиноземистого прорыва Апахончич (табл. 5-4 (Часть 4, 5, 6), Приложение) и высокомагнезиального прорыва Булочка (табл. 5-4 (Часть 1, 2), Приложение).

Рис. 2-05. Общий вид микрозондовой обоймы с 8-ю вставленными минишашками, в каждой из которых располагается зерно пироксена.

Слева представлена полая заготовка для изготовления минишашки.

Диаметр держателя – 25 мм, внешний диаметр микрошашки – 5 мм.

Размер деления масштабной линейки – 1 мм



Используя эти данные, нами были построены графики, которые представлены в соответствующем разделе настоящей работе. Кроме этого, в обсуждаемой работе Н.Л. Миронова на стр. 83 выполнено прямое графическое сопоставление собственных данных по прорыву Апахончич (минерал-хозяин Р1 – включения О1 и Срх (рис. 4–13) с нашими – по прорыву Юбилейный [Ozerov, 2000]. Большое сходство конфигурации графиков показало: **1** – используемый в настоящей работе методический подход к изучению твердофазных включений обладает высокой степенью воспроизводимости; **2** – установленные нами для высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный тектонические закономерности характерны и для высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Апахончич; **3** – эти же закономерности присущи также для высокомагнезиальных базальтов вулкана (прорыв Булочка).

Следует обратить внимание на то, что твердофазные включения в минерале-хозяине анализируют многие петрологи. Отличие нашего подхода в том, что автор целенаправленно стремился последовательно охарактеризовать парагенетическое изменение составов всех минеральных фаз на всем пути их кристаллизации – от момента появления ранней тектонической минеральной ассоциации до кристаллизующихся кристаллов уже в микролитовой области.

Первые результаты, полученные по методике комплексного изучения индивидуальных твердофазных включений, были представлены в [Ozerov, 1993]. В последующем эти работы были продолжены, их результаты вошли в публикации [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996; Ozerov, 2000]. В настоящем исследовании раздел, посвященный твердофазным включениям, существенно расширен, дополнен данными по включениям рудных минералов в клинопироксенах, результаты изучения приведены в новом графическом исполнении.

В литературе отсутствуют материалы других исследователей, представляющие аналогичную совокупность полных рядов данных парных составов минерала-хозяина и твердофазных включений.

Термодинамическое моделирование условий формирования серии пород Ключевского вулкана

Для получения полной картины эволюции магматического вещества Ключевского вулкана (объемы

кристаллизующихся фаз, давления, температуры, глубины и составы расплавов) проводилось численное петрологическое моделирование.

Первые результаты петрологического ЭВМ-моделирования для пород Ключевского вулкана были представлены в [Ozerov, Хубуня, 1992], проводились расчеты ликвидусной кристаллизации по химическому составу пород. Использовалась программа ПЕТРОЛОГ, разработанная Л.В. Данюшевским (ГЕОХИ РАН). Моделирование имело определенные ограничения, обусловленные возможностями программы, в которой предусматривалось выполнение расчетов только в сухих изобарных условиях при давлении 1 атм.

В последующем для расчетов мы использовали высокobarную версию программы КОМАГМАТ [Ariskin, Frenkel, Barmina, Nielsen, 1993], которая дает возможность проводить моделирование в условиях изменяющегося давления, определять порядок кристаллизации породообразующих минералов, изменение их составов и эволюцию составов жидких продуктов фракционирования. Моделирование позволяет на количественном уровне проследить влияние кристаллизации оливина, клинопироксена и плагиоклаза на тренды составов моделируемых жидкостей. По данным расчетов в [Ozerov, 1993] была составлена таблица, в которой в последовательности формирования (от высокомагнезиального до высокоглиноземистого) были приведены химические составы магматического вещества, составы и объемы минеральных фаз, а также температуры и давления, соответствующего этапу развития поднимающегося расплава.

Следующей цикл ЭВМ-моделирования был проведен с использованием новой «водной» версии программы – КОМАГМАТ-3.0; моделирование проводилось непосредственно авторами этой программы – А.А. Арискиным и Г.С. Барминой. Была представлена оптимальная модель фракционирования Ключевских магм и показано, что для воспроизведения всего спектра пород родоначальный высокомагнезиальный базальтовый расплав должен содержать ~2 мас.% H₂O [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996; Ariskin, 1999; Арискин, Бармина, 2000; Ozerov, 2000].

Важной составляющей работ является контроль результатов расчетов численного моделирования. Он осуществляется сопоставлением рассчитанных модельных составов минералов с составами природных минералов, установленных нами при проведении минералогических и твердофазных исследований.

Особенности представления петрохимических и минералогических графиков в настоящей Главе

I. НАПРАВЛЕНИЕ ТРЕНДОВ. Настоящая работа посвящена генетическому изучению серии пород Ключевского вулкана, поэтому для удобства восприятия информации на всех графиках (петрохимических, геохимических, минералогических и модельных) эволюционные тенденции развития пород и минералов представлены либо снизу вверх – в соответствии с природным направлением движения магматического расплава, либо используется общепринятое направление эволюции – слева направо [Harker, 1909 (С. 122–150); *Петрографический кодекс России*, 2009]. Для того чтобы выдержать выбранное направление, ряд графиков, демонстрирующих изменения химического состава пород или минералов, имеют «обратную» по оси абсцисс шкалу, на которой числовые значения убывают слева направо.

Первым такое изображение составов пород и минералов предложил [Powers, 1955 (С. 82, 83)]. В последующем в известной петрологической монографии [Кокс, Белл, Панкхерст, 1982 (С. 31, 32)] обосновывается правомерность такого направления для базальтовых серий. Для материалов по Ключев-

скому вулкану такой подход впервые был применен при представлении изменения состава в минералах – Mg# в клинопироксене и Fe-составляющей в оливине [Озеров, Хубуня, 1992] и в породах – MgO [Kersting, Arculus, 1994 (С. 82, 83)].

II. ЦВЕТОВОЕ НАПОЛНЕНИЕ ГРАФИКОВ. Для продуктивного представления графиков, отражающих изменения химических составов базальтов-андезитобазальтов, породообразующих минералов и твердофазных включений, каждый тип графиков имеет свой цвет:

1) при рассмотрении химических преобразований, происходящих в магматических расплавах, используется фоновый розовый цвет, соответствующий цветовой тональности магматического расплава; 2) при представлении изменений, происходящих в конкретном минерале, заливка кружков составов на графиках приближена к реальному цвету минерала (Ol – желтый, Сrx – зеленый, Орх – белый и Pl – серый); 3) такой же принцип используется при изображении кристаллических включений – и фоновая заливка поля минерала-хозяина, и цвет кружков включений соответствуют реальным цветам минералов, только что приведенным в пункте 2; 4) типизационные графики, для которых содержание оксида (или их отношения) рассматривается по отношению к SiO₂, имеют общепринятое цветовое наполнение, рекомендованное в [*Петрографический кодекс России*, 2009].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

2.10. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Химические составы пород Ключевского вулкана представлены в **табл. 2.04**, эти данные будут использоваться на петрохимических графиках настоящей Главы. Номера прорывов (побочных извержений) в рассматриваемой **таблице** соответствуют номерам на схеме **рис. 1-09** (см. Глава 1). Для вершинных извержений нумерация не используется, для них указывается год извержения.

Для подавляющего большинства извержений Ключевского вулкана химические составы пород достаточно однородны, поэтому в **табл. 2.04** для каждого извержения (вершинного или побочного) приведен один химический анализ, независимо от того, является ли он средним из нескольких или единичным составом, характеризующим породы извержения. Такое представление позволяет легко сопоставлять

любую точку на графике породообразующих оксидов с составом конкретного извержения Ключевского вулкана в **табл. 2.04**.

Для трех побочных извержений Ключевского вулкана установлены значимые вариации химического состава пород. Это прорывы – Киргурич (1932 г.), Биокось (1932–1933 гг.) [Влодавец, 1940 (С. 61 и 67)] и Билюкай (1938–1939 гг.) [Набоко, 1947а (С. 13 и 57)]. Химические анализы пород этих прорывов представлены в **табл. 2.05 (Приложение), табл. 2.06 (Приложение) и табл. 2.07 (Приложение)**. Обсуждение этих данных будет проведено в **разделе 2-12**.

Для наиболее высокомагнезиального прорыва Булочка все химические анализы пород, выполненные разными исследователями в разные годы, сведены в **табл. 2.08 (Приложение)**. Это извержение произошло 2500–4000 лет назад, по данным [Богоявленская, Брайцева, Жаринов и др., 1985].

Рассмотрим положение пород Ключевского вулкана на классификационных петрохимических гра-

фиках. Данные для построения графиков приведены в **табл. 2.04**. Чтобы лучше представлять положение серии вулкана на нижеприведенных графиках, дополнительно нами введены два обозначения: синяя стрелка указывает на состав базальта прорыва Булочка, имеющего максимальное содержание MgO (12,31 мас.%), и зеленая стрелка – на состав андезибазальта вершинного извержения 1987 г., имеющего минимальное содержание MgO (4,10 мас.%), см. **табл. 2.04**.

На диаграмме зависимости суммы щелочей и кремнезема (**рис. 2-06**) составы пород серии Ключевского вулкана формируют четко выраженное удлиненное поле.

Для пород вулкана диапазон содержания SiO_2 составляет от 51,46 до 55,85 мас.%, а сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$) – от 2,39 до 5,52 мас.%. Небольшая часть пород рассматриваемой серии находится в области базальтов – 4 побочных прорыва, остальные породы относятся к андезибазальтам – 37 побочных прорыв-

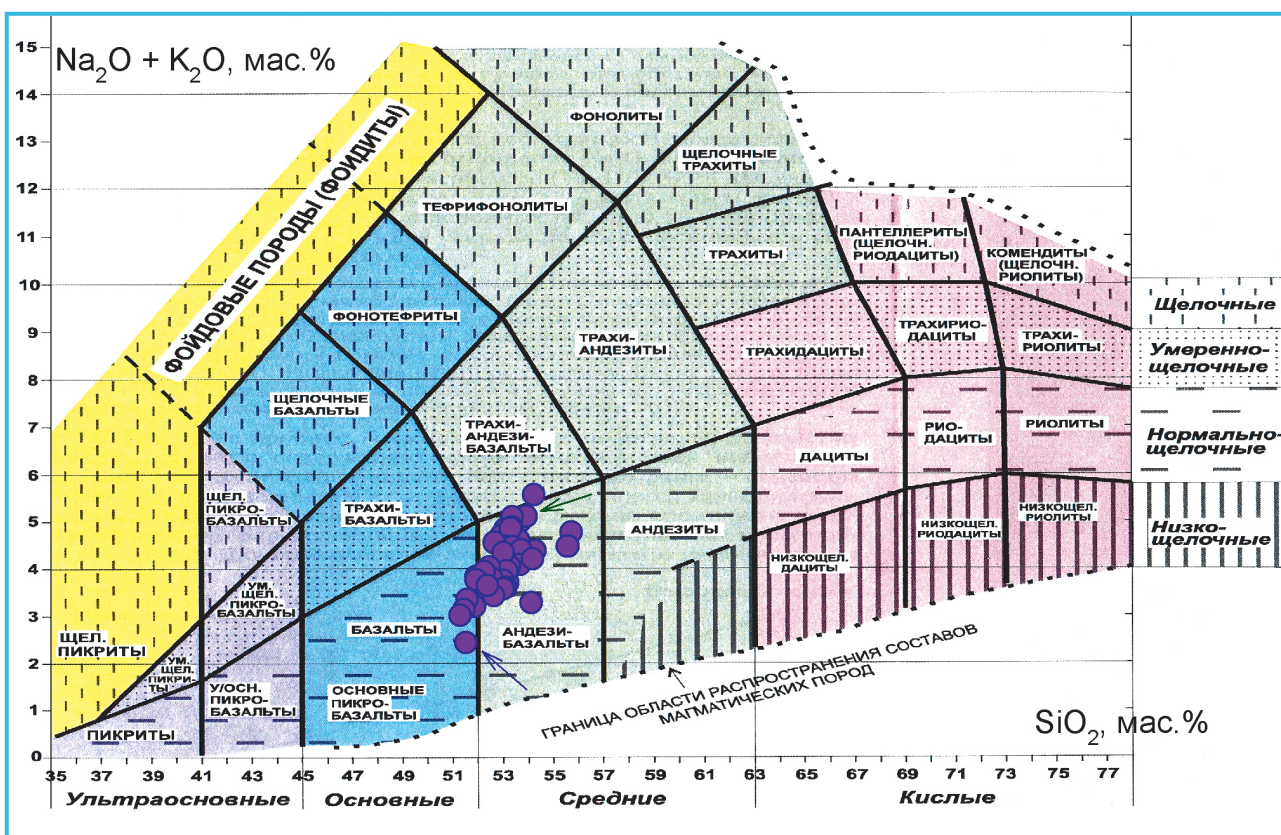


Рис. 2-06. Положения пород Ключевского вулкана на классификационной химической диаграмме суммы щелочей–кремнезема (TAS) [Петрографический кодекс России, 2009].

Породы Ключевского вулкана представлены лиловыми кружками с синей обводкой. Для нанесения составов использованы данные из **табл. 2.04**.

Синяя стрелка указывает на наиболее высокомагнезиальный базальт прорыва Булочка, зеленая – на наиболее высокоглинозистый андезибазальт вершинного извержения 1987 г.

В породах вулкана интервал содержания SiO_2 – 51,46–55,85 мас.% и ($Na_2O + K_2O$) – 2,39–5,52 мас.%

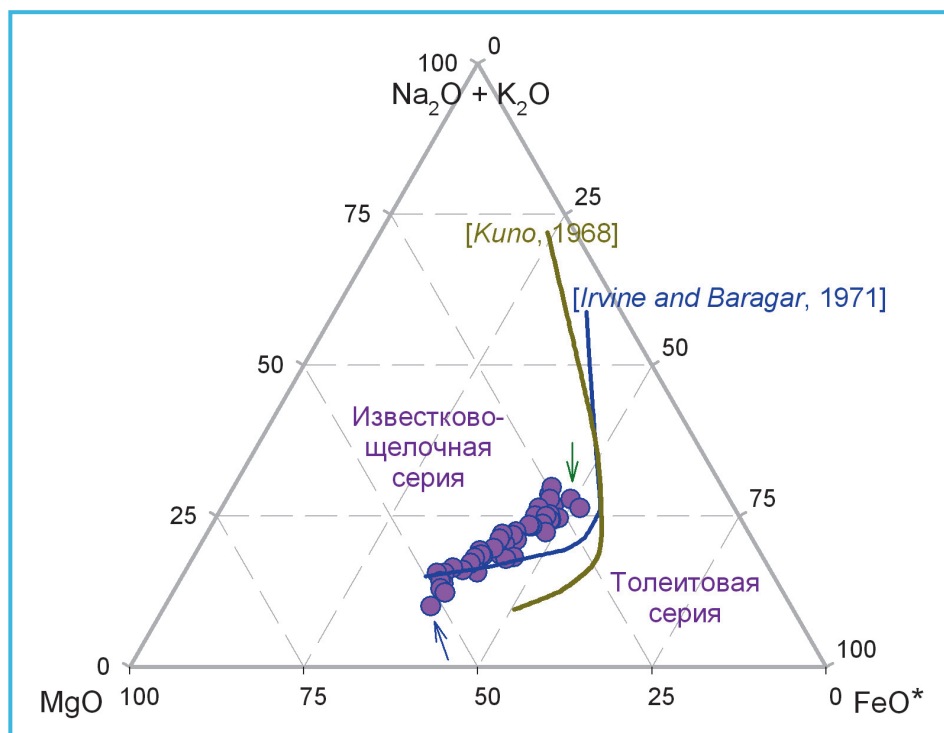


Рис. 2-07. Классификация пород Ключевского вулкана на треугольной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--FeO}^*\text{--MgO}$, по [Kuno, 1968] и по [Irvine, Baragar, 1971].

Условные обозначения см. подпись к рис. 2-06. Содержания оксидов приведены в мас. %

вов и все вершинные извержения. По сумме щелочей представляемая серия находится в поле нормально щелочных пород, доходя до умеренно-щелочных трахиандезибазальтов в верхней своей части.

С учетом данных [Волынец, Колосков, 1976 (С. 13–14)], представленных на рис. 2-02 – 2-03, это камчатская магматическая серия с наиболее коротким диапазоном содержаний оксидов, находящаяся в области наиболее распространенных пород. При этом отметим, что в научной литературе относительно генезиса рассматриваемой серии имеется наибольшее количество представлений.

На треугольной диаграмме суммы щелочей, железа и магния (рис. 2-07) серия пород Ключевского вулкана образует хорошо выраженное протяженное поле. По представлениям [Kuno, 1968], соответствующая зеленая разделительная линия в поле треугольника, породы вулкана располагаются в известково-щелочной области. Согласно типизации [Irvine, Baragar, 1971], синяя разделительная линия на рисунке, магматическая серия вулкана находится в поле как толеитовых (несколько наиболее магнезиальных составов пород серии), так и известково-щелочных пород (большая часть серии).

Рассмотрим положение магматической серии вулкана на классификационной диаграмме железо-маг-

ниевого отношения к содержанию кремнекислоты (рис. 2-07). Хорошо видно, что большая часть составов пород вулкана находится в известково-щелочной области, а меньшая – верхняя треть серии – попадает в толеитовую область. При этом породы в равных долях попадают и в низко-, и в умеренно-железистую области.

Обратим внимание на классификационные противоречия. Две только что рассмотренные диаграммы – и [Irvine, Baragar, 1971] рис. 2-07, и [Miyashiro, 1974] рис. 2-08 – демонстрируют, что породы Ключевского вулкана находятся в областях известково-щелочных и толеитовых серий. При этом в поле толеитовой серии по [Irvine, Baragar, 1971] попадает более магнезиальная часть серии пород (см. синяя стрелка), которая по [Miyashiro, 1974] находится в поле известково-щелочной серии и, наоборот, толеитовая составляющая серии по [Miyashiro, 1974] относится к известково-щелочной серии по [Irvine, Baragar, 1971].

Представленные разногласия приведены не только чтобы показать противоречие между классификационными признаками, но и для того, чтобы при сопоставлении пород Ключевского вулкана с базальтоидами других вулканических регионов учитывать возможные терминологические несоответствия. Не детализируя допущения условий применения клас-

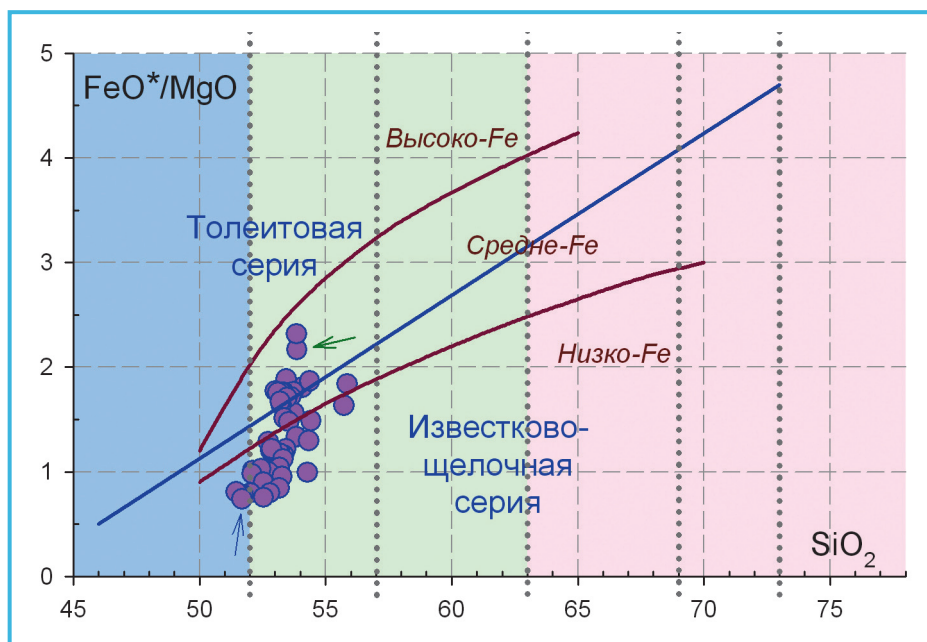


Рис. 2-08. Классификация пород Ключевского вулкана с использованием диаграммы отношение FeO^*/MgO – SiO_2 , по [Miyashiro, 1974] и по [Arculus, 2003].

Условные обозначения см. подпись к 2-06. Пунктирные границы между типами пород и цветное наполнение графика приведены по [Петрографический кодекс России, 2009]. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,9)$. Дискриминационные линии и названия петрохимических областей приведены: синим цветом по [Miyashiro, 1974] и коричневым – по [Arculus, 2003]. Содержания оксидов даны в мас. %

сификационных диаграмм, обсуждаемых на протяжении всей истории исследования островодужных систем, продолжим рассмотрение положения серии пород Ключевского вулкана с использованием более определенных классификационных признаков.

Применение диаграммы [Peacock, 1931], в которой название серии пород определяется областью пересечения двух трендов изменения химических составов $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 и CaO – SiO_2 , имеет в нашем случае ограничение. Это обусловлено тем, что для Ключевского вулкана характерна магматическая серия с коротким диапазоном содержаний оксидов, и пересечение трендов рассматриваемых составов не происходит (рис. 2-09). Однако, если учитывать направления трендов (см. линии регрессии на графике) и точку их пересечения, то тенденция к типизации видится достаточно определено, и по критерию Пикко породы Ключевского вулкана могут быть отнесены к известково-щелочной серии.

На диаграмме отношения SiO_2 и K_2O (рис. 2-10) хорошо видно, что породы Ключевского вулкана образуют компактное поле в области среднекалиевых базальтов-андезибазальтов.

После того, как породы Ключевского вулкана рассмотрены нами на базовых петрохимических диаграммах, разберем положение пород вулкана на

созданной для Камчатского региона классификационной диаграмме. В середине семидесятых годов ведущие петрологи Камчатки, опираясь на опыт зарубежных ученых [Kuno et al., 1957; Куно, 1972б; Jakes, White, 1972], специально для базальтоидов – наиболее распространенных пород полуострова – предложили классификационную диаграмму [Вольнец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976 (С. 116 и 122)]. Они обобщили массив петрологических данных по Камчатке и сочли необходимым разделить базальтоиды на магнезиальные и глиноземистые. В результате ими была предложена диаграмма, на которой, кроме типизации пород по содержанию K_2O , было проведено разделение пород на магнезиальные и глиноземистые подтипы, граница между подтипами была проведена по величине индекса Куно (SI), равной 36,5 (рис. 2-11).

Индекс Куно в современной петрологической литературе для типизации пород не используется. Мы предлагаем рассматривать породы Ключевского вулкана в зависимости от содержания MgO (информативного индикаторного оксида базальтоидов) и при этом сохранять границу между подтипами пород, предложенную в [Вольнец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976]. Автором настоящей работы дополнительно на график введена еще одна ось абсцисс (MgO),

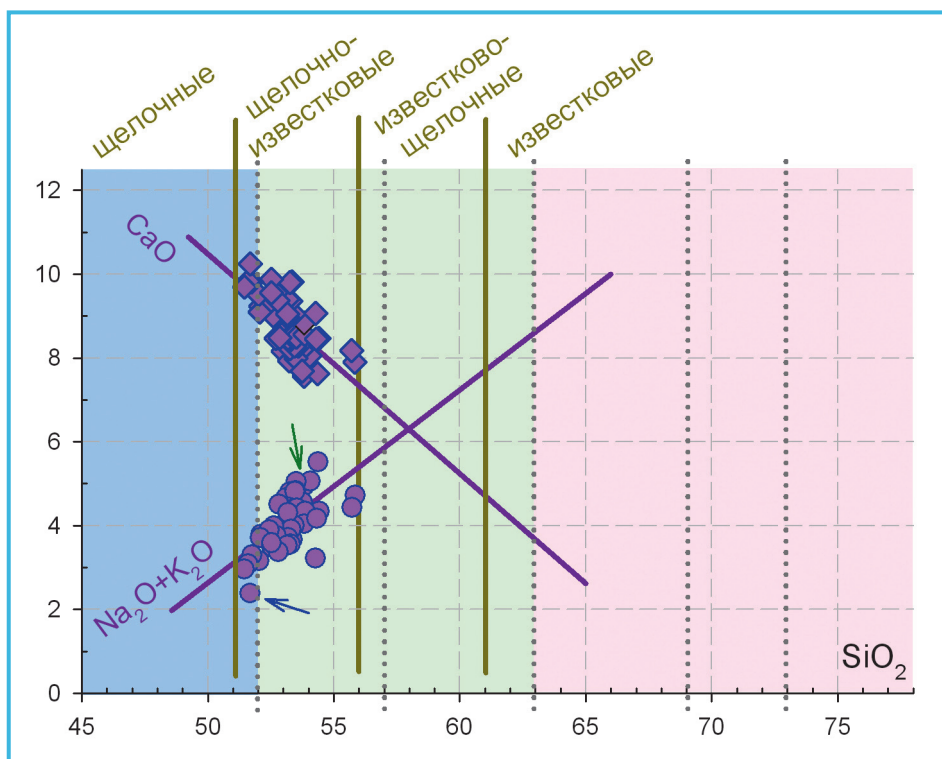


Рис. 2-09. Классификация серии пород Ключевского вулкана с использованием пересечения двух линий регрессии $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ и $\text{CaO}-\text{SiO}_2$, по [Peacock, 1931].

Условные обозначения см. подпись к рис. 2-06 и 2-08. Содержание CaO в породах вулкана представлено на графике развернутыми квадратами, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – лиловыми кружками. Содержания оксидов приведены в мас. %.

Интервалы содержаний SiO_2 в совокупности с областями пересечения трендов определяют название серии пород

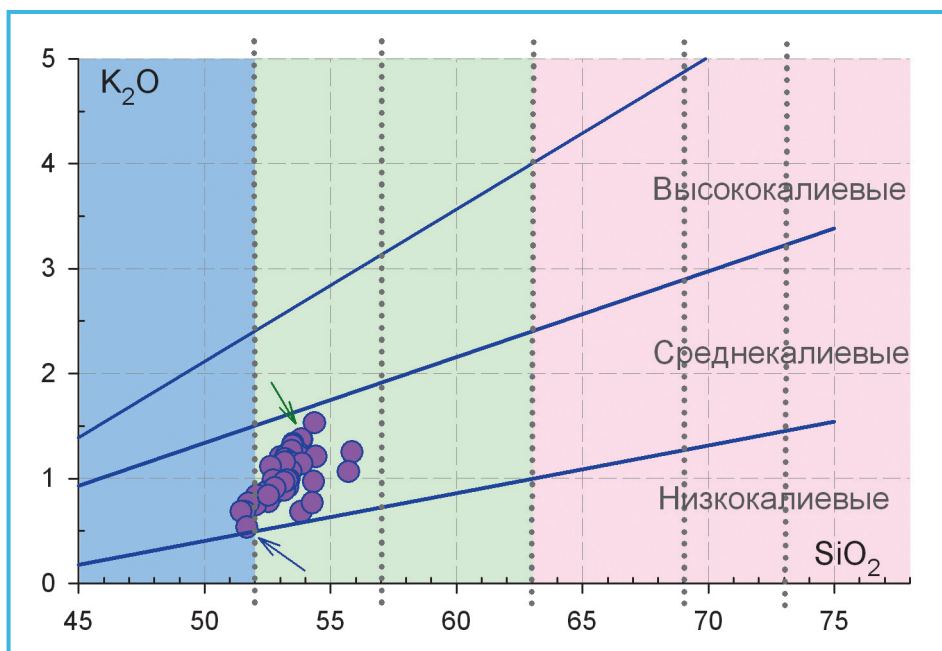


Рис. 2-10. Классификация пород Ключевского вулкана в координатах $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, по [Gill, 1981].

Условные обозначения см. подпись к рис. 2-06 и 2-08. Содержания оксидов приведены в мас. %

см. **рис. 2-11**, для сопоставления одних и тех же данных, представленных в горизонтальных координатах SI и MgO . Теперь составы серии пород Ключевского вулкана могут быть представлены в двух вариантах: в зависимости от содержания MgO – лиловые кружки и в зависимости от индекса Куно – серые крестики. Значения по осям SI и MgO подобраны нами таким образом, что крайние точки серии – наиболее магнезиальные (синяя стрелка) и наиболее глиноземистые (зеленая стрелка) – накладываются друг на друга. Существенных различий между полями фигуративных точек, нанесенных крестиками и кружками, нет. Это позволяет использовать для критериев типизации вместо индекса Куно значения содержания MgO в породе. Хорошо видно, что предложенная камчатскими петрологами граница между магнезиальным и глиноземистым подтипом пород ($SI = 36,5$) фактически соответствует содержанию в породе $MgO = 8$ мас.%. Это значение, впервые предложенное для всей Камчатки и конкретно для Ключевского вулкана [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976 (С. 116 и 122)], будет использовано в настоящей работе.

Суммируем представление о критериях типизации. Магматическая ассоциация пород Ключевского вулкана является однородной базальт-андезибазальтовой серией, которая характеризуется коротким диапазоном SiO_2 – 51,46–55,85 мас.% [Волынец, Колосков, 1976]. Рассматриваемые породы относятся к известково-щелочному типу [Peacock, 1931; Kuno, 1968; Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976] и лежат в поле нормальной щелочности, средней калиево-железистости по [Петрографический кодекс России, 2009; Gill, 1981; Arculus, 2003]. При этом отметим, что крайняя левая часть серии – это один из самых редких по распространенности типов пород, который у многих исследователей ассоциируется с высокомагнезиальными мантийными выплавками. А крайняя правая часть серии пород Ключевского вулкана относится к самому распространенному на Камчатке типу пород – высокоглиноземистым андезибазальтам, происхождение которых является предметом дискуссии до настоящего времени.



Рис. 2-11. Сравнительная типизационная диаграмма зависимости K_2O – SI и K_2O – MgO для пород Ключевского вулкана.

Классификационные границы в координатах K_2O – SI для разделения базальтов и андезибазальтов Курило-Камчаткой зоны на типы и подтипы, по [Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976 (С. 116 и 122)].

Серые крестики – зависимость содержания K_2O по отношению к SI , лиловые кружки – K_2O – MgO . Значения по осям SI и MgO подобраны таким образом, чтобы серия пород Ключевского вулкана в обоих случаях имела единый горизонтальный диапазон.

Химические анализы – см. **табл. 2.04**.

SI – индекса затвердевания/кристаллизации Куно ($SI = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$) [Kuno et al., 1957]

2.11. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД В БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВОЙ СЕРИИ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

После того, как было показано положение серии пород Ключевского вулкана на основных классификационных диаграммах, проведем типизацию пород внутри самой базальт-андезибазальтовой серии вулкана. При этом следует учитывать, что высокоглиноземистые базальтоиды являются доминирующим типом пород Камчатки, поэтому для проведения типизации будет также рассмотрен общий петрохимический тренд вулканических пород полуострова.

К началу 90-х годов в результате экспедиционных исследований для серии пород Ключевского вулкана был установлен полный спектр составов (мас.%) – от наиболее магнезиальных SiO_2 – 51,46, MgO – 12,31, Al_2O_3 – 13,24 до наиболее глиноземистых SiO_2 – 55,85, MgO – 4,10, Al_2O_3 – 18,89 (см. **табл. 2.04**). При описании базальтоидов вулкана петрологи постоянно сталкивались с необходимостью типизации пород внутри серии. Несмотря на это, за всю историю изучения Ключевского вулкана не было принято единой классификации, и до настоящего времени разные исследователи одни и те же породы относят к различным петрохимическим подтипам (**табл. 2.09**). Применяется 2-, 3- и 4-членное деление серии. Используются одни и те же названия типов пород для разных вариаций содержания MgO . И более того, одни и те же петрологи в публикациях близких годов или даже одного года используют разные названия для одних и те же подтипов пород.

Такая ситуация обусловлена тем, что это монотонная серия и четких границ между породами не существует. В петрохимическом плане как в России [*Петрографический кодекс России, 2009*], так и за рубежом нет четкого, устоявшегося подразделения базальтоидов в пределах известково-щелочных ассоциаций. При этом большинство исследователей считают, что такое подразделение должно быть, и в качестве главного критерия типизации рассматривают содержание оксида магния или магнезиальность (функцию отношения магния и железа).

Впервые системная классификация химических составов пород внутри серии Ключевского вулкана была проведена в работе [*Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995*]. Использовалась методика иерархической петрохимической типизации магматических

пород, разработанная на кафедре геохимии МГУ проф. А.А. Ярошевским с сотрудниками. Эта методика была реализована А.А. Арискиным и Г.С. Барминой в виде компьютерной программы ПЕТРОТИП, позволяющей идентифицировать области сгущения составов в пространстве заданной размерности, отвечающей числу выбранных для классификации петрогенных оксидов.

По этой методике была выполнена типизация для выборки из 242 составов пород Ключевского вулкана с использованием содержаний 10 петрогенных оксидов в качестве базовых параметров. Составы вулканитов были подразделены на четыре группы (**табл. 2.10**): высокомагнезиальные (15 образцов), магнезиальные (46), глиноземистые (50) и высокоглиноземистые (131) базальты [*Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995*]. В полученной петрохимической классификации исследуемая серия вулканитов достаточно определенно подразделяется на четыре подтипа с учетом уже сложившейся у большинства исследователей терминологии, сохраняется последовательная однородность в употреблении терминов.

Последующее использование представленной типизации, однако, показало и определенные ограничения при ее применении. Они обусловлены тем, что между подтипами пород не были проведены конкретные петрохимические границы. Отсутствие границ осложняет рассмотрение пород не только внутри серии Ключевского вулкана, но и затрудняет сопоставление их с породами других вулканов.

Для того чтобы сделать подход к типизации пород Ключевского вулкана универсальным, мы рассмотрели изучаемые нами породы вулкана и общекамчатский петрохимический тренд изменения химического состава пород вулканов Камчатки. На **рис. 2-12** представлены химические составы пород вулканов Камчатки, использована база данных GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>). Определенно проявляются два последовательных тренда развития серий пород Камчатки. Рассмотрим их в направлении слева направо. Первый, базальт-андезибазальтовый тренд, – это полого наклоненное, расширяющееся поле фигуративных точек (MgO от

Таблица 2.09

**Названия петрохимических подтипов пород Ключевского вулкана
и соответствующие им интервалы содержания MgO (мас.%) в породе,
используемые в литературных источниках разными исследователями**

Литературный источник	Петрохимические подтипы базальтов-андезибазальтов				
	Высоко-магнезиальный	Магнезиальный	Промежуточный	Глиноземистый	Высоко-глиноземистый
[Леонова, Кирсанов, 1974 (С. 881)]		Используется термин оливиновые толеиты (9–7)			5,73 _{сред.}
[Волынец, Ермаков, Кирсанов, Дубик, 1976]		>8		8>	
[Кирсанов, Марков, 1979 (С. 88)]	Употреб. в тексте	Употреб. в тексте	Употреб. в тексте		5–4
[Хренов, Антипин, Чувашева, Смирнова, 1989]	Употреб. в тексте	10–8	Употреб. в тексте	6–5	Употреб. в тексте
[Озеров, Хубуная, 1992]	12,0–7,0		7,0–6,0	6,0–4,5	Употреб. в тексте
[Хубуная, Богоявленская и др., 1993]	12–10	10–7			Употреб. в тексте
[Kersting, Arculus, 1994]	≥7				7≥
[Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995]	11,55 (0,43)	8,58 (0,65)		6,89 (1,00)	5,24 (0,34)
[Хренов, Маханова, Богатилов, Плате, 2002]	12–8	8–6		6–4,5	Употреб. в тексте
[Плечов, 2008]	Употреб. в тексте				Употреб. в тексте
[Миронов, 2009] Автореферат	>10	10–7		Глиноземистый в АиР нет	7>
[Миронов, 2009] Диссертация	>10	10–7		7–4	Употреб. в тексте
[Хренов, 2011]	12–9	8–6		5–4	Употреб. в тексте
[Чурикова, Гордейчик, Иванов, 2012]	Употреб. в тексте	Умеренно-магнезиальные базальты (УМБ)			Употреб. в тексте
[Озеров, 2016]	12,31–10,00	10,00–8,00		8,00–6,00	6,00–4,00

Примечание. В таблице в 5-ти вертикальных столбцах приведены названия используемых в литературе подтипов пород Ключевского вулкана. Жирным шрифтом даны указанные в публикациях интервалы составов MgO (мас.%). В строке [Арискин и др., 1995] приведены средние содержания MgO (мас.%) и стандартные отклонения, рассчитанные по программы ПЕТРОТИП. В нижней строке таблицы представлены интервалы составов пород, предлагаемые автором настоящей работы. Обоснование выделения этих интервалов приводится в конце раздела.

Для тех случаев, когда исследователи не определяют пограничные условия использования термина, но употребляют его в тексте публикации, в соответствующей ячейке указано – «Употреб. в тексте».

~13 до 4 мас.% и SiO₂ от 45–50 до 45–57 мас.%), второй, андезит-дацит-риолитовый, – круто наклоненное поле составов пород (MgO от 4–5 до 0,0 мас.% и SiO₂ от 50–57 до ~82 мас.%).

На графике (рис. 2-12) породы Ключевского вулкана (лиловые кружки) находятся в базальт-андези-

базальтовом поле магматических пород Камчатки. Обратим внимание на содержание SiO₂ (ось ординат): для пород Ключевского вулкана – 51,46–55,85 мас.%, а для пород Камчатского полуострова ~45–82 мас.%. Хорошо видно, что интервал содержания SiO₂ в составе пород Ключевского вулкана перекрывает ~12%

Таблица 2.10

**Химический и нормативный составы петрохимических подтипов базальтов
Ключевского вулкана**
по [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995]

Компоненты, мас.%	Петрохимический подтип			
	I	II	III	IV
	Высоко- магнезиальный	Магнезиальный	Глиноземистый	Высоко- глиноземистый
	базальт	базальт	базальт	базальт
	15*	46*	50*	131*
SiO ₂	51,76 (0,34)	53,39 (0,55)	53,22 (0,78)	53,50 (0,48)
TiO ₂	0,86 (0,07)	0,84 (0,11)	0,95 (0,13)	1,09 (0,07)
Al ₂ O ₃	13,86 (0,33)	15,29 (0,55)	16,79 (0,66)	18,26 (0,50)
FeO*	8,83 (0,18)	8,52 (0,24)	8,83 (0,47)	8,67 (0,33)
MnO	0,17 (0,01)	0,17 (0,02)	0,17 (0,04)	0,16 (0,02)
MgO	11,55 (0,43)	8,58 (0,65)	6,89 (1,00)	5,24 (0,34)
CaO	9,73 (0,20)	9,41 (0,30)	8,91 (0,46)	8,22 (0,38)
Na ₂ O	2,47 (0,18)	2,72 (0,24)	3,11 (0,32)	3,45 (0,20)
K ₂ O	0,63 (0,09)	0,90 (0,15)	0,96 (0,19)	1,20 (0,10)
P ₂ O ₅	0,15 (0,02)	0,18 (0,03)	0,18 (0,04)	0,20 (0,04)
Mg/(Mg+Fe)	0,699	0,641	0,580	0,517
Ca/(Ca+Al)	0,561	0,528	0,491	0,450
CIPW, мас.%				
Or	3,72	5,32	5,67	7,09
Ab	20,90	23,01	26,31	29,19
An	24,88	26,86	29,02	30,80
Di	18,18	15,24	11,54	7,20
Hy	17,93	25,04	21,96	21,15
Ol	12,42	2,52	3,28	2,02
Ilm	1,63	1,60	1,80	2,07
Ap	0,36	0,43	0,43	0,47

Примечание. Составы пересчитаны на безводную основу. При расчетах нормативного минерального состава разделение на FeO и Fe₂O₃ не проводилось. FeO* – всё железо в виде FeO.

В скобках приведены стандартные отклонения (1σ).

* Число петрохимических анализов.

CIPW – метод пересчета химического состава породы на нормативный минеральный состав [Cross, Iddings, Pirsson, Washington, 1902].

от полного диапазона SiO₂, характерного для пород Камчатского региона. По этому признаку породы

вулкана относятся к примитивным расплавам, претерпевшим минимальные изменения.

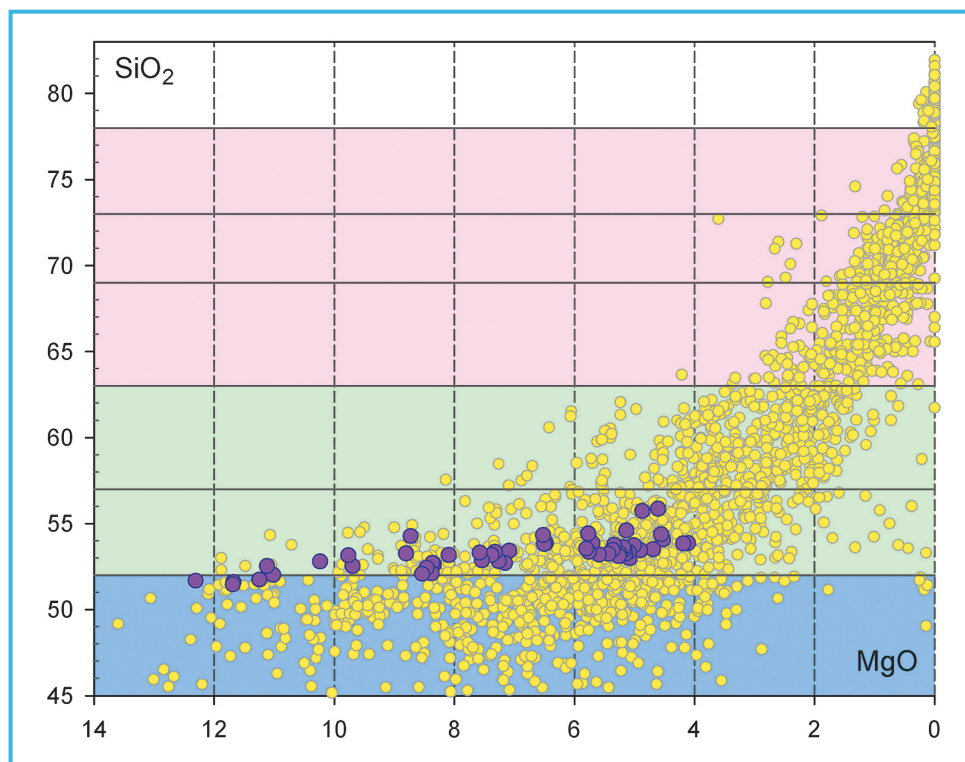


Рис. 2-12. Положение базальт-андезибазальтовой серии пород Ключевского вулкана в пределах общекамчатского петрохимического тренда.

Породы Ключевского вулкана представлены лиловыми кружками, использованы данные из **табл. 2.04**.

Для построения общекамчатского тренда использована база данных GEOROC (*Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*), созданная в Институте химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>). Загружено 3320 химических анализов (на графике кружки желтого цвета) 23 ноября 2013 г., находящихся на сайте – http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Csv_Downloads/Convergent_Margins_comp/KAMCHATKA_ARC.csv, собранных из 150 литературных источников.

Цветовое наполнение поля графика и границы между типами пород представлены по [*Петрографический кодекс России, 2009*].

Содержания SiO_2 и MgO приведены в мас. %.

В конфигурации поля фигуративных точек составов отчетливо выражены две тенденции: базальт-андезибазальтовая (полого наклоненное поле составов, интервал от ~12 до 4 мас. % MgO) и андезит-дацит-риолитовая (круто наклоненное поле составов, интервал от ~4–5 до 0 мас. % MgO)

Теперь рассмотрим вариации составов по оси абсцисс. Для пород Ключевского вулкана содержание MgO изменяется от 12,31 до 4,10 мас. %, а для пород Камчатки ~13 до 0,0 мас. %. Отсюда следует, что по содержанию MgO породы Ключевского вулкана занимают чуть меньше половины интервала составов пород Камчатки. Это наглядно иллюстрирует, что расплавы вулкана прошли значительный путь развития и представляют собой хорошо развитую эволюционную серию.

Исходя из вышеизложенного, отметим своеобразный химический дуализм базальтоидов Ключевского вулкана. По изменению содержания кремнекислоты это примитивная серия, а по вариациям содержания оксида магния это магматическая ассоциация. При-

веденные данные показывают, что для детального изучения характеристик базальт-андезибазальтовых пород Ключевского вулкана, анализа их генетической приуроченности и тенденций развития, в качестве главного отличительного параметра (индикаторного оксида) следует использовать содержание MgO в породе.

Теперь представим те составляющие, которые должны учитываться при проведении типизации пород вулкана: **1** – существующее номенклатурное деление базальтовых и андезибазальтовых пород; **2** – фактически сложившееся четырехчленное деление серии вулкана; **3** – использование MgO в качестве типоморфного оксида магматической серии; **4** – приведенные выше результаты иерархической

петрохимической типизации [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995]; **5** – употребление одних и тех же терминов; **6** – визуальная наглядность проведенных границ; **7** – удобство для сопоставления с другими сериями пород Камчатки.

Исходя из приведенных положений, автор предлагает разделить серию пород вулкана на четыре равных, относительно содержания MgO, интервала, каждый из которых соответствует одному выделенному подтипу пород. Петрохимические границы между подтипами пород предлагается провести по четным числовым значениям содержания MgO – 10, 8 и 6 мас.%. В результате, в пределах базальт-андези-базальтовой серии Ключевского вулкана может быть выделено четыре петрохимических подтипа пород:

Подтипы пород	Аббревиатура	MgO, мас.%	Al ₂ O ₃ , мас.%
Высокоглиноземистые андезибазальты	(ВГ-АБ)	4,00–6,00	17,00–19,00
Глиноземистые андезибазальты	(Г-АБ)	6,00–8,00	16,00–17,00
Магнезиальные андезибазальты	(М-АБ)	8,00–10,00	15,00–16,00
Высокомагнезиальные базальты	(ВМ-Б)	10,00–12,31	13,30–15,00

Предложенная типизации будет использоваться во всех последующих разделах настоящей работы.

2.12. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Рассмотрим петрохимический состав магматической серии Ключевского вулкана. Для построения иллюстративных графиков использованы данные **табл. 2.04**. Еще раз отметим, что породы подавляющего количества побочных и вершинных извержений обладают петрохимической однородностью. Исключение составляют базальтоиды прорывов Киргурич, Биокось и Билукай, о них будет сказано ниже.

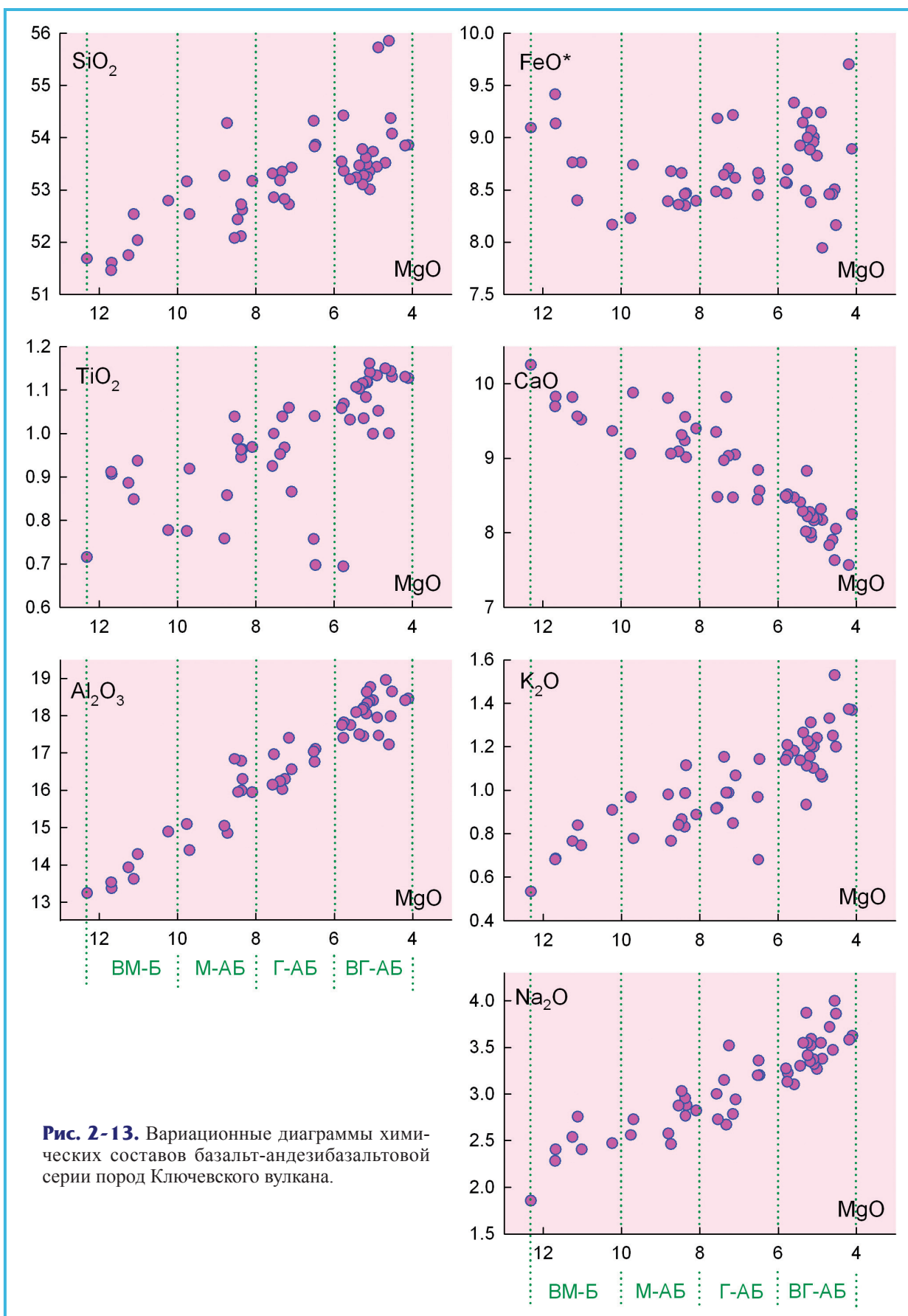
На вариационных диаграммах **рис. 2-13** представлена серия пород Ключевского вулкана; вертикальными точечными линиями на графиках проведены границы между выделенными в предыдущем разделе типами пород – высокомагнезиальными базальтам, магнезиальными, глиноземистыми и высокоглиноземистыми андезибазальтами. Из анализа полей фигуративных точек составов следует, что относительно содержания MgO (12,31–4,10 мас.%) выявляется четкая обратная корреляция содержаний с каждым из оксидов: SiO₂ (51,68–55,85 мас.%), TiO₂ (0,72–1,16 мас.%), Al₂O₃ (13,24–18,96 мас.%), Na₂O (1,85–4,00 мас.%) и K₂O (0,53–1,53 мас.%). Прямая корреляция отмечается только для пары MgO–CaO (10,25–7,57 мас.%). И лишь вариации FeO* (интервал значений 7,94–9,70 мас.%, в среднем 8,7 мас.%) не зависят от изменения концентрации MgO.

На **рис. 2-13** хорошо выражены общие закономерности, характерные для ассоциации пород Ключевского вулкана. На вариационных диаграммах хими-

ческих составов базальт-андезибазальтовой серии пород Ключевского вулкана изменения содержаний Al₂O₃, CaO, Na₂O формируют узкие четкие линейные петрохимические тренды. Такая же тенденция проявляется и с изменением содержаний других породообразующих оксидов – SiO₂, TiO₂, K₂O, несмотря на то, что имеются единичные отклонения значений и поля фигуративных точек несколько «размазаны». На графиках хорошо выражены протяженные, непрерывные поля точек составов, демонстрирующие тенденцию монотонного перехода от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым разностям. Резких ступеней или разрывов нет, это однородная серия. Петрохимическая контрастность для магматической серии Ключевского вулкана нехарактерна.

Теперь рассмотрим особенности поступления представленных типов базальтоидов на дневную поверхность на протяжении истории формирования Ключевского вулкана. Возраст вулкана ~7000 лет [Брайцева, Мелекесцев, Пономарева и др., 1994]. Возрастные характеристики побочных прорывов по [Богоявленская, Брайцева, Жаринов, Пономарева и др., 1985]. Содержание MgO см. в **табл. 2.04**. Приведем несколько примеров:

- высокомагнезиальные базальты – прорыв Новограбленова (MgO – 11,02 мас.%), извергались более 4 тыс. лет назад, и прорыв Биокось (MgO – 10,23 мас.%), 1932 г.;



- магнезиальные андезибазальты – прорыв Подкова (MgO – 8,09 мас.%), извергались более 4 тыс. лет назад, и прорыв Туйла (MgO – 8,80 мас.%), 1932 г.;

- глиноземистые андезибазальты – прорыв Лепешка (MgO – 6,50 мас.%), образовались в интервале 4–2,5 тыс. лет назад, и прорыв Невидимка (MgO – 6,47 мас.%), 1938 г.;

- высокоглиноземистые андезибазальты – конус О (Кулакова) (MgO – 5,34 мас.%), извергались 500 лет назад, и прорыв Предсказанный (MgO – 5,24 мас.%), 1983 г.

Следует добавить, что этот тип пород составляет главную постройку Ключевского вулкана, во всяком случае, ту часть, постройки, которую удалось изучить исследователям в эрозионных врезках. Это позволяет полагать, что поступление высокоглиноземистых базальтов в процессе вершинных извержений происходило, по крайней мере, несколько тысячелетий.

Приведенные данные показывают, что на протяжении последних нескольких тысяч лет истории извержений Ключевского вулкана на поверхность поступали все рассматриваемые четыре типа пород.

Дополнительно остановимся на вариациях состава пород, характерных для хорошо изученного современного этапа деятельности вулкана. Рассмотрим базальтоиды, поступившие на поверхность с 1932 по 1987 г. Диапазон содержания MgO этих вулкаников от 10,23 мас.% (прорыв Биокось 1932–1933 г.) до 4,10 мас.% (вершинное извержение 1987 г.), см. **табл. 2.04**. Хорошо видно, что за короткий геологический период времени (55 лет) на поверхность поступил весь характерный для Ключевского вулкана спектр базальтоидов – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых.

Рассмотрение приведенных данных наглядно иллюстрирует, что все разнообразие составов от ВМ-Б до ВГ-АБ проявляется в извержениях вулкана, с одной стороны, на длинном временном интервале – несколько тысяч лет, с другой – на коротком – 55 лет. Это доказывает, что в питающей системе Ключевского вулкана продолжительное время могут одно-

временно генерироваться и существовать все рассматриваемые типы базальтоидов. Исходя из этого, можно говорить о стабильности магмогенерирующей системы, которая должна обеспечиваться существованием определенного устойчивого механизма, отвечающего за все разнообразие пород вулкана.

Теперь остановимся на еще одном, редко проявляющемся, но важном свойстве магмогенерирующей системы вулкана – на изменчивости химического состава пород в ходе одного извержения. Такое явление было впервые описано для трещинного извержения Билукай [*Набоко, 1947а*] и для двух побочных прорывов, входящих в состав извержений группы Туйла [*Хренов и др., 1989*]. Рассмотрим подробнее данные в приведенных работах.

Побочное извержение Туйла, 1932–1933 гг., представлено тремя крупными, близкорасположенными лавовыми потоками, последовательно изливавшимися из разных эруптивных центров. Для двух из них установлены изменения в химическом составе пород. Поток Киргурич – состав лав по содержанию MgO менялся от 7,65 мас.% в первых порциях до 9,76% в конечных порциях извержения (**табл. 2.05, Приложение**). Поток Биокось – содержание MgO в породе менялось от 7,59 мас.% в первых порциях до 10,23 мас.% в заключительных порциях извержения (**табл. 2.06, Приложение**).

Побочное извержение Билукай, 1938–1939 гг., представлено десятью эруптивными центрами, линейно расположенными в пределах высот 900–1800 м. Состав пород по содержанию MgO изменялся от 5,57 мас.% в начале извержения до 8,30 мас.% в конце (**табл. 2.07, Приложение**).

Приведенные в **таблицах 2.05–2.07 (Приложение)** данные по трем прорывам с изменяющимися составами формируют короткие тренды, которые не выходят за пределы интервала петрохимических трендов Ключевского вулкана. По количеству изверженных продуктов эти прорывы относятся к наиболее крупным современным побочным извержениям Ключевского вулкана: Билукай – 0,31 км³ и группа Туйлы – 0,09 км³ [*Хренов и др., 1991*]. Приведенные данные показывают, что во время наиболее крупных

Границы между петрохимическими типами пород приведены точечными вертикальными линиями.

Содержания оксидов приведены в мас.%. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,9)$.

Для построения графиков использованы данные **таблицы 2.04**.

Каждый лиловый кружочек соответствует химическому составу (среднему или единичному) одного побочного или вершинного извержения.

ВГ-АБ – высокоглиноземистые андезибазальты (4,00 до 6,00 мас.% MgO);

Г-АБ – глиноземистые андезибазальты (6,00–8,00 мас.% MgO);

М-АБ – магнезиальные андезибазальты (8,00–10,00 мас.% MgO);

ВМ-Б – высокомагнезиальные базальты (10,00–12,31 мас.% MgO)

побочных прорывов Ключевского вулкана химический состав пород менялся в сторону повышения содержания MgO .

При обсуждении вопроса о преобразовании магматического расплава Ключевского вулкана следует учитывать те минеральные фазы, которые в процессе фракционирования могут обеднять или обогащать расплав теми или иными петрогенными оксидами. Чтобы в общем виде представить причины, определяющие разнообразие пород исследуемой серии, обратимся к **рис. 2-13**. Не детализируя поведение всех пороодообразующих оксидов, отметим два наиболее ярких процесса. Снижение содержания MgO (12,31–4,10 мас.%), можно связать с удалением из расплава мафических фаз, в этом случае магматическая эволюция должна идти в направлении от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым разностям. Другая модель может быть получена при рассмотрении поведения Al_2O_3 . Уменьшение содержания этого компонента от 18,96 до 13,24 мас.% дает возможность говорить о плагиоклазе, как о ведущей фазе фракционирования. В этом случае направление эволюции должно иметь альтернативный характер – от высокоглиноземистых к высокомагнезиальным базальтоидам.

Для выбора направления эволюции полезным представляется сопоставление нормативных минеральных составов – *CIPW* [Cross, Iddings, Pirsson, Washington, 1902] для четырех выделенных петрохимических подтипов пород (**табл. 2.09**). Наиболее характерная особенность в изменении нормативных параметров от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам – это снижение содержания нормативного оливина в 6 раз (12,42–2,02%) и диопсидовой составляющей в 2,5 раза (18,18–7,20%). Изменения в поведении плагиоклазовых компонентов не столь значительны: наблюдается систематическое накопление нормативного альбита в 1,4 раза (20,90–29,19%), нормативного анортита в 1,2 раза (24,88–30,80%), нормативного ортоклаза в 1,9 раза (3,72–7,09%). Вариации в составах нормативного ильменита минимальны – в 1,2 раза (1,63–2,07%).

Представленные данные нормативных составов пород показывают, что основными кристаллизующимися фазами, определяющими процесс преобразования вещества Ключевского вулкана, являются оливин и клинопироксен, а плагиоклазу и магнетиту принадлежит крайне незначительная роль.

В заключении отметим основные особенности пород Ключевского вулкана:

1) магматическая ассоциация пород вулкана является непрерывной базальт-андезитобазальтовой серией, которая относится к известково-щелочному типу. Все породы лежат в поле нормальной щелочности, сред-

ней калиевости, средней железности и представляют собой полный набор базальтоидов, включающий высокомагнезиальные базальты, магнезиальные, глиноземистые и высокоглиноземистые андезитобазальты;

2) высокоглиноземистые андезитобазальты являются резко доминирующим подтипом пород вулкана, они характерны для вершинных и побочных извержений. Глиноземистые, магнезиальные и высокомагнезиальные подтипы пород являются принадлежностью только побочных извержений;

3) породы подавляющего количества побочных и вершинных извержений обладают петрохимической однородностью. Установлены единичные исключения, в составах лав трех побочных прорывов проявлено увеличение оксида магния от начала к концу извержения;

4) ассоциация базальтоидов Ключевского вулкана обладает петрохимическим дуализмом: это базальт-андезитобазальтовая серия на всем полуострове с самым коротким диапазоном содержания SiO_2 и с наиболее протяженным интервалом содержания MgO ;

5) нормативный анализ петрохимических данных показывает, что основными фракционирующими минеральными фазами в процессе преобразования вещества Ключевского вулкана являются оливин и клинопироксен;

6) ассоциация четырех рассматриваемых подтипов пород (ВМ-Б, М-АБ, Г-АБ, ВГ-АБ) характерна для всех интервалов истории Ключевского вулкана (самого молодого эруптивного центра Камчатки ~7000 лет) и, соответственно, указывает на наличие устойчивого механизма, который продолжительное время одновременно генерирует все обсуждаемые подтипы пород.

7) ассоциация четырех подтипов базальтоидов и их петрохимические особенности дают возможность совокупного изучения разных пород и проведения генетических построений.

8) особенности развития пород на Ключевском вулкане – значительное преобладание высокоглиноземистых разностей над другими подтипами пород, отражают тенденцию распределения базальтоидов разного состава в четвертичный период на Камчатке, где наиболее распространенным типом пород являются известково-щелочные высокоглиноземистые плагиобазальты.

В последующих разделах будут рассмотрены геохимические, минералогические данные, результаты твердофазных исследований и выполнено термодинамическое моделирование, которые позволят представить обоснованный сценарий формирования всех подтипов пород Ключевского вулкана.

2.13. ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

Важную информацию о магматической серии Ключевского вулкана содержат данные по распределению элементов-примесей и редкоземельных элементов в породах вулкана. Микроэлементы и их поведение являются хорошими индикаторами процессов, происходящих в магматических расплавах.

В геохимическом плане породы Ключевского вулкана охарактеризованы достаточно детально [Леонова, Кирсанов, 1974; Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989; Kersting, Arculus, 1994; Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Озеров, Арискин, Бармина, Кайл, Карпенко, 1997; Арискин, Бармина, 2000; Dorendorf, Wiechert, Worner, 2000; Churikova, Dorendorf, Worner, 2001; Альмеев, 2005; Turner, Sims, Reagan, Cook, 2007; Хубуная, Гонтовая, Соболев, Низкоус, 2007; Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013].

В настоящем разделе будут представлены два вида геохимических данных. Они охватывают весь спектр составов пород вулкана от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых: 1 – графики отношения концентрации микроэлементов и содержания MgO в породе и 2 – спайдер-диаграммы редких и рассеянных элементов. Первичные геохимические данные, являющиеся основой представляемых графических материалов, опубликованы в [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995; Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013].

На **рис. 2-14** представлены вариации концентраций микроэлементов в зависимости от содержания MgO в породе. Значения MgO охватывают интервал от 12,10 до 4,81 мас.%. При рассмотрении полей парных составов наблюдается четкая прямая корреляция содержаний MgO с концентрацией каждого из элементов Ni, Cr, Sc и обратная корреляция концентрацией элементов Sr, Sm, Yb и Eu. Наиболее значимые изменения концентрации микроэлементов проявлены для Ni – в ~5 раз (от 210 до 40 г/т) и для Cr – в 10 раз (от 580 до 58 г/т).

Рассмотрение графиков на **рис. 2-14** позволяет увидеть ряд важных особенностей пород Ключевского вулкана. Сначала обратим внимание на левую, высокомагнезиальную часть магматической серии. В настоящее время многие исследователи считают, что высокие содержания магния, хрома и никеля в базальтах свидетельствуют о принадлежности этих пород к мантийным выплавкам. Для вулканов Камчатки это положение впервые было представлено в статье [Волынец, Мелекесцев, Пономарева, Ягодзински, 1998], где обсуждалось, что базальты с содержа-

нием MgO > 10 мас.%, Cr > 500 г/т и Ni > 150–200 г/т должны быть равновесны с мантийным перидотитом. Сходные содержания указанных элементов присущи высокомагнезиальным базальтам Ключевского вулкана (см. **рис. 2-14**). Это позволяет предполагать, что они являются родительскими расплавами для всей серии пород вулкана.

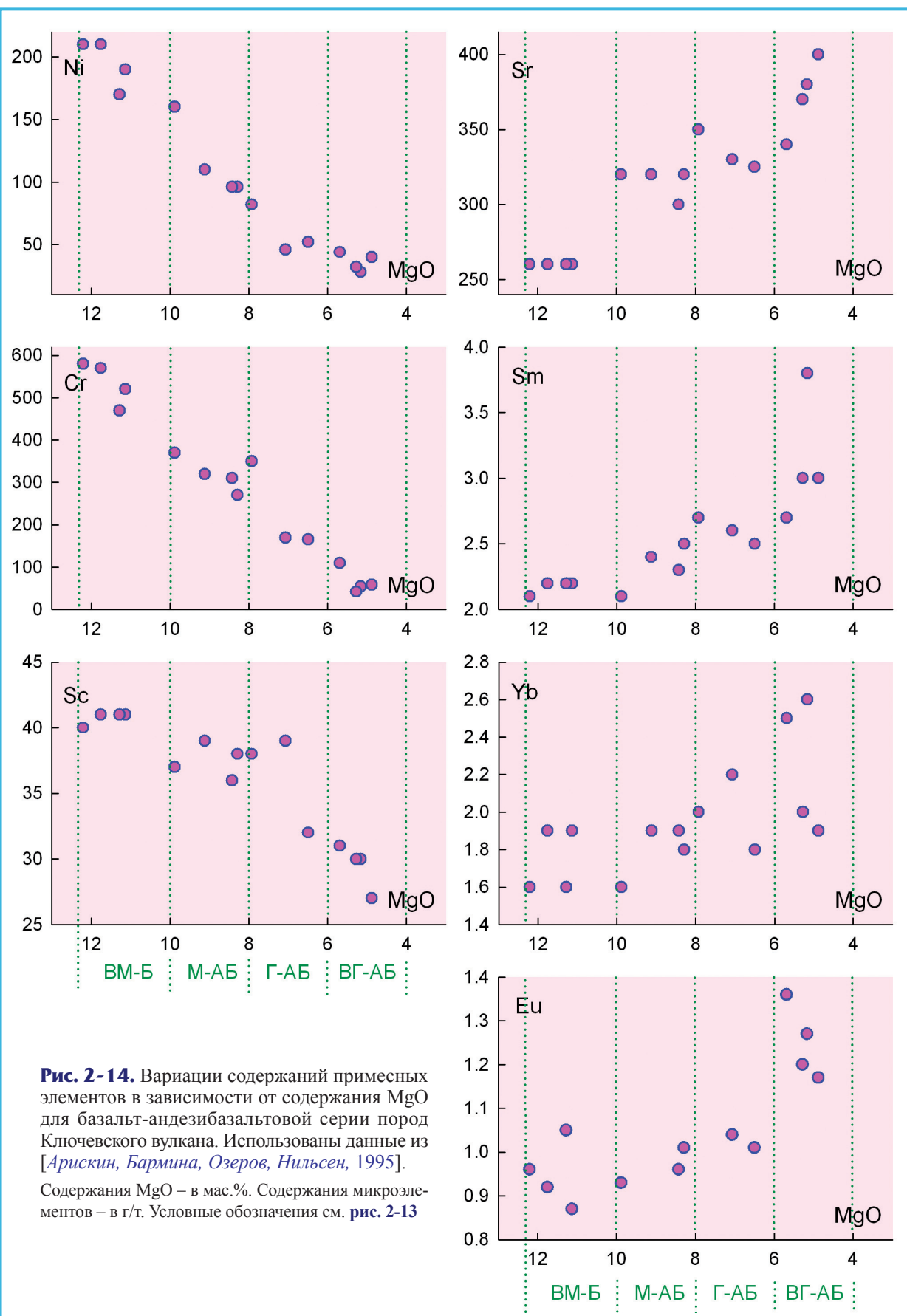
Теперь обратимся непосредственно к геохимическим трендам, иллюстрирующим изменения микроэлементного состава при переходе от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтоидам (см. **рис. 2-14**). Узкие прямолинейные тренды позволяют сделать предположение о существовании однонаправленного магматического процесса, определяющего равномерный характер изменения содержания микроэлементов в породе в зависимости от содержания MgO.

В рамках концепции кристаллизационной дифференциации уменьшение содержания никеля в рассматриваемом ряду базальтов (см. **рис. 2-14**) объясняется его соосаждением в высокомагнезиальном оливине и уменьшением его концентраций в низкомагнезиальных оливинах. Данные по содержанию никеля в оливине будут приведены ниже, в **разделе 2.15.2.3**.

Уменьшение содержания хрома в рассматриваемом высокомагнезиальном-высокоглиноземистом ряду пород хорошо (см. **рис. 2-14**) согласуется с обогащением этим элементом ранних, высокомагнезиальных клинопироксенов и последующим плавным уменьшением его содержания в железистых разновидностях этого минерала, а также накоплением содержания хрома в хромшпинелидах (сокристаллизующихся с высоко- и среднефорстеритовыми/магнезиальными оливинами и клинопироксенами). Данные по содержанию хрома в Crx и в Sr будут приведены в **разделах 2.15.2.1** и в **2.16.2**.

Затронув тему микроэлементов в минералах, нельзя обойти вниманием наиболее распространенный порообразующий минерал высокоглиноземистых андезибазальтов – плагиоклаз. Весьма показательно распределение стронция и европия (см. **рис. 2-14**), которые изоморфно входят в состав плагиоклаза. Увеличение содержания этих элементов показывает, что при формировании рассматриваемой серии пород плагиоклаз из расплава не удаляется.

Таким образом, распределение элементов-примесей согласуется с вышеизложенной концепцией



о происхождении высокоглиноземистых андезибазальтов вследствие эволюции высокомагнезиального расплава.

Не противоречат этому и данные по распределению редкоземельных элементов в тех же образцах, которые анализировались на элементы-примеси. На **рис. 2-15a** приведена спайдер-диаграмма, демонстрирующая изменение концентрации элементов семейства лантаноидов. Нормирование элементов выполнено по наиболее примитивному высокомагнезиальному базальту вулкана – прорыву Булочка (см. **раздел 2.9** «Методика...»). В правой части рисунка в вертикальной колонке синим цветом показано содержание MgO в породе, для которой представлен конкретный микроэлементный спектр.

Анализ конфигураций спектров показывает наличие тенденции к постепенному возрастанию концентрации редкоземельных элементов от высокомагнезиальных базальтоидов к высокоглиноземистым. На фоне общего повышения концентрации наблюдается изгиб спектров в сторону обогащения легкими элементами (La–Sm). Этот изгиб начинает проявляться у магнезиальных андезибазальтов (кружки и треугольники коричневого цвета), увеличивается в области глиноземистых (лиловый цвет) и приобретает максимальные значения у высокоглиноземистых андезибазальтов (зеленый цвет). Скорость увеличения концентрации легких элементов (La–Sm) больше, чем у тяжелых (Gd–Lu); хорошо видно, что темп накопления в расплаве La и Ce – крайних легких членов редкоземельного ряда – в 2 раза выше, чем у всех тяжелых элементов.

Такое поведение элементов удобно интерпретировать с учетом коэффициентов распределения ($K_{P(M-P)}$) лантаноидов между минеральными фазами, характерными для пород Ключевского вулкана (Ol, Cpx, Opx, Pl), и расплавом. Для сопоставления использованы данные для базальтов и андезибазальтов, опубликованные в [Rollinson, 1993 (С. 116)], они приведены на **рис. 2-15б**.

Все элементы на обсуждаемом рисунке от La до Lu являются несовместимыми с Ol, Cpx, Opx, Pl, и фракционирование любого из них обязательно должно приводить к обогащению лантаноидами расплава. При этом хорошо видно, что степень несовместимости различна как для разных частей лантаноидного ряда в пределах конкретного минерала, так и для каждого из четырех рассматриваемых минералов. Например, и в оливине, и в клинопироксене она достигает порядка значения между крайними частями ряда лантаноидов. Значения коэффициентов распределения иттербия и лютеция в оливине и в клинопироксене отличаются на один порядок. А разница между величинами коэффициентов Gd–Lu в Cpx и

La–Sm в Ol достигает двух порядков. Попытаемся разобраться в роли каждого минерала в обогащении расплава рассматриваемыми элементами.

Оливин (см. **рис. 2-15б**, желтые развернутые квадратики). Лантаноиды обладают максимальной степенью несовместимости с Ol. При этом разница значений коэффициентов распределения между легкими (La–Eu) и тяжелыми элементами (Yb и Lu) достигает одного порядка. Из этого следует, что, даже если будет происходить фракционирование только одного оливина, то будет наблюдаться увеличение концентрации лантаноидов от примитивных к более дифференцированным базальтоидам. Причем, в этом случае темп накопления будет значительно выше у легких лантаноидов, чем у тяжелых.

Клинопироксен (см. **рис. 2-15б**, зеленые развернутые квадратики). В целом лантаноиды в Cpx обладают минимальной степенью несовместимости, по отношению к Ol, Opx и Pl. При этом коэффициенты несовместимости большей части элементного состава лантаноидов (Sm–Lu) своими значениями создают субгоризонтальную конфигурацию графика, а наиболее несовместимые Nd, Ce, La плавно опускаются вниз. Отметим, что La в Cpx и Lu в Ol имеют одинаковую величину «несовместимости», то есть легкой своей частью лантаноиды в клинопироксене могут оказывать на расплав такое же влияние, как и тяжелые лантаноиды в оливине. Из этого следует, что при фракционировании Cpx и Ol в равных количествах вклад клинопироксена в обогащение расплава лантаноидами будет значительно ниже, чем оливина. При этом характерным свойством перераспределения элементов между клинопироксеном и расплавом будет повышение содержания легких лантаноидов в спектрах более дифференцированных пород серии.

Ортопироксен (см. **рис. 2-15б**, белые развернутые квадратики). Влияние фракционирования этого минерала на содержание лантаноидов в разных подтипах магматической серии вулкана могло бы быть весьма значительно. Однако предыдущими исследованиями показано, что фенокристаллы ортопироксена не характерны ни для высокоглиноземистых [Озеров, 1993], ни для магнезиальных и высокомагнезиальных [Хубуня, Богоявленский, Новгородцева, Округина, 1993 (С. 50)] пород Ключевского вулкана. Аналогичные данные для всех подтипов пород вулкана представлены в публикации [Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013 (С. 145)]. По сути, ортопироксен является аксессуарным минералом в породах вулкана, поэтому его влияние на распределение лантаноидов в породах должно быть минимально.

Плагиоклаз (см. **рис. 2-15б**, серые развернутые квадратики). При рассмотрении потенциального влияния этого минерала необходимо учитывать два

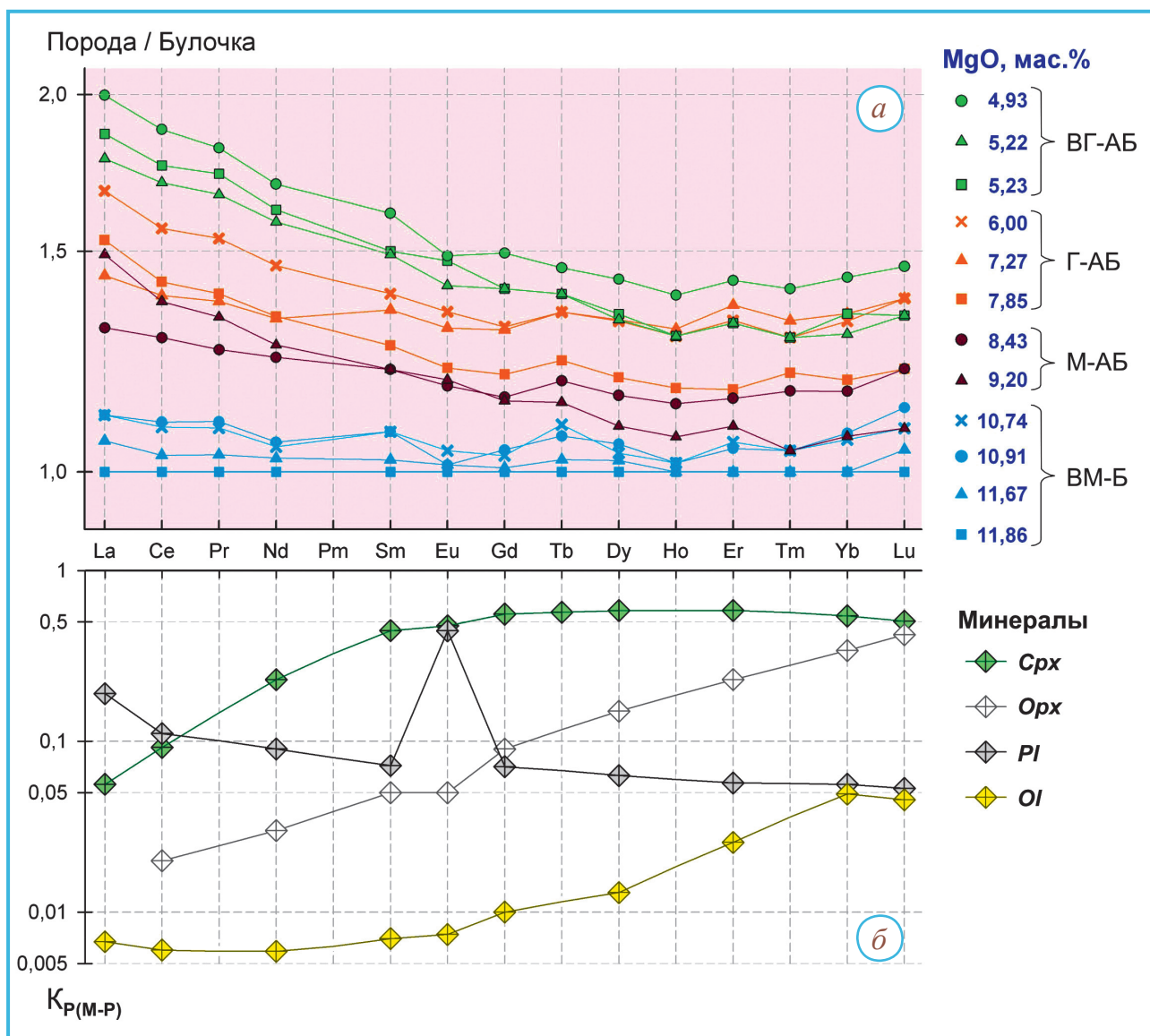


Рис. 2-15. Спектры редкоземельных элементов серии пород Ключевского вулкана (а) и коэффициенты распределения микроэлементов между расплавом и минералами в базальтовой системе (б).

а. Геохимические данные по Ключевскому вулкану из [Almееv, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013]. Нормализация выполнена по базальту прорыва Булочка – наиболее примитивной высокомагнезиальной разности из всей серии пород вулкана. В правой части рисунка (а) для каждого конкретного спектра приведено содержание MgO в породе (синие цифры). Линии и фигурные обозначения спектров высокомагнезиальных базальтов (ВМ-Б) имеют синий цвет, магнезиальных андезибазальтов (М-АБ) – коричневый, глиноземистых (Г-АБ) – лиловый и высокоглиноземистых андезибазальтов (БГ-АБ) – зеленый. Геометрическими значками показано содержание MgO в каждой разности базальтоидов в последовательности убывания: квадратик → треугольник → кружок → крестик.

б. $K_{P(M-P)}$ – коэффициенты распределения элементов в системе минерал–расплав по [Rollinson, 1993 (с. 116)]

обстоятельства. Первое – коэффициенты распределения подавляющего числа элементов достаточно высоки – 0,05–0,1. Второе – плагиоклаз является доминирующей фазой в глиноземистых и высокоглиноземистых андезибазальтах, его доля в несколько раз превосходит долю суммы темноцветных минералов.

Это говорит о том, что влияние фракционирования плагиоклаза на содержания лантаноидов в породах эволюционирующей серии могло бы быть существенным. Тогда, на спайдер-диаграммах **рис. 2-15а** должен быть определенно проявлен Eu-минимум, который следовало бы ожидать с учетом того, что

он проявлен на **рис. 2-156**. Анализ представленных данных позволяет сделать вывод, что во время формирования серии пород Ключевского вулкана фракционирование плагиоклаза не происходило.

Вышеприведенные данные позволяют прийти к заключению, что равномерное субпараллельное повышение однотипных спектров лантаноидов от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых базальтоидов обусловлено фракционированием двух феррических минералов – ОI и Сrx. Плавное повышение левых частей спектров обусловлено особенностями распределения элементов группы лантаноидов между рассматриваемыми минералами и расплавом. Это обусловлено тем, что легкие лантаноиды значительно (на порядок значения) более несовместимы и с ОI, и с Сrx, чем тяжелые элементы этого ряда.

Теперь рассмотрим многоэлементную спайдер-диаграмму, построенную для серии пород Ключевского вулкана (**рис. 2-16**). Диаграмма демонстрирует изменение концентрации микроэлементов в базальтоидах относительно их концентрации в примитивном, наиболее высокомагнезиальном базальте прорыва Бу-

лочка. Описание принципов построения диаграммы приведено в **разделе 1.9** «Методика...», условные обозначения см. в подрисуночной подписи **рис. 2-15**.

На графике хорошо выражены две главные тенденции: 1 – постепенного синхронного увеличения содержания всех микроэлементов при понижении концентрации MgO в породе и 2 – более высокой скорости увеличения содержания крупноионных легких элементов (Rb, Ba, Th, U, K) по отношению к тяжелым (Gd–Lu). На фоне общих закономерностей наблюдаются локальные особенности, которые проявляются в поведении отдельных элементов – формируются отрицательные пики для Sr, Nb-Ta и Ti.

Несмотря на внешне сложное соотношение кривых, при более детальном рассмотрении становится очевидным, что пересечение спектров происходит только на границе ближайших петрохимических подтипов пород. Например, не наблюдается наложение значений концентрации микроэлементов высокомагнезиальных базальтов на глиноземистые андезибазальты или магнезиальных разностей на высокоглиноземистые. Это говорит о хорошо выраженной

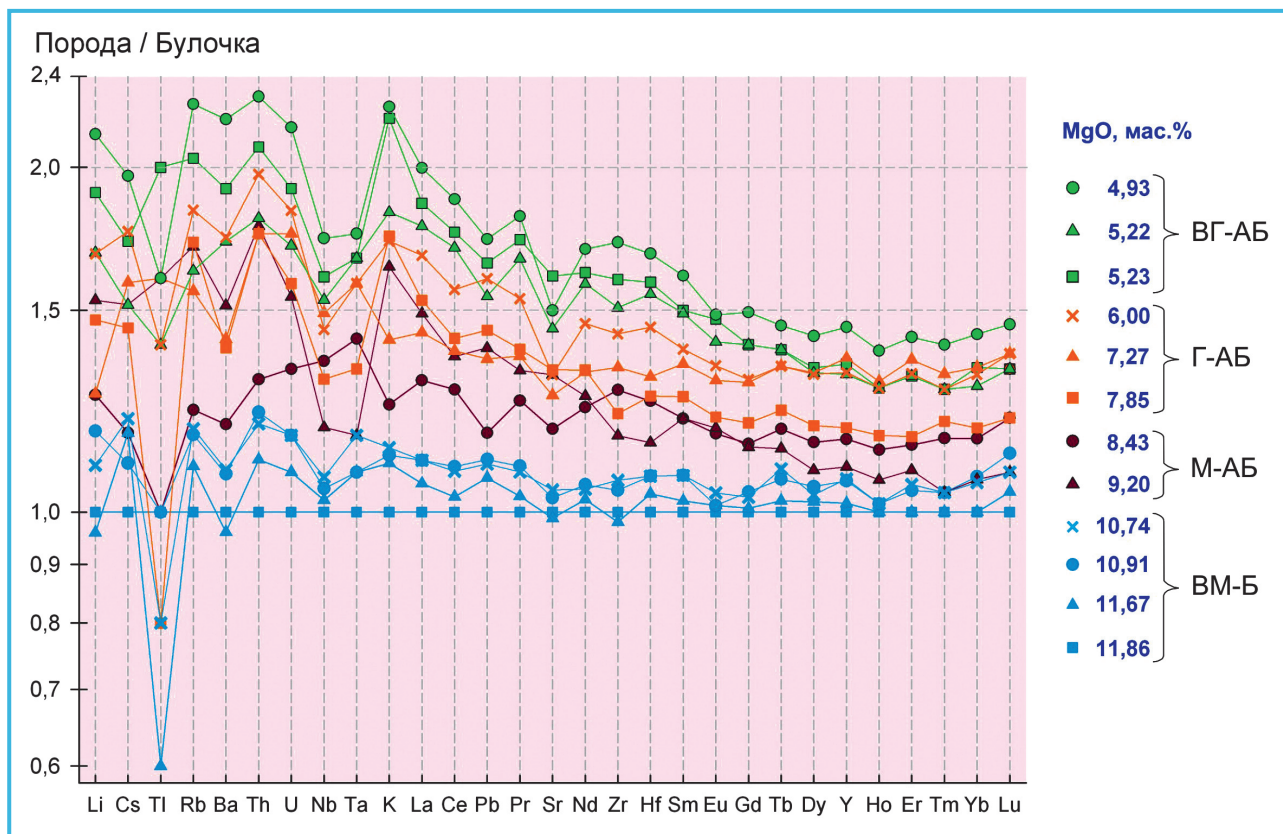


Рис. 2-16. Спектры микроэлементов базальт-андезибазальтовой серии пород Ключевского вулкана, нормированные на базальт прорыва Булочка.

Геохимические данные из [Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013].

Условные обозначения см. **рис. 2-15**

направленности в изменении содержания микроэлементов от одного подтипа пород к другому.

Подводя итог описанию **рис. 2-15** и **2-16**, отметим, что, хотя некоторые кривые соприкасаются и пересекаются друг с другом, в целом на графиках проявлена четкая зависимость изменения концентрации микроэлементов. Она выражена в субпараллельном смещении каждого последующего, более глиноземистого спектра относительно предыдущего. Согласованное положение спектров указывает на общий для всех пород геохимический источник родительских магм и на наследованный – эволюционный характер соотношения пород. Анализ кривых на **рис. 2-15** позволяет полагать, что ведущим механизмом, определяющим разнообразие пород вулкана от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых, является фракционирование двух темноцветных минералов – оливина и клинопироксена.

Обсудим спектры содержания **микроэлементов** в породах Ключевского вулкана, нормированные на состав деплетированного мантийного источника N-MORB [*Sun, McDonough, 1989*]. **Рис. 2-17** демонстрирует практически идеальное подобие спектров и наследованный характер изменения микроэлементного состава при переходе от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым породам. Эти свойства по-

род Ключевского вулкана выше уже обсуждались при рассмотрении **рис. 2-15** и **2-16**.

Рассмотрим общую конфигурацию всей совокупности спайдер-диаграмм (**рис. 2-17**). По форме они четко подразделяются на две части – левую, имеющую резкие острые пилообразные очертания, и правую, имеющую слабовыраженные плавные изгибы. Граница между этими частями достаточно определенно проводится по Nd-Zr. Левая часть характеризуется резким, высокоамплитудным, хорошо выраженным последовательным сочетанием максимумов (Cs-Tl, Ba, U, K, Pb, Sr) и минимумов (Li, Rb, Th, Nb-Ta, La-Ce, Pr). Правая часть спайдер-диаграмм имеет тенденцию к монотонному изменению концентрации микроэлементов. Такой характер распределения элементов-примесей типичен для островодужных пород [*Pearce, 1982; 1983; Pearce, Lippard, Roberts, 1984; Pearce et al., 2005*]. Для Камчатки и Курильских островов это было показано в работах [*Фролова, Бурикова, 1997; Мартынов, 1998, 2010; Churikova, Dorendorf, Worner, 2001; Антонов, 2006; Мартынов, Ханчук, Кимура, Рыбин, Мыртынов, 2010; Колосков, Флеров, Перепелов, Мелекесцев и др., 2011; Короновский, Демина, 2011; Гриб, Леонов, Перепелов, 2009, 2012; Волынец, Мельников, Якушев, 2013; Горбач, 2013; Перепелов, 2014; Давыдова, 2014*].

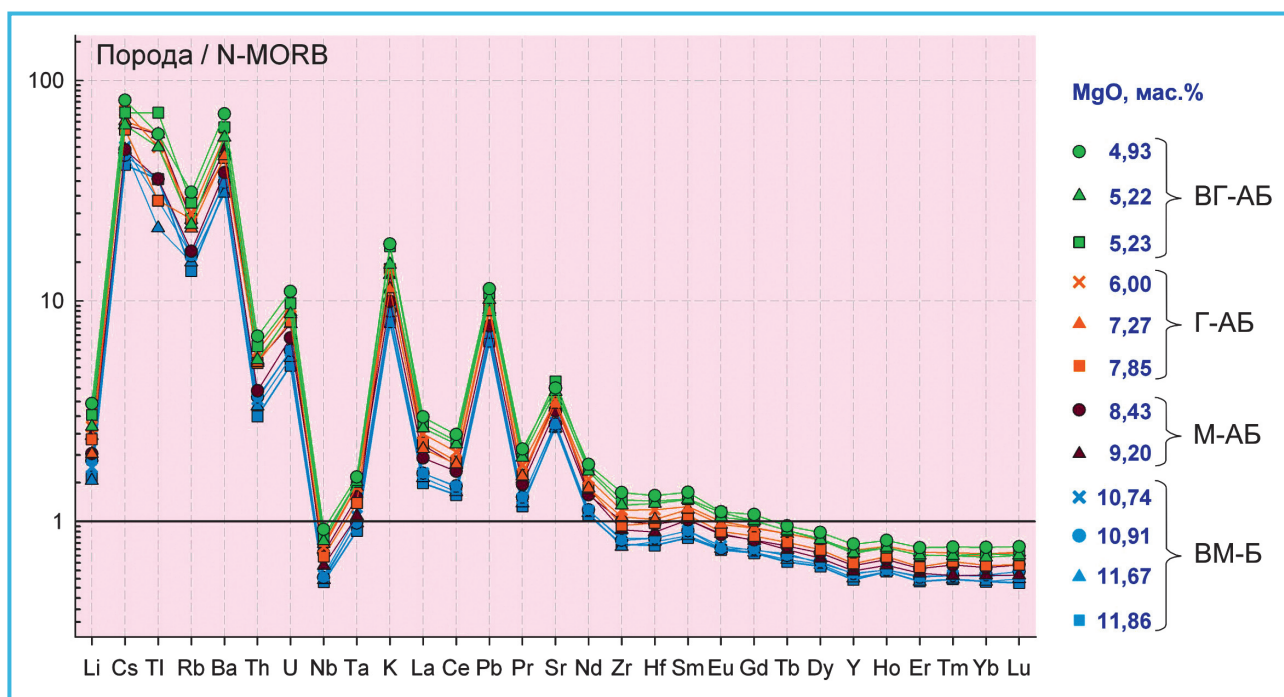


Рис. 2-17. Спектры микроэлементов пород Ключевского вулкана, нормированные на N-MORB, по [*Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013*].

Условные обозначения см. **рис. 2-15**.

Для нормирования использованы данные по N-MORB из [*Sun, McDonough, 1989*]

Островодужная специфика Ключевского вулкана впервые была представлена на диаграмме распределения магнезиальных элементов в [Dorendorf, Wiechert, Worner, 2000]. Позднее магматические ассоциации вулканов Ключевской и Безымянный обсуждались в [Алмеев, 2005]. Дополнительные аргументы были получены на основании сравнения спектров микроэлементов пород Ключевского вулкана с таковыми для пород других геодинамических обстановок [Миронов, 2009]. На страницах настоящего исследования (рис. 2-17) нами впервые приводятся полные многоэлементные спектры всех подтипов базальтоидов Ключевского вулкана, представленные с учетом содержания MgO в породе. Из анализа графиков следует, что в пределах типичной островодужной серии в конфигурации спектров отчетливо выражен практически идеальный переход от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтоидам.

В настоящем разделе значительное внимание было уделено генетике пород Ключевского вулкана. Отметим, что впервые этот вопрос был освещен в работе [Хренов, Антипин, Чувашова, Смирнова, 1989 (С. 9 и 14)]; на основании анализа редкоземельных элементов авторы пришли к заключению о происхождении всей совокупности пород вулкана из единого магматического источника.

Позднее, опираясь на данные исследования изотопных отношений Sr, Nd и Pb, в работе [Kerstin, Arculus, 1995] было обосновано, что лавы Ключевского вулкана являются изотопно однородными, близкими по геохимическим параметрам к MORB Тихого океана. При этом они не обнаружили никаких признаков, указывающих на возможное поступление в зоны магнезиальной материи, идентичного осадкам северной части Тихого океана. Другой важный вывод этих авторов, следующий из анализа изотопных характеристик, состоит в том, что магнезиальные и глиноземистые базальты Ключевского вулкана действительно представляют единую генетическую серию, имеющую один и тот же источник. Эти выводы находятся в соответствии с результатами последующих исследований изотопных отношений пород Ключевского вулкана [Озеров, Аришкин, Бармина, Кайл, Карпенко, 1997; Dorendorf, Wiechert, Worner, 2000; Алмеев, 2005; Хубуная, Гонтовая, Соболев, Низкоус, 2007; Almeev, Kimura, Ariskin, Ozerov, 2013].

Заканчивая представление геохимических данных, отметим основные особенности пород Ключевского вулкана:

1) установлена четкая корреляция концентрации микроэлементов в зависимости от содержания MgO в породах вулкана. Высокие содержания хрома и ни-

келя в высокомагнезиальных базальтах позволяют отнести их к родительским магмам, а отчетливые прямолинейные тренды указывают на существование однонаправленного магматического процесса, приводящего к формированию высокоглиноземистых андезибазальтов;

2) поведение магнезиальных элементов, представленных на спайдер-диаграммах, нормированных на наиболее примитивный состав пород (прорыв Булочка), характеризуется субпараллельным смещением каждого последующего более глиноземистого спектра относительно предыдущего. Согласованное положение спектров указывает на общий для всех высокомагнезиальных пород родительский источник и на наследованный – эволюционный характер соотношения пород, прослеживающийся до высокоглиноземистых андезибазальтов вулкана;

3) совокупный анализ конфигураций спектров лантаноидов в породах вулкана и коэффициентов распределения этих элементов в системе минерал–расплав показывает, что ведущим механизмом, определяющим разнообразие пород вулкана от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых, является фракционирование двух темноцветных минералов – оливина и клинопироксена;

4) спектры микроэлементов для высокомагнезиальных–высокоглиноземистых пород вулкана, нормированные на содержание N-MORB, имеют практически идеальное подобие и демонстрируют, что формирование всех базальтоидов вулкана происходило в условиях островодужной геодинамической обстановки.

В заключении к **разделам 2.10–2.13** отметим, что использование петрохимических и геохимических данных позволяет в общем виде представить процессы и определить набор минералов, ответственных за формирование пород магматической серии Ключевского вулкана. Однако пошагово проследить реальную схему эволюции такой серии, используя только петрохимические и геохимические результаты, не представляется возможным. Для этого необходим детальный парогенетический анализ тех самых минеральных фаз, возникновение и миграция которых обеспечивают все разнообразие пород Ключевского вулкана.

Для решения этого вопроса привлечены результаты исследования химических составов Ol, Crx, Орх, Pl в базальтоидах Ключевского вулкана, а также твердофазных кристаллических включений в породообразующих минералах. После представления этих данных в **разделах 2.14–2.16**, будут рассмотрены вопросы петрогенезиса базальтоидов Ключевского вулкана.

2.14. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

В этом разделе более полно будут охарактеризованы доминирующие на вулкане высокоглиноземистые андезибазальты, кроме того, между ними и наиболее магнезиальными разностями будут приведены основные различия.

Петрографическое исследование высокоглиноземистых базальтов из побочных прорывов 1945–1988 гг. и ряда вершинных извержений показало, что эти породы близки между собой. Отмечаются лишь незначительные различия в размерах фенокристаллов, их количестве и структуре основной массы. Все высокоглиноземистые андезибазальты имеют одинаковый набор минералов-вкрапленников (фенокристаллов и субфенокристаллов): плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксен; они представлены как одиночными кристаллами, так и гломеропорфиrowыми сростками. В основной массе присутствуют те же минералы, что и во вкрапленниках, к ним добавляется магнетит. Структура пород серийно-порфировая, значительно реже – порфировая. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, реже пилотакситовая.

Плагиоклаз (Pl) является самым распространенным минералом высокоглиноземистых андезибазальтов. Количественный минералогический анализ, выполненный для пород прорыва Предсказанный (1983 г.), показывает, что количество плагиоклаза в 5–10 раз превышает суммарное количество темноцветных минералов (рис. 2-18). Такое распределение минеральных фаз характерно и для других высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана.

Наиболее крупные кристаллы, достигающие 2 мм, отмечены в высокоглиноземистых андезибазальтах прорывов Апахончич и Пийпа; в породах других прорывов они, как правило, меньшего размера и редко достигают 1,5 мм. Выделяются два морфологических типа кристаллов – таблитчатого габитуса и удлиненно-призматические. В некоторых кристаллах наблюдаются многочисленные микровключения (5–40 мкм) стекла, кристаллических фаз темноцветных и рудных минералов; они находятся как в ядрах, так и в краевых частях плагиоклазов.

Состав фенокристаллов плагиоклаза варьирует в широких пределах – от битовнита An_{85-84} в цент-

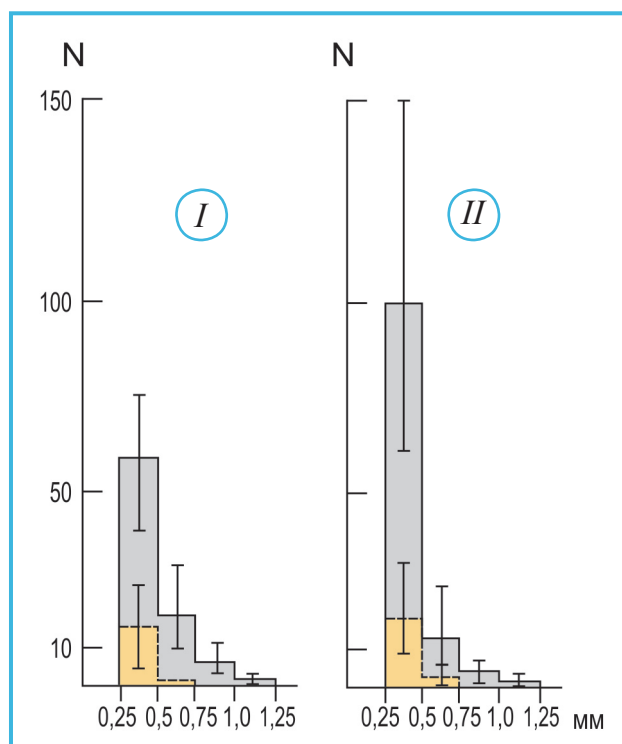


Рис. 2-18. Гистограммы распределения вкрапленников по размерам в высокоглиноземистых андезибазальтах побочного прорыва Предсказанный (1983 г.), по [Хренов, Ананьев, Балуев, Литасов, Озеров, 1985].

Плагиоклаз – серый цвет, оливин и клинопироксен – желтый цвет.

По оси ординат количество вкрапленников (N, шт.); по оси абсцисс распределение вкрапленников по фракциям – 0,25–0,5 мм, 0,5–0,75 мм, 0,75–1,0 мм, 1,0–1,25 мм.

Измерения выполнены в шлифах на площади 1 см², вариации количества кристаллической фазы в различных шлифах представлены тонкой вертикальной линией.

I – начальный этап извержения, II – заключительный этап извержения.

Содержание MgO в породах прорыва Предсказанный – 5,24 мас. %

ральных частях (ядрах) до кислого лабрадора An_{53-51} в каймах. Минимальное содержание An-составляющей в микролитах – 34. Во вкрапленниках и микролитах плагиоклаза часто наблюдается осциллярная зональность. Не исключено, что такая зональность может быть обусловлена одной из кратковременных эруптивных периодичностей, описанных в **главе 3**; но выяснение такой связи требует специальных детальных исследований.

Оливин (Ol) по распространенности близок к клинопироксену, иногда превалируя, иногда уступая ему. Его кристаллы $>1,5$ мм крайне редки, обычно они меньшего размера. Отдельные редкие зерна достигают 3 мм. Многие оливины имеют хорошо выраженные грани, но встречаются и с изометричными очертаниями. В фенокристаллах мелкие (10–40 мкм) включения шпинелидов, орто- и клинопироксена, а также расплавные включения незакономерно разориентированы.

Микролиты оливина обычно изометричные или прямоугольной формы; иногда наблюдаются скелетные формы роста в виде полых прямоугольников, ромбов, стрелок, уголков. Встречаются микролиты с тонкой реакционной каймой. Обычно микролиты не содержат включений, но в некоторых из них отмечается магнетит.

По составу фенокристаллов оливин относится к хризолиту. В центральных частях кристаллов – Fo_{88-80} (очень редко Fo_{89}), в краевых зонах – низкофорстеритовые хризолиты и гиалосидериты Fo_{70-68} . В субфенокристаллах содержание форстеритовой составляющей в ядрах Fo_{80-75} , по периферии – Fo_{75-68} ; в микролитах – Fo_{77-64} .

Клинопироксен (Cpx) обычно встречается в виде кристаллов размером 1,0–1,5 мм и меньше; отдельные индивидуумы достигают 3,0–3,5 мм. Крупные кристаллы изометричной формы, более мелкие, чаще всего, идиоморфны. Для фенокристаллов характерны включения (1–40 мкм) оливина, ортопироксена и шпинелидов.

Состав ядер фенокристаллов Cpx находится в поле развития эндиопсида и обогащенного магнием авгита. Субфенокристаллы представлены железистым авгитом; их краевые части обеднены кальцием. Микролиты имеют тот же состав, что и краевые части субфенокристаллов, но некоторые микролиты попадают в поле обогащенного магнием пижонита.

Ортопироксен (Opx) – наименее распространенный минерал. Он встречается как в виде одиночных кристаллов (0,5–0,1 мм), так и в гломеропорфировых сростках с клинопироксеном. При исследовании фракций более 0,5 мм установлено: в образцах из прорыва Юбилейный на 158 кристаллов клинопироксенов отмечено всего четыре кристалла ортопиро-

ксена, в прорыве Пийпа, соответственно, на 144 – 2, а в прорыве Былинкиной они вообще не обнаружены (возможно, из-за меньшего числа измерений – 88). По составу фено- и субфенокристаллы ортопироксена относятся к бронзиту. Микролиты ортопироксена имеют состав железистого бронзита, некоторые из них попадают в поле пижонита.

Подсчет крупных ($>0,9$ мм) фенокристаллов темноцветных минералов в шлифах высокоглиноземистых андезибазальтов показал (**рис. 2-19**), что намечается некоторая зависимость количества вкрапленников от мощности извержения: чем слабее извержение, тем меньшее число вкрапленников регистрируется. Так, из девяти изученных прорывов два самые маломощные – Вернадского–Крыжановского и 8 Марта не содержат вкрапленников темноцветных минералов, размером более 1 мм; в то же время в других прорывах они присутствуют в большем или меньшем количестве.

При макроскопическом анализе пород лавовых потоков высокоглиноземистых андезибазальтов в полевых условиях и при изучении шлифов исследователями было установлено обогащение последних порций потоков фенокристаллами Ol, Cpx и Pl. Впервые это явление было описано для прорыва Юбилейный (поток Заварицкого) в основополагающей монографии [*Луйн, 1956* (С. 217)], затем для прорыва Пийпа в статье [*Курсанов, Марков, 1979* (С. 93)]. Позднее это было установлено автором настоящей монографии методом количественного минералогического анализа шлифов прорыва Предсказанный (см. **рис. 2-18**) и обсуждалось для прорыва Юбилейный в [*Озеров, 1993* (С. 125 и 179)].

Сравнительный анализ глиноземистых и магнезиальных разностей по петрографическим признакам показал, что фенокристаллы оливинов и клинопироксенов близки во всех типах базальтоидов, но количество темноцветных минералов в высокомагнезиальных базальтах значительно больше, чем в высокоглиноземистых. Основное различие заключается в том, что плагиоклаз в высокоглиноземистых андезибазальтах присутствует в виде фенокристаллов, субфенокристаллов и микролитов, а в высокомагнезиальных разностях, главным образом, в микролитах.

Для всех породообразующих минералов базальтоидов Ключевского вулкана характерны твердофазные, расплавные и флюидные включения. Специального изучения флюидных и расплавных включений в настоящей работе не проводилось. Этим вопросам были посвящены исследования [*Бакуменко, Попова, Шугурова, 1975; Красов, 1975; Бакуменко, 1982; Соболев, 1996; Хубуная, Соболев, 1996; Миронов, Плечов, Портнягин, 2000; Плечов, Миронов, Плечова,*

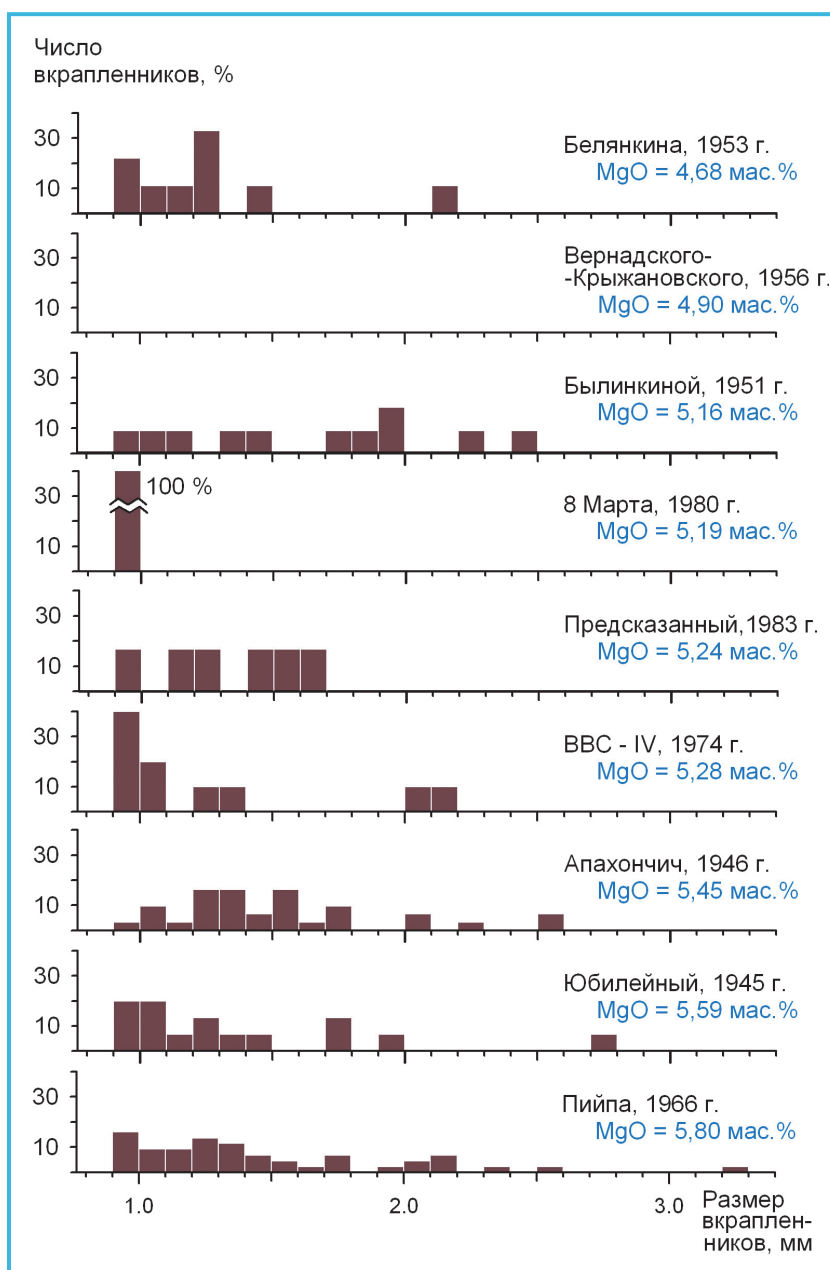


Рис. 2-19. Гистограммы распределения вкрапленников темноцветных минералов в высокоглиноземистых андезибазальтах побочных прорывов Ключевского вулкана, размером 0,9 мм и больше, по [Озеров, 1993].

На каждом графике ниже названия прорыва синим цветом указано среднее содержание MgO (мас.%) в породе

Хубуная, 2000; Плечов, 2008, 2014; Миронов, Портнягин, Плечов, Хубуная, 2001; Миронов, 2009; Миронов, Портнягин, 2011]. Для выделения устойчивых парагенезисов нами проведено детальное изучение твердофазных микровключений в минерале-хозяине Ol, Срх и Pl (см. **раздел 2.16**).

Последовательность кристаллизации порообразующих минералов в высокоглиноземистых андези-

базальтах Ключевского вулкана при микроскопическом исследовании установить не удалось: совместные выделения минералов наблюдались крайне редко, но даже в этих случаях не представлялось возможным однозначно определить их соотношения. Для получения информации о порядке выделения минеральных фаз проведены специальные исследования, представленные в следующих разделах.

2.15. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

2.15.1. Общие замечания по разделу

Представляемый раздел посвящен исследованию основных закономерностей поведения химических элементов в породообразующих минералах высокоглиноземистых-высокомagneзиальных базальтоидов Ключевского вулкана.

Для удобства восприятия информации мы представляем графические материалы таким образом, чтобы показать особенности формирования кристаллических фаз. Для этого, в одних случаях, данные о составах минералов рассматриваются в последовательности: ядра фенокристаллов → краевые части фенокристаллов → микролиты. В других – на графиках приводятся составы минералов мантийных ксенолитов, являющиеся показателями глубинных условий формирования минеральных фаз. Кроме того, дополнительно делается акцент на составах микролитов, являющихся индикаторами близкповерхностных условий формирования минералов.

Структура раздела:

1) с учетом гистограмм, тройных диаграмм и двухмерных графиков, рассмотрим характеристики составов Сrx, Орх, Оl и Pl из ВГ-АБ прорыва Юбилейный ($MgO = 5,59$ мас.%), выбранного в качестве эталонного объекта для исследования ВГ-АБ Ключевского вулкана (см. раздел «Методика»). Будут представлены данные об области кристаллизации плагиоклаза относительно петрохимических трендов изменения химического состава Сrx и Орх;

2) покажем, что минералогические закономерности, установленные для Сrx и Оl ВГ-АБ прорыва Юбилейный, характерны и для других ВГ-АБ – прорывов Былинкиной ($MgO = 5,16$ мас.%) и Пийпа ($MgO = 5,80$ мас.%), территориально расположенных в других секторах вулкана;

3) полученные результаты сопоставим с данными по химическому составу темноцветных минералов из глиноземистых, магнезиальных и высокомагнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана;

4) проведем сравнение высоко-Mg# и высоко- F_o частей трендов изменения химического состава Сrx, Орх, Оl с таковыми из мантийных ксенолитов;

5) представим общие закономерности поведения силикатных минералов в породах Ключевского вулкана.

Напомним, что для графического представления каждой минеральной фазы выбран свой цвет: Сrx – зеленый, Орх – белый, Оl – желтый и Pl – серый.

2.15.2. Тренды изменения химического состава Сrx, Орх, Оl и Pl из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный

Последовательно рассмотрим процессы изменения химических составов минералообразующих оксидов в Сrx (раздел 2.15.2.1), в Орх (раздел 2.15.2.2), в Оl (раздел 2.15.2.3) и в Pl (раздел 2.15.2.4).

2.15.2.1. Клинопироксены прорыва Юбилейный

На рис. 2-20а–2-20в представлены гистограммы магнезиальности клинопироксена, демонстрирующие количественное распределение состава минерала в ряду: ядра фенокристаллов → краевые части фенокристаллов → микролиты.

Последовательное, снизу-вверх, рассмотрение графиков показывает, что ядра фенокристаллов клинопироксена (рис. 2-20в) наиболее магнезиальны, они тяготеют к левой части гистограммы ($Mg\# = 89–71$, первый максимум $Mg\# = 87–86$). Составы внешних, краевых зон фенокристаллов ($Mg\# = 87–67$, максимум $Mg\# = 72$, рис. 2-20б) и микролитов ($Mg\# = 75–64$, максимум $Mg\# = 70$, рис. 2-20а) характеризуются все более низкими значениями параметра $Mg\#$. Совокупное рассмотрение трех представленных гистограмм показывает существование закономерного изменения состава клинопироксена высокоглиноземистых базальтов в процессе их кристаллизации от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам.

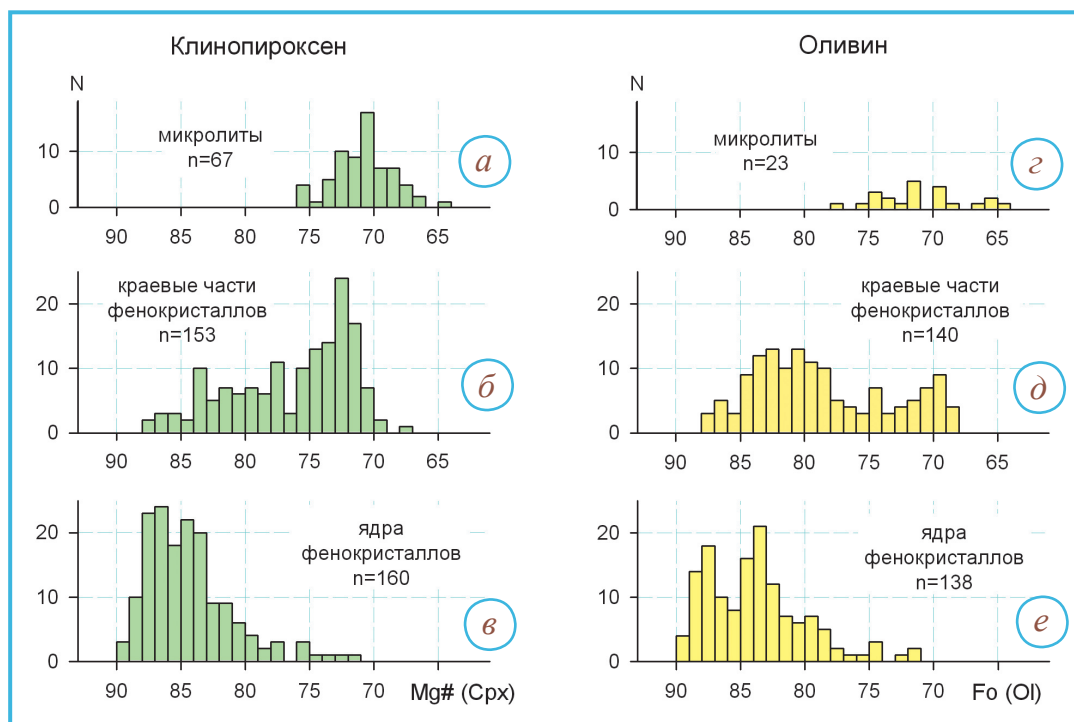


Рис. 2-20. Гистограммы вариаций состава клинопироксена ($Mg\#$) и оливина (Fo) в ядрах, в краевых частях фенокристаллов и в микролитах из высокоглиноземистых базальтов ($MgO = 5,59$ мас.%) прорыва Юбилейный, по [Озеров, Хубуная, 1992].

N – количество кристаллов клинопироксена и оливина конкретного состава, n – общее число проанализированных зерен

Рассмотрим вариации химического состава клинопироксена – на двумерных графиках относительно его магнезиальности (рис. 2-21а–2-21и) и на треугольной классификационной диаграмме $Wo-En-Fs$ (рис. 2-21к). Несколько забегаю вперед, отметим, что тренды изменения химических составов клинопироксена имеют самую сложную конфигурацию по сравнению с таковыми для силикатных и рудных минералов высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана, поэтому клинопироксену будет уделено особое внимание.

На графиках (рис. 2-21) приведены составы фено- и субфенокристаллов Cpx (крупные зеленые шестигранники), $Mg\# = 89,88-70,79$; представлены составы микролитов Cpx (зеленые перевернутые треуголь-

ники), $Mg\# = 75,13-64,42$. Дополнительно, для получения сравнительной информации, на все графики зеленым контуром нанесены области составов клинопироксенов из мантийных ксенолитов, использованы данные [Reid et al., 1974].

Поля точек химических составов (рис. 2-21) демонстрируют, что при $Mg\#$ от 89,88 до 64,42 в клинопироксенах прорыва Юбилейный происходит непрерывное изменение концентраций элементов. С учетом данных на рис. 2-20а–2-20г, видно, что хорошо выражена общая направленность изменений от высокомагнезиальных ядер фенокристаллов к низкомагнезиальным микролитам.

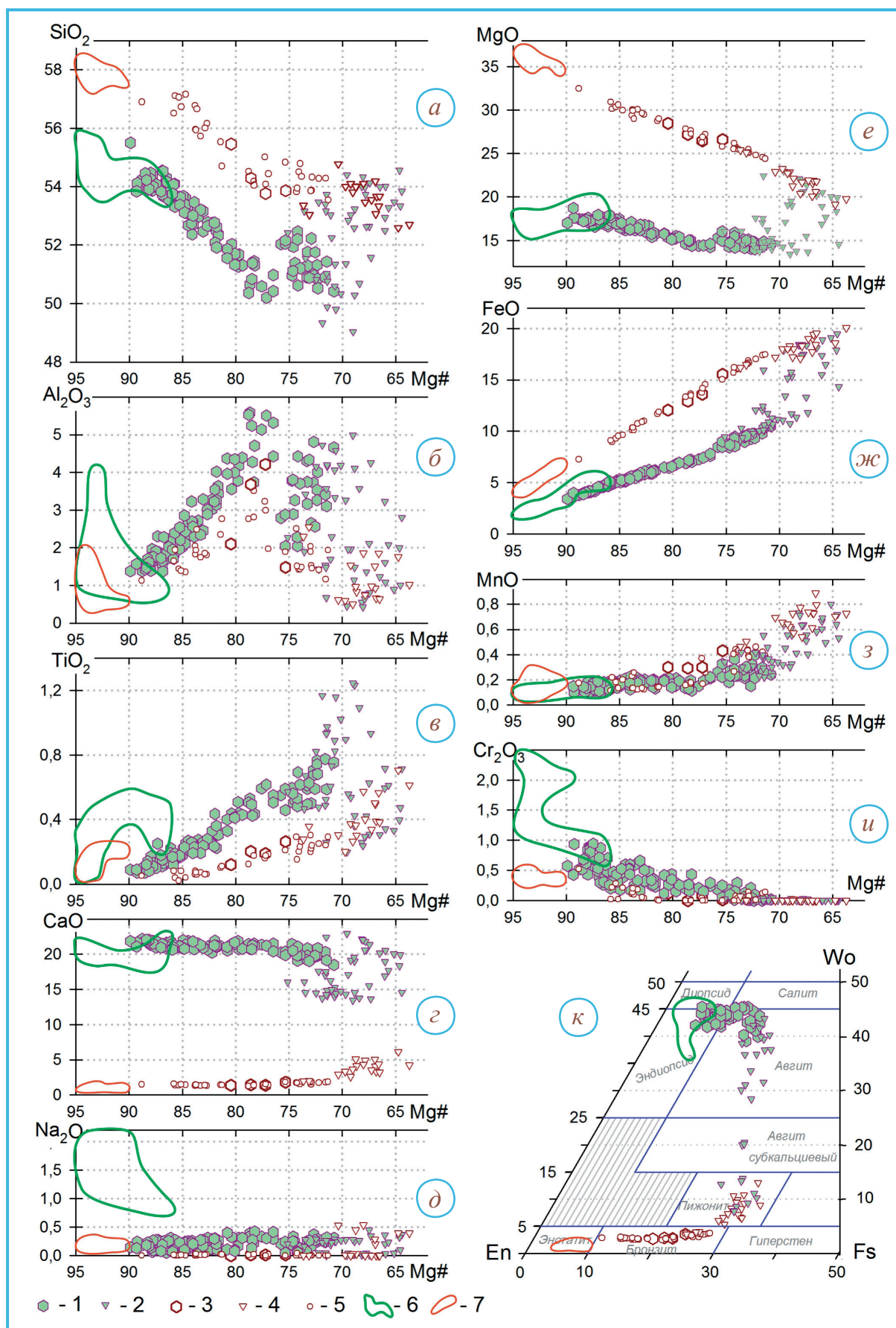
$SiO_2-Mg\#$ в Cpx (рис. 2-21а). При $Mg\# = 89-78$ в фено- и субфенокристаллах наблюдается прямо-

Рис. 2-21. Химические составы клино-, ортопироксена из высокоглиноземистых базальтов прорыва Юбилейный и из мантийных ксенолитов, по [Озеров, 1993].

а – и – зависимости содержания минералообразующих оксидов по отношению к магнезиальности. к – вариации изменения химического состава приведены в координатах $Wo-En-Fs$, по [Poldervaart, Hess, 1951].

1 – фенокристаллы клинопироксена, 2 – микролиты клинопироксена, 3 – фенокристаллы ортопироксена, 4 – микролиты ортопироксена, 5 – включения ортопироксена, 6 – области составов Cpx из мантийных ксенолитов, 7 – области составов Orx из мантийных ксенолитов. Данные по составам Cpx и Orx из мантийных ксенолитов из [Reid et al., 1974].

Содержание оксидов в Cpx в мас.%



линейное уменьшение содержания SiO_2 от 55,50 до 50,36 мас.%. При $\text{Mg\#} = 77$ происходит изменение направления фигуративных точек – нижний край тренда начинает подниматься вверх и происходит расширение области составов SiO_2 до 52,45 мас.%. Тенденцию расширения поля составов SiO_2 наследуют микролиты клинопироксена, в них при $\text{Mg\#} = 69$ содержание SiO_2 достигает 49,03–54,40 мас.%. В завершающих кристаллизацию микролитах при $\text{Mg\#} = 64$ интервал содержания SiO_2 вновь сужается от 53,34 до 54,56 мас.%. Если провести осевую линию от состава, где произошло изменение направления тренда химического состава ($\text{Mg\#} = 77$, $\text{SiO}_2 = 50,36$ мас.%), до конечного состава низкомагнезиального микролита, то станет очевидным, что произошло значительное изменение направления тренда $\sim 95^\circ$. Такие вариации содержания SiO_2 можно определить как двунаправленную тенденцию в развитии тренда.

Al_2O_3 – $\text{Mg\#}$ в Crх (рис. 2-21б). В интервале кристаллизации фено- и субфенокристаллов ($\text{Mg\#} = 89$ –78) наблюдается прямолинейное, ярко выраженное увеличение содержания Al_2O_3 от 1,38 до 5,59 мас.%. При $\text{Mg\#} = 78$ –76 тренд резко изменяет свое направление, происходит его значительное расширение. Если рассматривать угол изменения направления тренда по верхнему краю фигуративных точек составов клинопироксенов, то, с учетом составов микролитов, он достигает ~ 85 – 90° , а если по нижнему краю, то $\sim 135^\circ$. Проведение средней (осевой) линии тренда покажет, что изменение его направления составляет $\sim 110^\circ$. В области низкомагнезиальных клинопироксенов содержание алюминия в фено- и субфенокристаллах снижается до 2,04 мас.%, а в микролитах до 0,42 мас.%. Двунаправленное поведение тренда Al_2O_3 – $\text{Mg\#}$ в Crх выражено более ярко, чем в вышеописанном случае для тренда изменения химического состава кремнекислоты.

При рассмотрении обоих графиков отчетливо прослеживается практически идеальная зеркальная симметрия в изменении химических составов SiO_2 и Al_2O_3 относительно магнезиальности в клинопироксенах. Можно полагать, что такая закономерность в конфигурации трендов изменения составов вызвана одним и тем же процессом. Автор [Озеров, 1993] объясняет это началом кристаллизации плагиоклаза в клинопироксенах при $\text{Mg\#}$, равной 78–76, и последующим сингенетичным развитием этих минералов. Ниже, в разделе 2.15.3 этот вопрос будет рассмотрен более детально, с учетом новых данных.

TiO_2 – $\text{Mg\#}$ в Crх (рис. 2-21в). Содержание титана меняется от 0,07 мас.% в наиболее высокомагнезиальных клинопироксенах (ядра фенокристаллов) до 1,24 мас.% в низкомагнезиальных (микролиты). Концентрация TiO_2 увеличивается почти в 18 раз.

Сначала, в области кристаллизации фено- и субфенокристаллов, тренд изменения химического состава TiO_2 представляет собой хорошо выраженную узкую полосу, далее при $\text{Mg\#} = 75$ его ширина начинает увеличиваться. При $\text{Mg\#} = 73$ –68 в микролитах наблюдается резкое увеличение концентрации $\text{TiO}_2 = 1,17$ –1,24 мас.%. Продолжается расширение поля составов TiO_2 при $\text{Mg\#} = 69$ –68, разница в значениях достигает максимальной величины $\sim 1\%$ (0,19–1,24 мас.% TiO_2). Такой разброс значений можно назвать весьма значительным. В конечную фазу кристаллизации микролитов разброс составов сужается до 0,3–0,7 мас.% TiO_2 .

Хорошо выраженная общая тенденция увеличения концентрации TiO_2 в клинопироксенах при $\text{Mg\#} 89$ –72, позволяет предполагать, что удаление из расплава магнетита, главного концентратора TiO_2 , не происходило. А резкое расширение поля составов TiO_2 при $\text{Mg\#} = 72$ и ниже может быть показателем кристаллизации магнетита.

CaO – $\text{Mg\#}$ в Crх (рис. 2-21г). При $\text{Mg\#} = 89$ –71 фено- и субфенокристаллов содержание CaO изменяется от 22 до 20 мас.%, формируя устойчивую прямолинейную субгоризонтальную полосу составов клинопироксена. С появлением микролитов при $\text{Mg\#} = 75$ направление тренда не изменяется, но значительно расширяется вертикальный разброс составов CaO – он становится почти в четыре раза шире – от 13 до 22 мас.%. По внешнему виду поле составов CaO имеет двухчленное строение: первая часть характерна для фено- и субфенокристаллов, а вторая – микролитов.

Отметим, что, в отличие от всех остальных графиков и от треугольной диаграммы (рис. 2-21), на которых явно выражено наложение трендов изменения химических составов микролитов в клинопироксенах и ортопироксенах, этот график (рис. 2-21г) определенно демонстрирует, что по содержанию оксида кальция пересечения областей фигуративных точек не происходит. Минимальное расстояние между Crх - и Orх -трендами – 8,35 мас.% CaO . Обсуждаемый график – это единственная возможность визуально показать различия между составами микролитов Crх и Orх .

Na_2O – $\text{Mg\#}$ в Crх (рис. 2-21д). Содержание этого элемента фактически не зависит от изменения магнезиальности клинопироксена. Нижняя граница поля составов при $\text{Mg\#} = 87$ –65 находится на уровне 0,02–0,05 мас.% Na_2O , а верхняя – постепенно повышается от 0,15 до 0,42 мас.% (в фенокристаллах) и 0,44 мас.% (в микролитах).

Определенный интерес представляет совокупное рассмотрение содержаний Na_2O в клинопироксенах из андезибазальтов прорыва Юбилейный и из мантийных ксенолитов, по [Reid et al., 1974]. Рассматриваемый оксид является единственным, для которого

пересечение полей его составов не происходит. Более того, поле мантийных ксенолитов находится на значительном расстоянии от андезибазальтового. Минимальное расстояние между границами этих областей наблюдается при $Mg\# = 86$ и $Na_2O = 0,51$ мас.%. Если учесть, что в андезибазальтовом тренде максимальное содержание Na_2O – 0,42–0,44 мас.%, то расстояние между границами обсуждаемых областей представляется весьма значительным. Эти данные дают основание полагать, что высокомагнезиальные клинопироксены из ВГ-АБ прорыва Юбилейный не являются кристаллами из мантийных ксенолитов.

MgO–Mg# в Срх (рис. 2-21е). Поле составов MgO фено- и субфенокристаллов представлено в виде узкой полосы, которая с небольшим наклоном и практически прямолинейно протягивается от высокомагнезиальных ($Mg\# = 89$, $MgO = 17,01$ мас.%) до низкомагнезиальных ($Mg\# = 71$, $MgO = 13,96$ мас.%) разностей. Далее это направление наследует нижняя часть поля составов микролитов – самый низкомагнезиальный микролит ($Mg\# = 64$) содержит 14,55 мас.% MgO. Другая часть микролитов при $Mg\# = 72$ –64 демонстрирует обогащенные значения MgO. Степень обогащения достаточно высока – при $Mg\# = 72$ –68 она достигает 7 мас.% MgO, а при $Mg\# = 64$ –5 мас.% MgO. Такое содержание MgO характеризует расширение поля как однонаправленное в области микролитов.

FeO–Mg# в Срх (рис. 2-21ж). В области кристаллизации фено- и субфенокристаллов это наиболее узкий тренд изменения состава FeO, который почти прямолинейно прослеживается от 3,41 мас.% ($Mg\# = 89$) до 10,50 мас.% ($Mg\# = 71$). Первые, наиболее магнезиальные микролиты ($Mg\# = 75$ –73) продолжают это направление, затем поле составов FeO расширяется. Микролиты, формирующие нижнюю часть поля составов, далее с небольшим увеличением содержания FeO доходят до 14,32 мас.% при $Mg\# = 64$. Другая часть микролитов обогащается FeO (максимум 6–8 мас.%), формируется поле составов, верхняя граница которого повторяет Орх-тренд развития.

В содержании FeO в клинопироксенах проявляется та же тенденция однонаправленного расширения микролитового поля составов, что и для MgO (см. рис. 2-21е). Отметим, что обычно при описании клинопироксенов приводится $Mg\#$, без детализации по содержанию MgO и FeO. В нашем случае, мы бы не увидели значительного расширения этих трендов изменения химического состава в микролитовой области.

MnO–Mg# в Срх (рис. 2-21з). Поведение составов в значительной мере определяется принадлежностью к той или иной генерации клинопироксена. Для фено-, субфенокристаллов характерен пологий,

узкий тренд изменения составов, средние значения от ~0,12 мас.% MnO при $Mg\# = 89$ и до ~0,30 мас.% MnO при $Mg\# = 71$. С появлением микролитов поле составов начинает расширяться, угол наклона увеличивается. В наиболее низкомагнезиальных клинопироксенах ($Mg\# = 65$) содержание MnO достигает 0,80 мас.%.

Cr₂O₃–Mg# в Срх (рис. 2-21и). Для тренда прослеживается устойчивая тенденция понижения содержания Cr₂O₃ от высоко- к низкомагнезиальным клинопироксенам. Максимальное значение Cr₂O₃ = 0,93 мас.% при $Mg\# = 89$ –87, постепенно оно снижается до минимальных значений, равных нулю или первые сотые процента Cr₂O₃ при $Mg\# = 70$.

Отметим, что из всех рассмотренных рисунков, это единственный «выклинивающийся» тренд изменения химического состава оксида хрома, который характеризуется исчезновением содержания конкретного оксида в клинопироксенах в процессе развития. Минералами-концентраторами хрома, кроме представляемых клинопироксенов, являются шпинели (последние будут рассмотрены в разделе 2.16.2). Хорошо видно, что кристаллизация этих двух минералов полностью удаляет Cr₂O₃ из расплава.

Wo–En–Fs в Срх (рис. 2-21к). Заканчивая представление химических составов клинопироксенов из ВГ-АБ прорыва Юбилейный, рассмотрим их положение на треугольной классификационной диаграмме. Фено- и субфенокристаллы клинопироксенов узкой областью составов располагаются в верхней части поля эндиопсида и авгита; наиболее магнезиальный Срх ($Mg\# = 89,88$) имеет En₄₉ Wo₄₅ Fs₆. На продолжении тренда находятся составы микролитов, которые протягиваются через поле авгита, субкальциевого авгита и заканчиваются в нижней части поля пиджонита; наиболее железистый Срх ($Mg\# = 64,42$) – En₄₉ Wo₄₅ Fs₆. На треугольной диаграмме хорошо выраженный узкий тренд демонстрирует четкую последовательность в изменении химических составов клинопироксенов от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам.

Сопоставление рассмотренных Срх-трендов с таковыми для мантийных ксенолитов показывает, что существуют три вида соотношений. Согласованное – практически идеальное наложение конфигураций рассматриваемых структур, когда один тренд закономерно переходит в другой (SiO₂, CaO, MgO, FeO, MnO и Cr₂O₃). Несогласованное – накладываются друг на друга тренды не позволяют предвидеть направление одного из них, используя конфигурацию другого (Al₂O₃, TiO₂). Непересекающееся – между трендами имеется некоторое расстояние (Na₂O). Отметим, что одинаковые значения $Mg\#$ для рассматриваемых трендов являются показателем

глубинного происхождения высокомагнезиальных клинопироксенов из ВГ-АБ прорыва Юбилейный. Ниже, в разделе 2.15.4.4. будет проведен анализ парных трендов.

Резюмируя данные по клинопироксену прорыва Юбилейный, отметим, что его кристаллизация начинается в поле эндиопсида, затем переходит в поле авгита и через субкальциевый авгит доходит до пижонита (рис. 2-21к). Изменения содержания оксидов в составе клинопироксена происходят при $Mg\# = 89-64$ (рис. 2-20 и 2-21).

Тренды изменения химического состава в клинопироксене формируются: фено-, субфенокристаллами ($Mg\# = 89,88-70,79$) и микролитами ($Mg\# = 75,13-64,42$). Эти составляющие перекрываются в широком интервале составов, а их взаимное расположение в значительной мере определяет сложную конфигурацию графиков.

Представим главные особенности трендов изменения химического состава магнезиальных минералов (рис. 2-21):

1 – для отрезка составов фено- и субфенокристаллов характерны две тенденции: прямолинейная и двунаправленная. Первая – проявлена в прямолинейном увеличении или уменьшении концентраций TiO_2 , CaO , MgO , FeO , Na_2O , Cr_2O_3 и MnO . Вторая – содержания SiO_2 и Al_2O_3 сначала эволюционируют в одном направлении, а при $Mg\# = 78-76$ меняют направление;

2 – составы микролитов продолжают направление трендов изменения составов фено- и субфенокристаллов: с двухсторонним расширением вверх и вниз от главного направления тренда (SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2); с односторонним расширением (вниз – CaO , вверх – MgO , FeO); с сужением (выклиниванием), приближаясь к нулевым значениям (Cr_2O_3); с плавным изгибом основного направления и с расширением (MnO). Не реагируют на переход от фено-, субфенокристаллов к микролитам (Na_2O);

3 – изменение направления Сrx-трендов, их расширение или выклинивание наблюдается при разных значениях $Mg\#$: для SiO_2 и Al_2O_3 при 78–76, CaO – 75, MnO – 74–72; TiO_2 – 72–68, FeO – 72, MgO – 72, Cr_2O_3 – 71. Такой характер изменения содержаний оксидов может говорить как о единственном изменении условий кристаллизации клинопироксена, так и о серии таких изменений.

Рассмотрение вопросов, связанных с причинами изменения направления трендов, будет проведено в разделе 2.15.3, после рассмотрения особенностей всех силикатных минералов высокоглиноземистых андезитбазальтов прорыва Юбилейный.

В заключение отметим, что тренды изменения химического состава клинопироксена представляют

серию непрерывно эволюционирующих составов, которые начинаются с высокомагнезиальных составов ядер фенокристаллов (близкие к мантийным ксенолитам), далее в формировании тренда участвуют составы краевых частей фено-, субфенокристаллов, а в заключении – составы низкомагнезиальных микролитов, находящихся в основной массе (финальная стадия кристаллизации магматического расплава).

2.15.2.2. Ортопироксены прорыва Юбилейный

Вкрапленники ортопироксена в рассматриваемых ВГ-АБ имеют резко подчиненное значение, они составляют 1–2% от общего количества фено- и субфенокристаллов темноцветных минералов (см. раздел 2.14 «Петрографическое описание...»). Поэтому для представления полного спектра химических составов ортопироксенов прорыва Юбилейный (рис. 2-21), нами использовались три морфологические разновидности: фенокристаллы Орх (на графиках – крупные незалитые шестигранники), твердофазные включения Орх в минерале-хозяине Сrx, ОI (незалитые кружки) и микролиты Орх (незалитые перевернутые треугольники). Дополнительно на все графики коричневым контуром нанесены области составов ортопироксенов из мантийных ксенолитов, использованы данные из [Reid et al., 1974]. В породах прорыва общий интервал проявления составов ортопироксенов при $Mg\# = 88,83-63,73$ показан на (рис. 2-21). Для включений $Mg\#$ составляет 88,83–71,34, микролитов – 73,66–63,73 и фенокристаллов – 80,44–75,32 (в ходе аналитических исследований темноцветных минералов прорыва Юбилейный установлено четыре фенокристалла ортопироксена).

При рассмотрении изменения химических составов ортопироксенов относительно магнезиальности можно выделить несколько тенденций:

1 – прямолинейную – TiO_2 от 0,05 до 0,7 мас.% (рис. 2-21а); MgO от 32,45 до 19,14 % (рис. 2-21е); FeO от 7,27 до 20,05 мас.% (рис. 2-21ж);

2 – изогнутую – SiO_2 от 56,89 до 52,59 мас.%, изгиб ~35–40° при $Mg\# = 77$ (рис. 2-21а); CaO от 1,50 до 6,15 мас.%, изгиб при $Mg\# = 71-70$ (рис. 2-21г); MnO от 0,17 до 0,89 мас.%, изгиб при $Mg\# = 74$ (рис. 2-21з);

3 – двунаправленную – Al_2O_3 (рис. 2-21б). Сначала происходит прямолинейное увеличение содержания Al_2O_3 от 1,12 до 4,21 мас.%. Затем при $Mg\# = 77$ направление тренда кардинально меняется на 80–90°, и содержание рассматриваемого оксида снижается

до 0,5 мас.%, оно становится даже ниже, чем содержание Al_2O_3 в начальный этап кристаллизации Орх.

Низкие содержания Na_2O не позволяют определить его четких изменчивых тенденций. Отметим, что при $Mg\# = 88,83-69,73$ содержание Na_2O колеблется от 0,0 до 0,04 мас.%, а в микролитах при $Mg\# = 68-63$ содержание Na_2O значительно увеличивается до 0,44 мас.%.

Теперь рассмотрим положение Орх на типизационной диаграмме $En-Fs-Wo$ (рис. 2-21к). Формируется четкий тренд изменения составов ортопироксенов, который начинается почти на границе энстатит-бронзит – $En_{86}Wo_3Fs_{11}$, затем протягивается через все поле бронзита и проходит в вертикальном направлении почти все поле пижонита, достигая состава $En_{56}Wo_{13}Fs_{31}$.

Представленные Орх-тренды не пересекаются с таковыми для мантийных ксенолитов. Однако рассмотрение обоих трендов (ключевского и ксенолитового) позволяют выделить два вида соотношений: согласованное, когда один тренд наследует направление другого (SiO_2 , CaO , MgO , FeO , MnO и Cr_2O_3), и несогласованное, когда прямого наследования не происходит (Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O). Наличие согласованных трендов и сходная магнезиальность мантийных и ключевских ортопироксенов дают основания полагать, что наиболее высокомагнезиальные ортопироксены из ВГ-АБ прорыва Юбилейный формировались в глубинных условиях, близких к мантийным.

Резюмируя данные по ортопироксенам, отметим, что формируется четкий тренд изменения их составов от высокомагнезиального бронзита до высококальциевого пижонита. Тенденция наследованной эволюции химического состава оксидов ортопироксенов хорошо проявлена в последовательном изменении их при $Mg\#$ от 88,83 до 63,73.

Для преобладающего числа оксидов конфигурации полей их составов относительно $Mg\#$ имеют прямолинейный характер или слабо изменяют свое направление. Для содержаний SiO_2 и Al_2O_3 при $Mg\# 78-77$ происходит существенное изменение направления тренда. В последующем эта особенность будет использована нами при обсуждении интервала кристаллизации Р1.

На графиках видно, что при появлении микролитов существенной перестройки структуры трендов не происходит, составы микролитов продолжают направление эволюции составов кристаллических включений и фенокристаллов.

Приведенные данные позволяют рассматривать последовательно изменяющиеся составы ортопироксенов, как направленно развивающуюся серию, которая эволюционирует от высокомагнезиальных

составов, соответствующих мантийным ксенолитам, до низкомагнезиальных поверхностных микролитов.

2.15.2.3. Оливины прорыва Юбилейный

Для наглядного представления характерных особенностей кристаллизации оливинов высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный, воспользуемся той же схемой изложения материала, которая применялась нами для Срх. Сначала на гистограммах рассмотрим изменения Fo -составляющей от ядер фенокристаллов до микролитов (рис. 2-20), а затем на двумерных графиках – содержания оксидов оливина в зависимости от Fo -составляющей (рис. 2-22).

На рис. 2-20г–2-20е приведены гистограммы, демонстрирующие количественное распределение форстеритовой составляющей оливина в ряду: ядра фенокристаллов → краевые части фенокристаллов → микролиты. Последовательное рассмотрение графиков, снизу-вверх, показывает, что ядра фенокристаллов оливина (рис. 2-20г) обогащены Fo , они тяготеют к левой части гистограммы Fo_{89-72} , первый максимум – Fo_{88-87} . Составы внешних, краевых зон фенокристаллов (Fo_{87-67} , максимум Fo_{73} , рис. 2-20д) и микролитов (интервал Fo_{76-64} , максимум Fo_{71} , рис. 2-20е) характеризуются наиболее низким содержанием форстеритовой составляющей. Рассмотрение трех представленных графиков показывает закономерное, направленное уменьшение форстеритовой составляющей от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам.

Приведем данные об изменении концентрации оксидов оливина в зависимости от форстеритовой составляющей (рис. 2-22а–2-22е). Для построения графиков использованы составы фено-, субфенокристаллов О1, они представлены желтыми крупными шестигранниками, и микролитов О1 – желтые перевернутые треугольники. Дополнительно на все графики оранжевым контуром нанесены области составов оливинов из мантийных ксенолитов, использованы данные из [Reid et al., 1974; Hervig et al., 1986].

Состав оливина – $Fo_{89,39-64,05}$, фено-, субфенокристаллов – $Fo_{89,39-68,40}$ и микролитов – $Fo_{76,69-64,05}$. Содержание главных оксидов оливина относительно Fo -составляющей характеризуется устойчивыми прямолинейными тенденциями: SiO_2 от 40,97 до 36,58 мас.% (рис. 2-22а); MgO от 48,89 до 30,62 мас.% (рис. 2-22б); FeO от 10,34 до 30,63 мас.% (рис. 2-22в); MnO от 0,11 до 0,60 мас.% (рис. 2-22з). Графики MgO и FeO представляют почти идеальные прямые

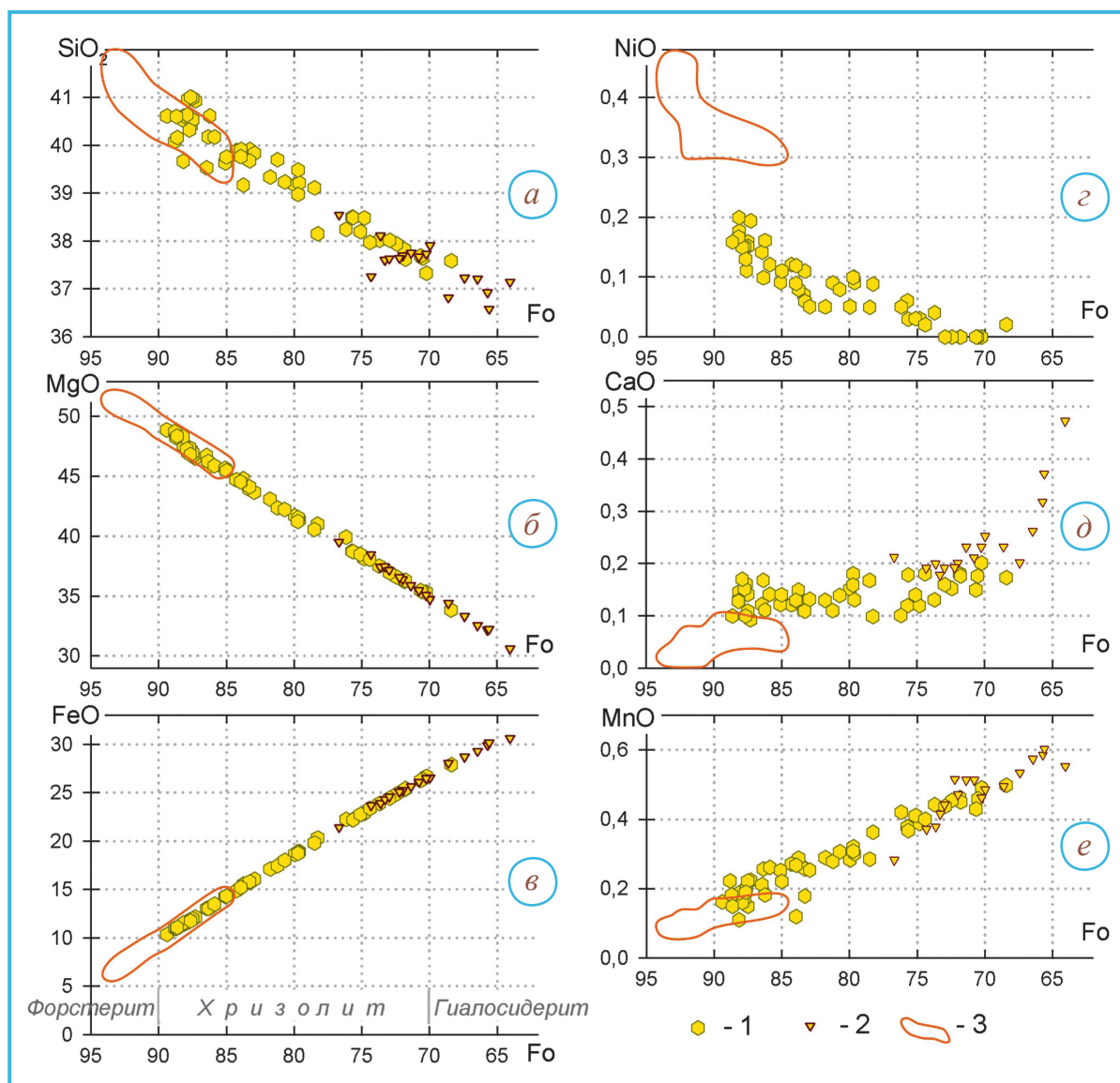


Рис. 2-22. Зависимость содержания минералообразующих оксидов по отношению к их форстеритовой составляющей в оливинах из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный и из мантийных ксенолитов; по [Озеров, 1993].

1 – фенокристаллы оливина, 2 – микролиты оливина, 3 – области составов оливина из мантийных ксенолитов. Данные по составам Ol из мантийных ксенолитов из [Reid et al., 1974; Hervig et al., 1986].

Содержание MgO в породах прорыва Юбилейный – 5,59 мас. %.

В трех наиболее форстеритовых оливинах (Fo_{89-88}) измерение содержания Ni и Ca не проводилось

линии, причем, кристаллизация микролитов точно продолжает направление развития составов фенo- и субфенoкристаллов.

Содержание NiO имеет устойчивую тенденцию к уменьшению от высоко- к низкомагнезиальным оливинам. Максимальное значение NiO составляет 0,20 мас. % при $Mg\# = 88$, постепенно оно снижается до минимальных значений, равных нулю или первые сотые процента при $Mg\# = 73$.

Особенностью изменения содержания CaO является резкое повышение концентрации этого оксида (до 0,47 мас. %) в области низкомагнезиальных микролитов. Это единственный Ol-тренд, в котором нарушается прямолинейная тенденция развития.

Сопоставление рассмотренных Ol-трендов с таковыми для мантийных ксенолитов показывает, что существует три вида соотношения. Согласованное – характерно для SiO_2 , MgO и FeO. Несогласован-

ное – проявлено для CaO, MnO. Непересекающееся – выражено в конфигурации полей NiO. Отметим, что одинаковые значения Fe-составляющей обоих трендов изменения химического состава являются показателем глубинного происхождения высокомагнезиальных оливинов из ВГ-АБ прорыва Юбилейный.

Резюмируя данные, представленные по оливинам, отметим, что их составы из ВГ-АБ прорыва Юбилейный формируют четкие, непрерывные, однонаправленные тренды от высокомагнезиального хризолита до гиалосидерита. ОI-тренды формируются двумя морфологически разными кристаллическими составляющими – фено-, субфенокристаллами ($Mg\# = 89,39-68,40$) и микролитами ($Mg\# = 76,69-64,05$). Эти составляющие перекрываются в широком интервале составов, их взаимное расположение определяет простые прямолинейные конфигурации трендов изменения содержания основных оксидов. Появление микролитов не приводит к изменению направления трендов, составы микролитов продолжают направление эволюции составов фено- и субфенокристаллов.

Приведенные данные позволяют рассматривать составы оливинов высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный как направленную развивающуюся серию, которая начинается от высокофорстеритовых ядер фенокристаллов, составы которых характерны для глубинных мантийных перидотитов, и эволюционирует до низкомагнезиальных микролитов, представляющих конечную фазу кристаллизации магматического расплава.

2.15.2.4. Плагиноклазы прорыва Юбилейный

Плагиноклаз – самый распространенный минерал ВГ-АБ прорыва Юбилейный (см. раздел 2.14. «Петрографическое описание...»). Вариации содержания порообразующих оксидов плагиноклаза относительно An-составляющей представлены на **рис. 2-23**. На графиках приведены составы фено-, субфенокристаллов Pl (крупные шестигранники серого цвета) и микролиты Pl (серые перевернутые треугольники). Состав плагиноклаза $An_{84,87-34,04}$, фено-, субфенокристаллы – $An_{84,87-51,02}$ и микролиты – $An_{84,22-34,04}$. По содержанию An-компоненты плагиноклаза находится в поле битовнита–лабрадора–андезина (см. **рис. 2-23г**).

Вариации содержания главных оксидов плагиноклаза относительно An-компоненты характеризуются устойчивыми прямолинейными тенденциями (мас.%): SiO_2 от 46,93 до 61,91 (**рис. 2-23а**); Al_2O_3

от 34,45 до 21,96 (**рис. 2-23б**); CaO от 16,66 до 6,33 (**рис. 2-23д**); Na_2O от 1,61 до 6,32 (**рис. 2-23е**). Графики содержания CaO и Na_2O представляют почти идеальные прямые линии, при этом составы микролитов точно совпадают с трендом составов фено- и субфенокристаллов.

Для трендов оксидов, имеющих в плагиноклазе низкие концентрации, также присуща прямолинейная тенденция. Приведем вариации содержания в направлении от высоко- к низкоанортитовым (мас.%): FeO от 0,67 до 1,92 (**рис. 2-23в**); TiO_2 от 0,02 до 0,13 (**рис. 2-23з**); K_2O от 0,00 до 1,37 (**рис. 2-23ж**); MgO от 0,07 до 0,34 (**рис. 2-23з**). Отметим, что при проведении микронзондовых исследований плагиноклаза, задача измерения содержания TiO_2 и MgO ставилась не всегда, поэтому по этим элементам охарактеризована примерно половина от выполненного количества анализов, тем не менее, общая прямолинейная тенденция изменения составов выражена весьма определенно.

Резюмируя данные по Pl отметим, что составы плагиноклазов формируют четкие непрерывные прямолинейные тренды в областях развития битовнита–лабрадора–андезина. Состав плагиноклаза $An_{84,87-34,04}$, при этом составы микролитов полностью перекрывают интервал составов вкрапленников ($An_{84,87-51,02}$). Такое перекрытие показывает, что кристаллизация фено-, субфенокристаллов и микролитов такого состава проходила одновременно, а затем формировались только микролиты ($An_{51,02-34,04}$).

Представленные данные позволяют рассматривать составы плагиноклазов высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный как направленную развивающуюся серию, в которой и фено-, субфенокристаллы и микролиты кристаллизуются в одних и тех же условиях.

2.15.2.5. Соотношение трендов вкрапленников и микролитов силикатных минералов прорыва Юбилейный

Для получения представления о соотношении трендов изменения составов фено-, субфенокристаллов и микролитов главных порообразующих минералов – Сrx, ОI и Pl (**рис. 2-21, 2-22, 2-23**) проведено сопоставление интервалов перекрытия полей их составов (**табл. 2.10**). Дополнительно приведены данные об аксессуарном минерале Орх. При этом интервалы перекрытия рассматриваются относительно длины трендов вкрапленников, которые были приняты нами за 100%. Из данных

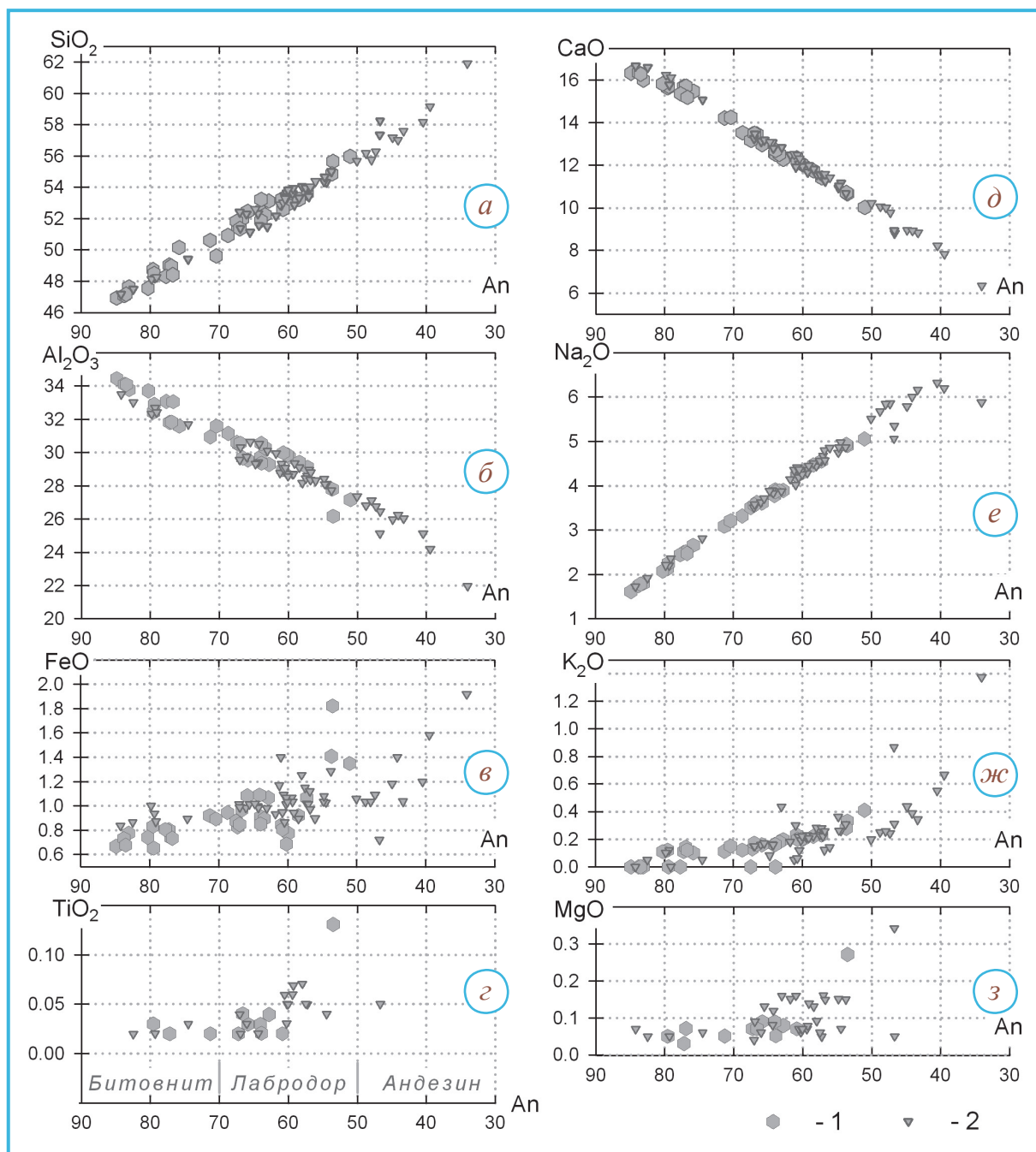


Рис. 2-23. Зависимость содержания в плагиоклазах из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный минералообразующих оксидов по отношению к их анортитовой составляющей.

1 – фенокристаллы плагиоклаза, 2 – микролиты плагиоклаза

таблицы следует, что для Sr_x и O_l интервалы перекрытия составляют 20 и 30%, соответственно, а для P_l – 100%. Такое соотношение трендов минералов показывает, что микролиты Sr_x и O_l начинают образовываться тогда, когда из расплава уже выкристаллизовалась значительная часть фено- и субфенокристаллов рассматриваемых минералов. 100-процент-

ный интервал перекрытия плагиоклазовых трендов показывает, что здесь реализуется принципиально другой сценарий. Такое перекрытие дает основание полагать, что кристаллизация вкрапленников и микролитов плагиоклаза происходила одновременно.

Таблица 2.10

Интервалы составов силикатных минеральных фаз прорыва Юбилейный

Интервалы	Минералы	Интервалы составов минеральных фаз			
		Срх _{Mg#}	Ol _{Fo}	Pl _{An}	Орх _{Mg#}
Общий (вкрапл. + микролиты)		89,88–64,42	89,39–64,05	84,87–34,04	88,83–63,73
Вкрапленники		89,88–70,79	89,39–68,40	84,87–51,02	80,44–75,32
Микролиты		75,13–64,42	76,69–64,05	84,22–34,04	73,66–63,73
Включения					88,83–71,34
Перекрытие вкрапл. и микрол. (в ед. изм.)		5	8	33	
Перекрытие вкрапл. и микрол. (в %)		20	30	98	

2.15.3. Тренды изменения химических составов силикатных минералов как показатели парагенетических соотношений кристаллических фаз в ВГ-АБ

Анализ представленных данных о трендах химических составов минеральных фаз ВГ-АБ прорыва Юбилейный позволяет получить информацию о котектических соотношениях кристаллизующихся минералов. Ранее, при рассмотрении трендов изменения химических составов силикатных минералов мы говорили, что на их конфигурацию могут влиять другие сокристаллизующиеся с ними или включающиеся в процесс кристаллизации минеральные фазы. Рассмотрим эти данные более детально.

ОI- и PI-тренды. По всем минералообразующим элементам они демонстрируют прямолинейные тенденции развития (рис. 2-22, рис. 2-23). Это может быть показателем того, что либо в охватываемом этими минералами интервале химических составов не происходили значимые парагенетические изменения, либо указанные минералы в процессе своей кристаллизации на них не реагируют.

Срх- и Орх-тренды. Изменение содержания для ряда оксидов этих минералов имеет принципиально иной характер. В разделах 2.15.2.1 и 2.15.2.2 было выполнено детальное описание химических преобразований, происходящих в клино- и ортопироксенах. Здесь мы остановимся на содержании конкретных оксидов в этих минералах, представляющих интерес в плане появления на ликвидусе главного породообразующего минерала – плагиоклаза. При обсуждении совместной кристаллизации минералов мы будем в значительной мере опираться на данные рис. 2-21.

2.15.3.1. Определение начала кристаллизации плагиоклаза по тренду Al_2O_3 -Mg# в клинопироксене

Все имеющиеся графики, демонстрирующие тренды составов Al_2O_3 -Mg# в Срх базальтоидов Ключевского вулкана, приведены на рис. 2-24 (а – по [Озеров, 1993]; б, в – по [Хубуня и др., 2012] и г – настоящая работа, фрагмент рис. 2-21, представленный без составов Орх). Отметим, что на всех рисунках нами показаны характерные участки конфигурации тренда изменения химического состава: области перегиба – изогнутые стрелки сиреневого цвета, зона резкого понижения концентрации Al_2O_3 – стрелки зеленого цвета. Рассмотрение всех четырех графиков позволяет составить целостную картину и выявить общие закономерности.

Рис. 2-24г обладает наибольшей степенью детальности, так как на графике разными значками нанесены составы фено-, субфенокристаллов и микролитов. Изменение содержания Al_2O_3 относительно Mg# клинопироксена происходит следующим образом: 1) концентрация Al_2O_3 возрастает в четыре раза (от 1,38 до 5,58 мас.%); 2) при Mg# = 78 тренд резко меняет направление, и содержание Al_2O_3 уменьшается в 13 раз (от 5,58 до 0,42 мас.%). Важной особенностью является то, что после изменения содержания (см. на рисунке область перегиба) происходит значительное расширение тренда. Оно возникает за счет того, что у некоторой части фенокристаллов клинопироксена при Mg# = 76–75 наблюдается резкое уменьшение концентрации Al_2O_3 , примерно на 1–3 мас.%. Дальнейшее развитие тренда характеризуется явно выраженной тенденцией к уменьшению содержания

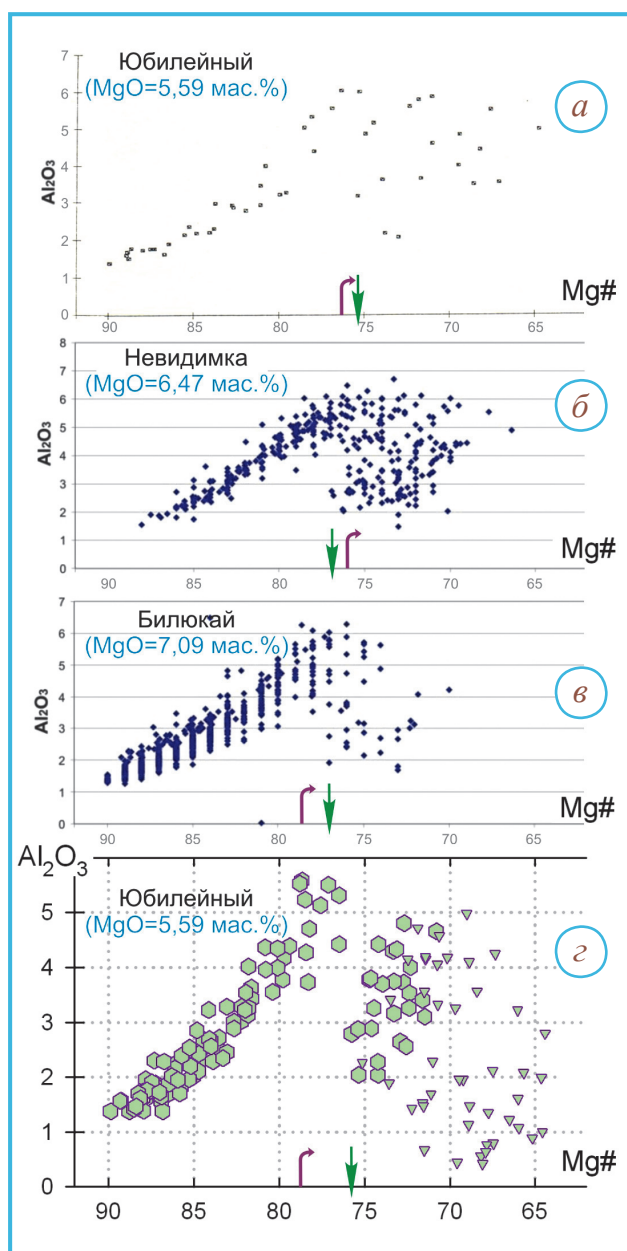


Рис. 2-24. Зависимость содержания Al_2O_3 по отношению к магнезиальности в клинопироксене для высокоглиноземистых и глиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана.

a – по [Озеров, 1993] – прорыв Юбилейный;

б, в – по [Хубуня и др., 2012] – прорывы Невидимка, Билукай;

г – прорыв Юбилейный, настоящее исследование. Зеленые шестигранники – составы фено- и субфено-кристаллов, зеленые перевернутые треугольники – составы микролитов.

На каждом графике в скобках приведено содержание MgO (мас.%) в породе конкретного извержения.

Изогнутые стрелки сиреневого цвета показывают $\text{Mg\#}$ клинопироксена в области перегиба тренда. Стрелки зеленого цвета – $\text{Mg\#}$ клинопироксена в зоне резкого понижения концентрации Al_2O_3 .

Al_2O_3 , которое проявлено как в составах вкрапленников, так и в составах микролитов, наследующих направление развития вкрапленников.

Такая направленность тренда показывает, что в процесс кристаллизации дополнительно «включилась» фаза-концентратор – Al_2O_3 . Единственным минералом, который может столь значительно понизить содержание Al_2O_3 в расплаве, является плагиоклаз, а дальнейшее равномерное уменьшение содержания этого оксида до низких значений ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,42$ мас.%) говорит о постоянно продолжающейся кристаллизации Pl. Напомним, что концентрация Al_2O_3 в плагиоклазах ВГ-АБ Ключевского вулкана находится в интервале 25–35 мас.% (рис. 2-23), т.е. примерно в 5 раз больше, чем в наиболее обогащенных Al_2O_3 клинопироксенах.

Важную дополнительную информацию содержат данные по клинопироксену из глиноземистых прорывов Невидимка и Билукай, представленные на рис. 2-24б и 2-24в, графики из публикации [Хубуня и др., 2012]. В клинопироксенах прорыва Билукай область перегиба тренда фиксируется при $\text{Mg\#} = 78$, так же как в рассмотренном выше случае для прорыва Юбилейный. В клинопироксенах прорыва Невидимка перегиб в направлении тренда начинается при $\text{Mg\#} = 76$. Резкое расширение поля составов в двух рассматриваемых прорывах начинается за счет уменьшения концентрации Al_2O_3 при $\text{Mg\#} = 77$. Морфология трендов показывает, что выделенные структурные особенности в изменении составов клинопироксенов устойчивы, они прослеживаются на всех графиках.

Обратим внимание, что даже при небольшом количестве анализов (48 шт. на рис. 2-24а), обсуждаемые тенденции выражены достаточно явно. Однако полное представление о происходящих изменениях можно получить только при использовании большего числа анализов и с обязательным учетом составов микролитов, см. рис. 2-24г, приведено 197 анализов Sr_{px} .

Совокупное рассмотрение данных показывает, что эффект изменения направления тренда Al_2O_3 – $\text{Mg\#}$ в Sr_{px} и его расширение под влиянием кристаллизующегося плагиоклаза можно рассматривать как типичное явление для ВГ-АБ и Г-АБ Ключевского вулкана.

Подводя итог описанию рис. 2-24, отметим, что графики содержания Al_2O_3 в клинопироксенах в породах разных извержений, полученные разными исследователями на разных электронных микроанализаторах (CAMEBAX, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Jeol JXA 8200 SuperProbe, Институт химии им. Макса Планка, Майнц, Германия), исследованные в разные временные интервалы (1989–1993 гг., 2010–2012 гг.) и с разной степенью детальности, демонстрируют одинаковые структурные закономерности трендов. Такое единообразие

трендов показывает, что в определенный момент процесс кристаллизации претерпевает качественное изменение. Появляется новая минеральная фаза – плагиоклаз, формирование которого продолжается на протяжении всей последующей истории развития расплава, включая микролитовую область.

Проведенное представление аналитических данных и их интерпретация позволяют достаточно ясно увидеть место кристаллизации плагиоклаза относительно эволюционных трендов Срх в ВГ-АБ Ключевского вулкана. Однако полное представление этого явления возможно только с учетом других трендов, на которые оказывает влияние кристаллизация плагиоклаза. Ранее мы говорили о двунаправленной тенденции в трендах $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Срх и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ в Орх, а также об изогнутой тенденции поведения тренда $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Орх. Коротко представим эти данные с учетом уже выявленных особенностей поведения Al_2O_3 в Срх.

2.15.3.2. Определение начала кристаллизации плагиоклаза на тренде $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в клинопироксене

Для рассмотрения этого вопроса вернемся к **рис. 2-21а**. Хорошо видно, что при $\text{Mg\#} = 89\text{--}78$ происходит прямолинейное уменьшение содержания SiO_2 примерно на 5 мас.%, затем наблюдается изменение направления тренда (при $\text{Mg\#} = 77$), его расширение и подъем, который определяется составами вкрапленников и микролитов. Концентрация SiO_2 к завершающему этапу формирования микролитов увеличивается примерно на 4 мас.%.

Рассмотрение конфигураций трендов $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Срх (**рис. 2-21а**) и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ в Срх (**рис. 2-21б**) показывает, что эти тренды обладают зеркальной симметрией. С учетом только что приведенных в **разделе 2.15.3.1** данных по содержанию Al_2O_3 , можно заключить, что увеличение содержания SiO_2 вызвано тем же процессом, что и для Al_2O_3 – кристаллизацией плагиоклаза. Изменение направления тренда $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Срх может вызвать массовая кристаллизация плагиоклаза, имеющего на первых этапах своего развития более низкие, чем в расплаве, содержания SiO_2 . Для раннего Pl ($\text{An}_{85\text{--}65}$) характерны содержания SiO_2 – 47–52 мас.% (**рис. 2-23а**), а в магнезиальных, глиноземистых и высокоглиноземистых базальтоидах содержание $\text{SiO}_2 \geq 53$ мас.% (**рис. 2-13**). Такая разница в содержаниях может повысить концентрацию SiO_2 в расплаве и вызвать ее увеличение SiO_2 в кристаллизующихся клинопироксенах на несколько процентов.

2.15.3.3. Определение начала кристаллизации плагиоклаза по трендам $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ и $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в ортопироксене

Важно отметить, что описываемые конфигурации трендов изменения химического состава клинопироксена характерны и для акцессорного ортопироксена.

$\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ в Орх. Из **рис. 2-21б** и описания в **разделе 2.15.2.2** следует, что изначально концентрация Al_2O_3 в ортопироксене увеличивается в ~4 раза, а затем, после изменения направления тренда (область перегиба) при $\text{Mg\#} 77$, уменьшается в 8 раз. Тренд $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ полностью повторяет конфигурацию такового в клинопироксене, отличие заключается лишь в несколько меньшей концентрации Al_2O_3 . Тренды обоих минералов демонстрируют сходство конфигураций.

$\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Орх. **Рис. 2-21а** и описание в **разделе 2.15.2.2** показывают последовательно: равномерное понижение тренда (параллельное тренду $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Срх), затем изменение направления тренда (область перегиба) при $\text{Mg\#} 77$, и в области низкомагнезиальных составов его небольшое опускание. Угол изменения направления тренда составляет ~30°, это существенный изгиб, демонстрирующий отклик составов ортопироксена на появление в расплаве плагиоклаза.

2.15.3.4. Типоморфные признаки Срх-трендов, обусловленные появлением и последующей кристаллизацией плагиоклаза

Для определения начала кристаллизации Pl рассмотрены данные графиков (**рис. 2-21а, 2-21б** и **рис. 2-24з**), демонстрирующие изменения, происходящие в трендах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Mg\#}$ в Срх и $\text{SiO}_2\text{--Mg\#}$ в Срх, и в **разделах 2.15.2, 2.15.3** приведены их детальные описания.

На каждом из обсуждаемых графиков в конфигурации тренда отчетливо выражена структура. Рассмотрим четыре составляющие в направлении уменьшения магнезиальности в клинопироксенах, слева направо:

1) узкие, прямолинейные тренды изменения концентраций (SiO_2 – понижение, Al_2O_3 – возрастание), область фено- и субфенокристаллов;

2) резкое изменение направления развития трендов при $\text{Mg\#} = 78\text{--}77$, область изменения составов фено- и субфенокристаллов;

3) расширение трендов при увеличении содержания SiO_2 и уменьшении концентрации Al_2O_3 , тренды сформированы составами фено- и субфенокристаллов;

4) продолжение расширения трендов при тех же тенденциях: увеличении содержания SiO_2 и уменьшении концентрации Al_2O_3 , тренды сформированы составами микролитов.

Рассмотрение двух описанных графиков (рис. 2-21а, 2-21б), показывает, что они имеют практически идеальную зеркальную симметрию.

Закачивая описание трендов изменения химических составов силикатных минералов, отметим, что выделенные структурные особенности трендов с небольшими вариациями характерны для ортопироксена (рис. 2-21а, 2-21б; раздел 2.15.3.3). Ортопироксен не

является породообразующим минералом высокоглиноземистых андезибазальтов вулкана, тем не менее, представленные комбинированные тренды изменения состава ортопироксена (включения, фенокристаллы, микролиты) являются еще одним важным свидетельством в пользу начала кристаллизации плагиоклаза.

2.15.4. Клинопироксен и оливин из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана

После того, как описаны основные особенности породообразующих минералов для высокоглинозе-

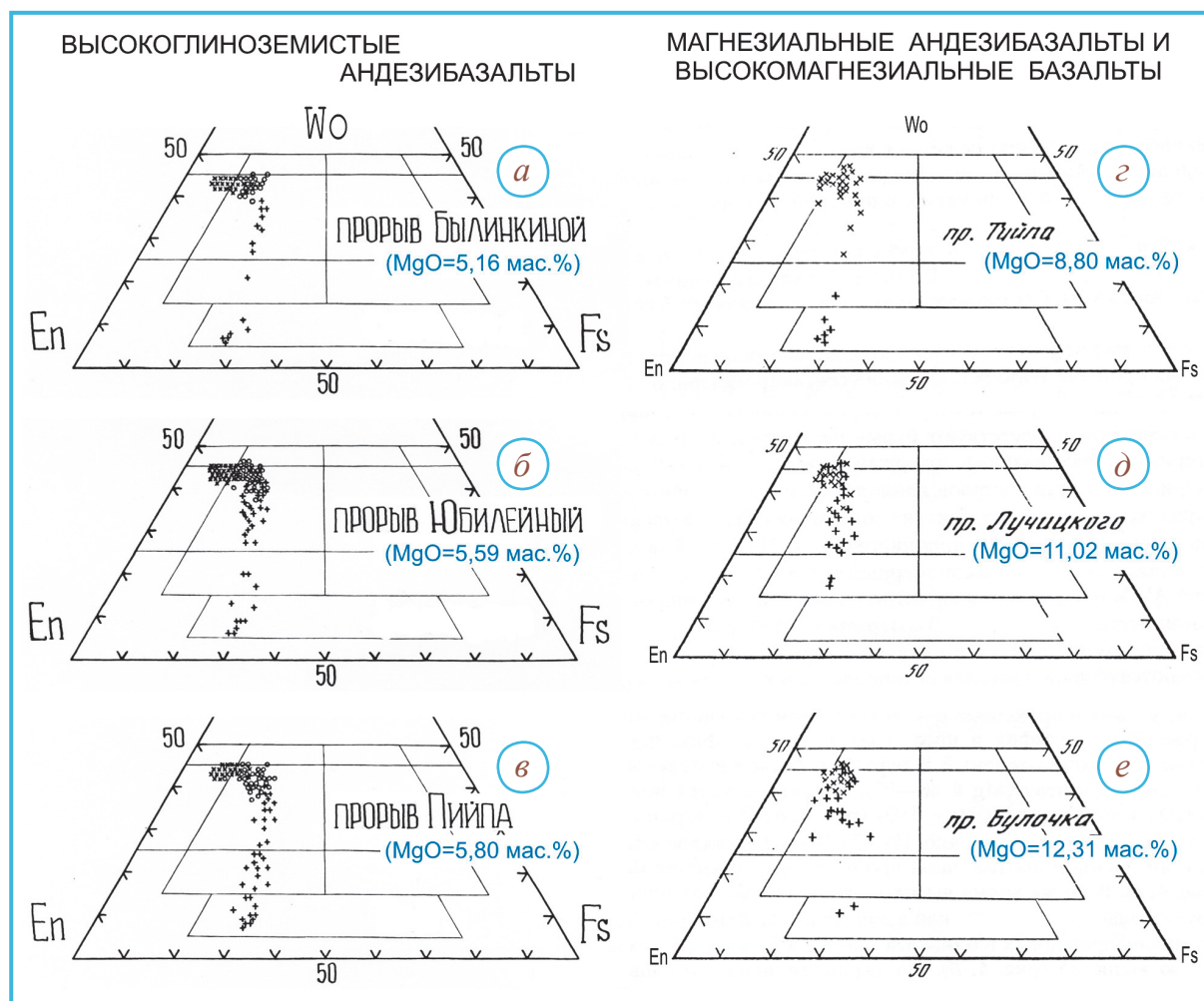


Рис. 2-25. Диаграммы составов клинопироксенов из высокоглиноземистых андезибазальтов (а, б, в), магнезиальных андезибазальтов (г) и высокомагнезиальных базальтов (д, е) Ключевского вулкана.

а, б, в – по данным [Озеров, 1993]; г, д, е – по данным [Хубуня и др., 1993].

Косые крестики – центральные части фенокристаллов; незаполненные кружки – краевые части фенокристаллов; креститки – микролиты; En – энстатит, Wo – волластонит, Fs – ферросилит. В скобках приведено содержание MgO (мас.%) в породе для каждого прорыва

мистых андезибазальтов прорыва Юбилейный, оценен насколько они являются характерными и для других высокоглиноземистых прорывов Ключевского вулкана. Для сопоставления выбраны *клинопироксен* и *оливин* из пород прорывов Былинкиной ($\text{MgO} = 5,16 \text{ мас.}\%$) и Пийпа ($\text{MgO} = 5,80 \text{ мас.}\%$).

2.15.4.1. Клинопироксены из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана

На **рис. 2-25а–2-25в** представлены составы клинопироксенов из трех рассматриваемых высокоглиноземистых прорывов. Хорошо видно, что во всех случаях химические составы клинопироксенов и направленность к их изменению идентичны. Перед нами сходные однонаправленные тренды изменения химического состава клинопироксена (от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам), показывающие, что начальные стадии образования клинопироксенов и последующий процесс эволюционной кристаллизации имеют сходные характеристики.

На **рис. 2-26а–2-26в** хорошо видно сходство составов ядер клинопироксенов из высокоглиноземистых андезибазальтов. Магнезиальность и максимумы (*max*) частот встречаемости наиболее магнезиальных ядер весьма близки для рассматриваемых извержений. Для прорыва Пийпа они, соответственно, равны: 90–79, *max* – 88 и 85; для Юбилейного – 91–78, *max* – 88–87 и 85–84, и для Былинкиной – 91–78, *max* – 88 и 85–84.

2.15.4.2. Оливины из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана

На **рис. 2-27а–2-27в** представлена форстеритовая составляющая ядер оливинов из высокоглиноземистых андезибазальтов. Fo-составляющая и максимумы частот встречаемости форстеритовых ядер оливинов наиболее близки для прорывов Пийпа и Юбилейный; для первого – 91–83, *max* – 87; для второго – 90–77, *max* – 87 и 84. Fo_{88-76} – для ядер оливинов из прорыва Былинкиной. В нашем распоряжении было ограниченное число данных по этому прорыву (34 вместо 70–100, необходимых для представительной, статистически значимой информации); возможно, с этим

связано отсутствие на гистограмме максимума частот встречаемости высокофорстеритовых разностей. Тем не менее, в общем данные по содержанию форстерита оливинов прорыва Былинкиной можно считать близкими таковым для оливинов из прорывов Пийпа и Юбилейный.

Резюмируя данные, приведенные в разделах 2.15.4.1. и 2.15.4.2., отметим, что ядра Сrx и Ol из пород разных высокоглиноземистых прорывов Юбилейного, Пийпа, и Былинкиной имеют идентичный состав. Появление минералов с высокой магнезиальностью и высоким содержанием форстерита, не случайно, а закономерно. А представленные тренды эволюции составов клинопироксена из трех прорывов высокоглиноземистых андезибазальтов показывают, что составы этих минералов от момента зарождения первого кристалла до появления микролитов подчиняются одним и тем же законам кристаллизации.

Ранее мы подробно рассматривали эволюционные особенности петрохимических Сrx- и Ol-трендов прорыва Юбилейный. Проведенное сравнение показывает, что закономерности, установленные для одного высокоглиноземистого прорыва, характерны и для других высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана.

2.15.4.3. Сопоставление Mg# клинопироксенов и Fo-составляющей оливинов из высокоглиноземистых высокомагнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана

Для выяснения соотношений между минеральными ассоциациями высокоглиноземистых андезибазальтов и глиноземистыми, магнезиальными, высокомагнезиальными базальтоидами Ключевского вулкана, было проведено сравнительное изучение. Для клинопироксенов рассмотрены Wo-En-Fs тренды и Mg# ядер фенокристаллов, для оливинов – Fo-составляющая ядер фенокристаллов. Для сопоставления с ВГ-АБ выбраны породы побочных прорывов с различным содержанием MgO: Г-АБ – Билукай (7,09 мас.%), М-АБ – Слюнина (8,73 мас.%), Туйла (8,80 мас.%), ВМ-Б – Новограбленова (11,02 мас.%), Лучицкого (11,25 мас.%), Булочка (12,31 мас.%).

На **рис. 2-25** две колонки треугольных диаграмм: в левой представлены составы Сrx из высокоглиноземистых (**а, б, в**) андезибазальтов [Озеров, 1993], в правой из магнезиальных (**г**) и высокомагнезиальных (**д, е**) базальтов [Хубуня и др., 1993]. На всех графиках Сrx-тренды начинаются в поле эндиопси-

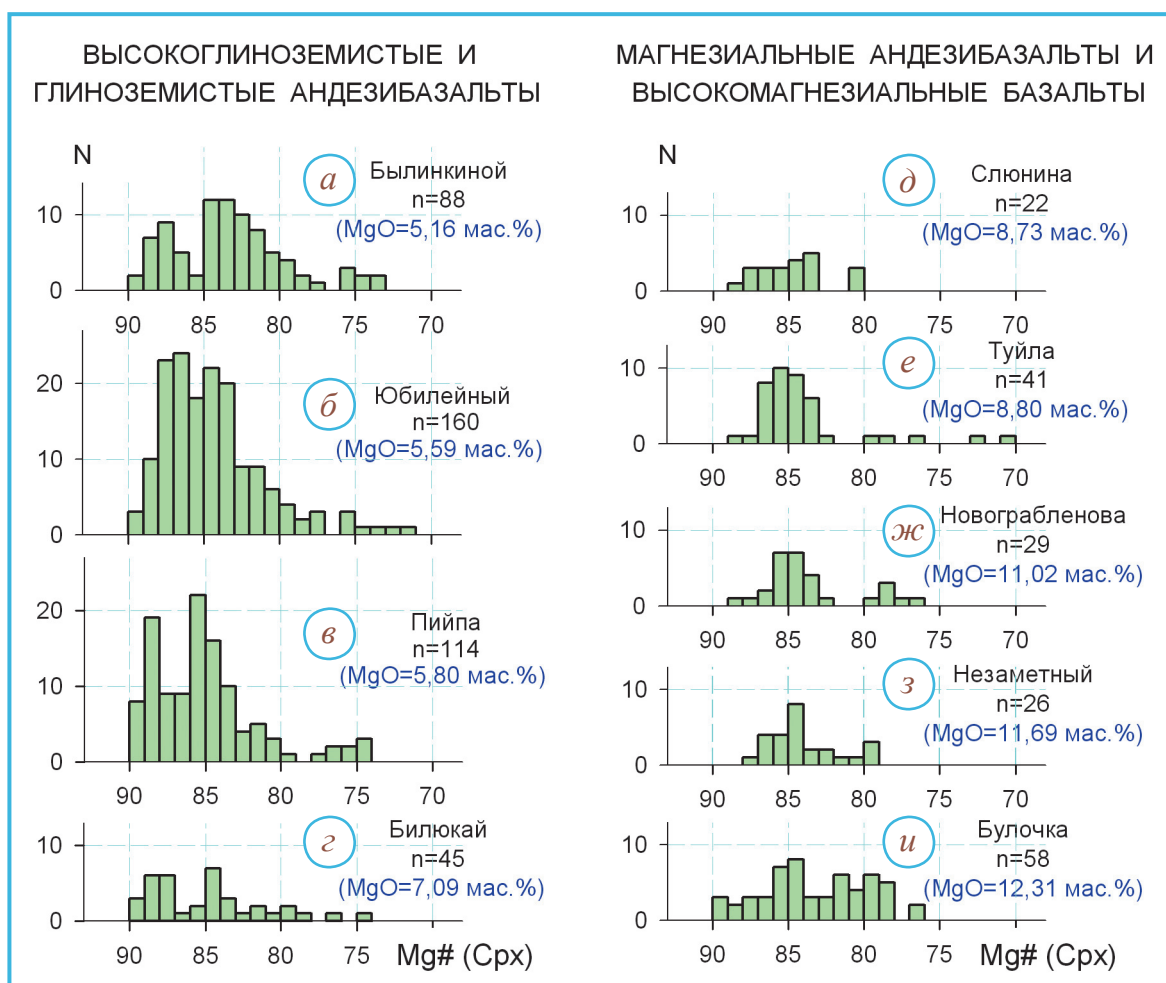


Рис. 2-26. Гистограммы вариаций магнезиальности центральных частей фено- и субфенокристаллов клинопироксенов из высокоглиноземистых, глиноземистых, магнезиальных и высокомагнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана, по [Озеров, Хубуная, 1992].

N – количество кристаллов клинопироксена конкретного состава; n – общее число проанализированных зерен по каждому извержению; в скобках приведено содержание MgO (мас.%) в породе конкретного извержения

да, далее следуют в пограничной области между салитом–авгитом, затем снижаются в поле авгита, субкальциевого авгита и заканчиваются в поле пижонита. Высокомагнезиальные базальты охарактеризованы меньшим количеством анализов, чем высокоглиноземистые. Возможно, именно поэтому нет полного сходства трендов: в анализах прорыва Лучицкого в пижонитовой области не установлены микролиты, а в прорыве Булочка отсутствуют данные по субкальциевому авгиту. За исключением этих деталей, конфигурации трендов свидетельствуют, что во всех случаях составы клинопироксена и динамика их изменения идентичны. Перед нами четко проявленные однонаправленные тренды (от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам), показывающие, что начало образования клино-

пироксена и последующий процесс эволюционной кристаллизации имеют один и тот же устойчивый путь развития.

На рис. 2-26 в общем виде можно увидеть сходство значений $Mg\#$ для ядер фенокристаллов Cpx из ВГ-АБ (а, б, в), Г-АБ (г), М-АБ (д, е) и ВМ-Б (ж, з, и). Корректное сравнение выполнить не удалось, так как число анализов клинопироксена из магнезиальных и высокомагнезиальных базальтоидов недостаточно. Однако данные по магнезиальности ядер клинопироксенов из высокоглиноземистых андезибазальтов (от 89 до 79–77) аналогичны таковым их всех сопоставляемых с ними типов базальтоидов (от 89–87 до 80–76) и показывают, что они близки между собой.

На рис. 2-27 выполнено сопоставление содержания форстерита в ядрах оливина из ВГ-АБ, Г-АБ,

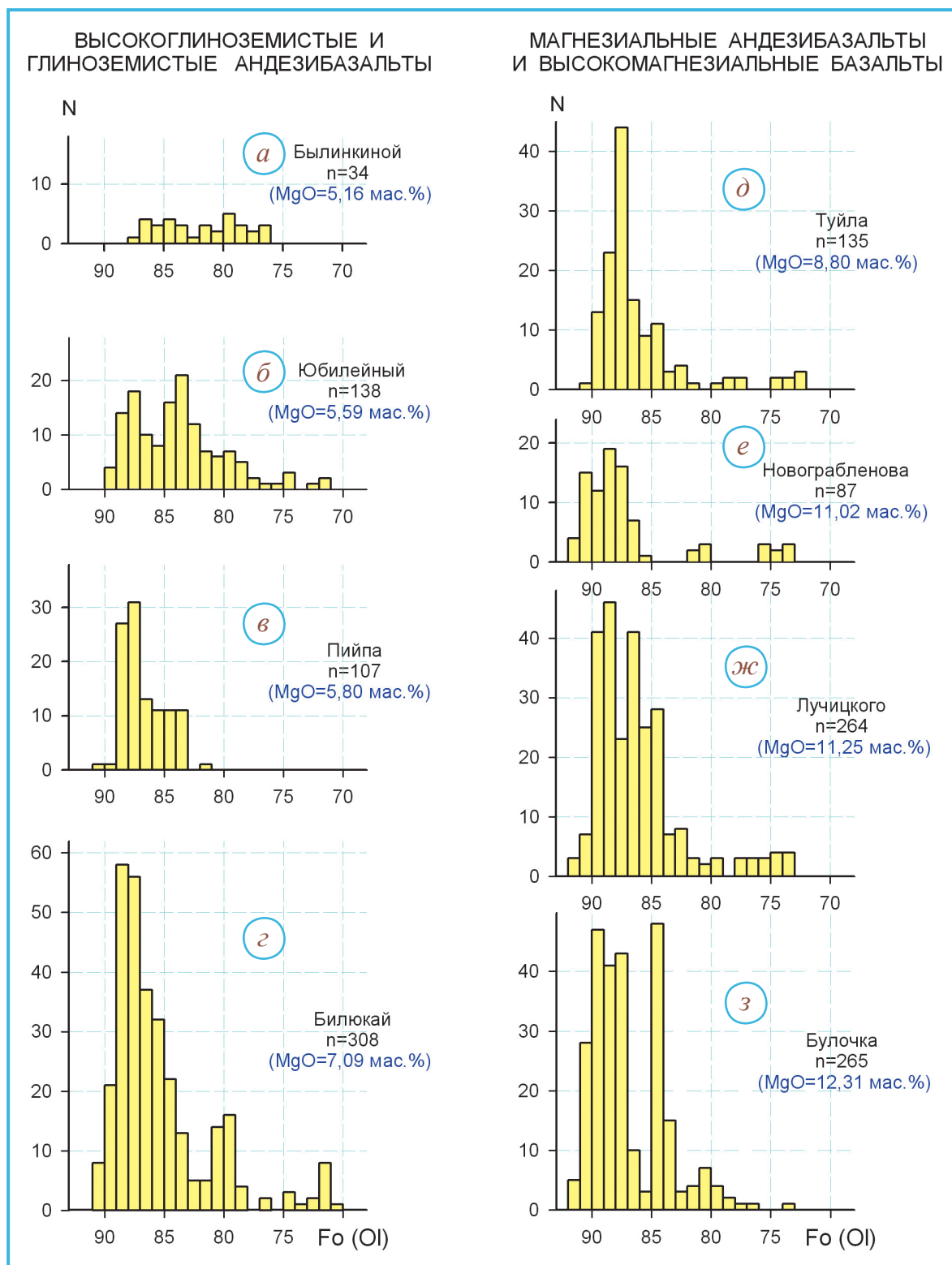


Рис. 2-27. Гистограммы Fo-оливинов центральных частей фено- и субфенокристаллов из высокоглиноземистых, глиноземистых, магнезиальных андезибазальтов и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана; по [Озеров, Хубуня, 1992].

N – количество зерен оливины конкретного состава; n – общее число проанализированных зерен по каждому извержению; в скобках приведено содержание MgO (мас.%) в породе конкретного извержения

М-АБ и ВМ-Б. Наиболее высоко-*Fo* составы и первые максимумы частот встречаемости (*мах*) для ВГ-АБ – 89 и 90, *мах* = 87 (рис. 2-27б, 2-27в); для Г-АБ – 90, *мах* = 88 (рис. 2-27г); для М-АБ – 90, *мах* = 87 (рис. 2-27д); для ВМ-Б – 91, *мах* = 88 (рис. 2-27е), *мах* = 88 (рис. 2-27ж), *мах* = 89 (рис. 2-27з). Анализ гистограмм показывает значительное сходство *Fo*-составляющей ядер оливина из всех типов базальтоидов.

Близость составов ядер клинопироксенов и оливинов (рис. 2-26, 2-27) из всех типов базальтоидов Ключевского вулкана позволяет считать, что начало их кристаллизации происходило из магматического расплава, изначально более магнезиального по составу, чем высокоглиноземистые базальты. А сходство химических *Srx*-трендов (рис. 2-25) показывает, что последующий путь формирования клинопироксена от зарождения первого кристалла до завершения формирования микролита был идентичен для высокоглиноземистых, магнезиальных и высокомагнезиальных базальтоидов вулкана.

2.15.4.4. Сопоставление *Srx* и *OI* из высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана с минералами мантийных ксенолитов

Обсудим происхождение высоко-*Mg#*/высоко-*Fo* темноцветных минералов, находящихся в высокоглиноземистых андезибазальтах. Вполне правомерен вопрос: «*Srx*, *Orx*, *OI* – это формирующиеся из магматического расплава Ключевского вулкана кристаллы, или это захваченные магмой ксенокристаллы?» Впервые сопоставление химических трендов темноцветных минералов Ключевского вулкана с составами минералов мантийных ксенолитов выполнено в [Озеров, 1993]. В настоящем исследовании приведены дополненные данные, позволяющие рассмотреть этот вопрос более полно.

Совокупное представление химических составов фенокристаллов темноцветных минералов из ВГ-АБ прорыва Юбилейный и из мантийных ксенолитов проведено для *Srx* на рис. 2-21, данные по мантийным ксенолитам по [Reid et al., 1974] и для *OI* на рис. 2-22, данные по мантийным ксенолитам по [Reid et al., 1974; Hervig et al., 1986].

Перекрытие полей составов минералов из ВГ-АБ и из мантийных ксенолитов для *Srx* происходит при *Mg#* = 89–86, а для *OI* при *Fo* = 89–85. Анализ рисунков позволяет выделить виды соотношений: закономерное, незаконномерное и непересекающееся.

Закономерное – из конфигурации любого из двух рассматриваемых трендов, можно предвидеть конфигурацию другого тренда; в некоторых случаях наблюдается практически идеальное продолжение трендов (*FeO* для *Srx* – рис. 2-21ж и *FeO*, *MgO* для *OI* – рис. 2-22б и 2-22в). **Незакономерное** – поля составов накладываются, но не являются продолжением друг друга (например, *Al₂O₃* и *TiO₂* для *Srx* – рис. 2-21б и 2-21в). **Непересекающиеся** – между полями составов существует некоторое расстояние (*Na₂O* для *Srx* – рис. 2-21д и *NiO* для *OI* – рис. 2-22г).

В большинстве случаев поля составов *Srx* и *OI* перекрывают друг друга закономерно или незаконномерно. Такое перекрытие поддерживает представления о ксеногенной природе высоко-*Mg#*/высоко-*Fo* мафических вкрапленников ВГ-АБ Ключевского вулкана. Однако существуют и непересекающиеся тренды, которые противоречат этому положению.

Рассмотрим этот вопрос более детально:

1) наличие непересекающихся полей составов: *Na₂O* для *Srx* и *NiO* для *OI* (рис. 2-21д и 2-22г) из мантийных ксенолитов и из ВГ-АБ, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, дает основание полагать, что рассматриваемые минералы являются представителями разных магматических ассоциаций пород;

2) представленные на гистограммах *Srx* и *OI* из ВГ-АБ максимумы частот встречаемости наиболее *Mg#* и наиболее *Fo* составов расположены в ядрах фенокристаллов (рис. 2-20в, 2-20е). Это указывает на то, что рассматриваемые составы являются принадлежностью внутренних частей минералов, начавших формироваться на ранних этапах кристаллизации расплавов, производящих высокоглиноземистые андезибазальты;

3) сродство составов ядер фенокристаллов *Srx* и *OI* из ВГ-АБ с таковыми из всех типов базальтоидов Ключевского вулкана (рис. 2-25, 2-26 и 2-27) иллюстрирует, что наличие обсуждаемых составов мафических минералов в ВГ-АБ не является уникальным, так как все типы базальтоидов Ключевского вулкана от ВМ-Б до ВГ-АБ имеют одну и ту же высоко-*Mg#* и высоко-*Fo* ассоциацию минералов.

Совокупность приведенных данных показывает, что ядра темноцветных минералов ВГ-АБ близки по химическому составу минералам мантийных ксенолитов, но не являются таковыми. Формирование высоко-*Mg#*, высоко-*Fo* разностей *Srx* и *OI* из ВГ-АБ Ключевского вулкана происходило на ранней стадии эволюции магматического расплава в условиях, близких к обстановке существования минералов глубинных мантийных ксенолитов.

Из приведенных данных видно, что более определенным представляется сценарий, по которому

выплавившийся из мантии высокомагнезиальный расплав изначально не имел кристаллов. В результате подъема в расплаве начинается кристаллизация высоко-Mg# Сrx и высоко-Fo Ol.

Последующие преобразования расплава приводят к уменьшению Mg# и Fo этих минеральных фаз вплоть до низко-Mg# Сrx и низко-Fo Ol микролитов.

2.15.4.5. Общие закономерности поведения силикатных минералов в породах Ключевского вулкана

Проведено детальное изучение химического состава породообразующих минералов – Сrx, Ol, Pl и аксессуарного минерала Орх в высокоглиноземистых андезибазальтах прорыва Юбилейный. Полученные данные сопоставлены с таковыми для всех типов базальтоидов Ключевского вулкана. Представим главные результаты исследований.

1. Кристаллические фазы прорыва Юбилейный имеют значительные вариации химического состава: Сrx Mg# 89,88–64,42; Орх Mg# 88,83–63,73; Ol Fo_{89,39–64,05} и Pl An_{84,87–34,04} (рис. 2-21, 2-22, 2-23).

2. В породах прорыва Юбилейный установлено общее направление эволюции химического состава темноцветных минералов – ядра фенокристаллов клинопироксена и оливина имеют наибольшее значение Mg# и концентрацию Fo-составляющей (рис. 2-20). Составы внешних, краевых зон фено-, субфенокристаллов и затем микролитов характеризуются все более низкими значениями.

3. В последовательности: ядра фенокристаллов → краевые части фенокристаллов → микролиты клинопироксенов и оливинов из андезибазальтов прорыва Юбилейный (рис. 2-20) прослеживается однонаправленное изменение Mg# и концентрации Fo-составляющей:

Сrx Mg# 89–64 и Ol Fo_{89–64} – общий интервал составов каждого минерала;

Сrx Mg# 89–71 и Ol Fo_{89–71} – интервалы значений ядер фенокристаллов;

Сrx Mg# 87–86 и Ol Fo_{88–87} – максимум частот встречаемости ядер фенокристаллов;

Сrx Mg# 87–67 и Ol Fo_{87–68} – интервалы краевых частей фенокристаллов;

Сrx Mg# 75–64 и Ol Fo_{76–64} – интервалы составов микролитов.

4. Показано, что тренды составов Сrx, Орх, Ol и Pl из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный значительно различаются между собой, как по трендам петрохимической эволюции,

так и по соотношению химического состава фенокристаллов и микролитов:

– Сrx-тренды демонстрируют наиболее сложную конфигурацию (рис. 2-21). Явно выражены две тенденции: прямолинейная, характерная для большинства оксидов, и двунаправленная, проявленная в трендах SiO₂ и Al₂O₃. При переходе от вкрапленников к микролитам обычно наблюдается расширение поля составов;

– Орх-тренды имеют также прямолинейную (большинство оксидов) и двунаправленную (SiO₂ и Al₂O₃) тенденции изменения составов (рис. 2-21). В области проявления микролитов для Орх расширение поля составов нехарактерно;

– Ol- и Pl-тренды имеют хорошо выраженные прямолинейные тенденции развития, поля составов микролитов наследуют направления трендов вкрапленников (рис. 2-22, 1-23).

5. На основании анализа двунаправленных трендов Al₂O₃–Mg# в Сrx и SiO₂–Mg# в Сrx прорыва Юбилейный установлено начало кристаллизации плагиоклаза в клинопироксене относительно Mg# (рис. 2-21а, 2-21б и 2-24з). Сначала в интервале образования клинопироксена (Mg# = 89–79) кристаллизации плагиоклаза не происходило. При Mg# 78 начинается массовая кристаллизация плагиоклаза, которая продолжалась вплоть до последнего низкомагнезиального микролита (Mg# = 64). При Mg# = 78–64 влияние кристаллизации плагиоклаза на тренд Al₂O₃–Mg# в Сrx проявлено очень сильно: содержание Al₂O₃ уменьшается в 13 раз – от 5,58 до 0,42 мас. %.

Привлечение аналогичных данных по глиноземистым прорывам Невидимка и Билукай (рис. 2-24б и 2-24в) показало, что эффект изменения направления тренда Al₂O₃–Mg# в Сrx под влиянием кристаллизующегося Pl является типичным для ВГ-АБ и Г-АБ Ключевского вулкана.

6. Выявлена новая закономерность (графическая типоморфная структура) изменения химического состава клинопироксена (Al₂O₃ и SiO₂), обусловленная появлением и массовой кристаллизацией плагиоклаза (рис. 2-21а, 2-21б и 2-24з). Для значений Mg# от 89 до 64 характерны: **1** – узкие, прямолинейные тренды изменения концентраций (SiO₂ – понижение, Al₂O₃ – возрастание); **2** – резкое изменение направления развития трендов; **3** – расширение трендов и **4** – тенденция подъема трендов при увеличении содержания SiO₂ и уменьшении концентрации Al₂O₃.

Дополнительным признаком появления Pl является практически идеальная зеркальная симметрия трендов Al₂O₃–Mg# в Сrx и SiO₂–Mg# в Сrx (рис. 2-21а и 2-21б).

Аналогичные графические структуры с небольшими вариациями выделены и в поведении трендов изменения химического состава ортопироксена (рис. 2-21а и 2-21б; раздел 2.15.3.2), они являются еще одним показателем начала кристаллизации плагиоклаза.

Важно отметить, что на треугольной диаграмме Wo–En–Fs тренды изменения состава Сrx и Орх не имеют особенностей, отчетливо проявленных на двумерных графиках Al_2O_3 –Mg# в Сrx, SiO_2 –Mg# в Сrx и Al_2O_3 –Mg# в Орх.

7. Установлено, что тренды изменения химического состава минеральных фаз обладают разной степенью восприимчивости к петрохимическим изменениям в расплаве, обусловленным началом кристаллизации Pl или переходом расплава к стадии формирования микролитов: наиболее чувствительными являются Сrx-тренды, следующими по восприимчивости идут Орх-тренды, и наиболее толерантными к изменениям являются Ol-тренды.

8. В соотношениях (перекрытиях) полей составов вкрапленников и микролитов Сrx, Ol и Pl установлены принципиальные отличия (табл. 2.10 и рис. 2-21, 2-22, 2-23). Интервалы перекрытия полей для Сrx – 20%, для Ol – 30%. Это указывает на то, что микролиты начинают образовываться, когда из расплава уже выкристаллизовалась значительная часть фено- и субфенокристаллов этих минералов. Принципиально иной сценарий перекрытия полей составов в Pl. Интервал перекрытия – 98%. Это говорит о том, что кристаллизация фено-, субфенокристаллов и микролитов плагиоклаза происходила одновременно.

9. Проведено сопоставление трендов изменения химического состава темноцветных минералов из ВГ-АБ Ключевского вулкана с составами минералов мантийных ксенолитов. Перекрытие полей составов происходит для Сrx при Mg# 90–86 и для Ol при Fe_{89-85} (рис. 2-21 и 2-22). Выделено три вида соотношений: закономерное, незакономерное и непересекающееся. Наличие непересекающихся полей составов Na_2O для Сrx и NiO для Ol (рис. 2-21d и 2-22e) из мантийных ксенолитов и из ВГ-АБ, расположенных друг от друга на значительном расстоянии, показывает, что ядра темноцветных минералов ВГ-АБ близки по химическому составу минералам мантийных ксенолитов, но не являются таковыми. Формирование высоко-Mg#, высоко-Fe разностей Сrx и Ol из ВГ-АБ Ключевского вулкана происходило на ранней стадии эволюции магматического расплава в условиях, близких к обстановке существования минералов глубинных мантийных ксенолитов.

10. Анализ трендов изменения химического состава силикатных минералов высокоглиноземистых

андезибазальтов прорыва Юбилейный позволил получить важную генетическую информацию. Каждый из Сrx-, Орх- и Ol-трендов очерчивает полный эволюционный путь развития от высоко-Mg#/высоко-Fe глубинных разностей (по составу соответствующих таковым из мантийных ксенолитов) до низко-Mg#/низко-Fe микролитов, формирующихся в близповерхностных условиях. Кристаллизация плагиоклаза начинается в области средне-Mg# клинопироксенов и дальше этот парагенезис прослеживается вплоть до завершения формирования микролитов. Анализ минералогических особенностей других извержений Ключевского вулкана, в том числе по литературным данным, показал, что установленные закономерности характерны и для других высокоглиноземистых и глиноземистых андезибазальтов вулкана.

11. Установлена близость составов ядер клинопироксенов и оливинов (рис. 2-26, 2-27) из ВГ-АБ, Г-АБ, М-АБ и ВМ-Б Ключевского вулкана, которая позволяет считать, что начало их кристаллизации происходило в сходных условиях из магматического расплава, изначально более магнезиального по составу, чем высокоглиноземистые андезибазальты.

12. Сравнительный анализ Сrx из ВГ-АБ, М-АБ и ВМ-Б вулкана, представленный на диаграмме Wo–En–Fs (рис. 2-25), показывает, что на всех графиках тренды изменения химического состава Сrx начинаются в поле эндиопсида, проходят между салитом–авгитом, затем уходят в поле авгита, субкальциевого авгита и заканчиваются в поле пижонита. Четкие похожие однонаправленные тренды (от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам) показывают, что и начало образования Сrx, и последующий процесс его кристаллизации имеют один и тот же устойчивый путь развития для высокоглиноземистых, магнезиальных и высокомагнезиальных базальтоидов.

В настоящем разделе были рассмотрены данные, проливающие свет на соотношение минералов из разных подтипов базальтоидов Ключевского вулкана. Особо детально был рассмотрен плагиоклазовый парагенезис высокоглиноземистых андезибазальтов. Прямых наблюдений, показывающих конкретные соотношения породообразующих минералов Сrx–Ol и Ol–Pl, нам получить не удалось. Для того чтобы определить парные составы сокристаллизующихся минералов и восстановить полную историю формирования ведущих минеральных фаз, было проведено исследование твердофазных включений в минерале-хозяине. Результаты этих работ представлены в следующем разделе.

2.16. УСТОЙЧИВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ТВЕРДОФАЗНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Исследование состава твердофазных микро-включений важно для решения вопроса о составе ранней котектической ассоциации и порядке кристаллизации минералов из расплава. Твердофазные включения – силикатные и рудные – обнаружены в породообразующих минералах всех подтипов пород Ключевского вулкана. По классификации [Бакуменко, 1982], они относятся к сопутствующим кристаллическим включениям. Это минеральные фазы, существовавшие в минералообразующих растворах (магматических расплавах) и захваченные кристаллами (минералом-хозяином) без примеси минералообразующей среды.

При интерпретации данных по кристаллическим включениям необходимо быть уверенным в их сингенетичности с минералом-хозяином. Об этом свидетельствуют: зависимость между составами включений и минерала-хозяина; наличие устойчивой ассоциации включений в минерале-хозяине; сопоставимость состава минералов во включениях с аналогичными минералами в суб- и фенокристаллах; идентичность состава включений, находящихся в разных породообразующих минералах (Срх, ОI и PI). Как будет видно из описания фактического материала, эти свидетельства имеют место.

Важно отметить, что при проведении аналитических исследований мы стремились избегать включений, находящихся на трещинах, пересекающих минерал-хозяин, так как по ним мог осуществляться привнос/вынос компонентов из изучаемого включения. Основой полученного массива данных являются составы кристаллических включений, находящиеся в «чистой», однородной матрице минерала-хозяина.

При изложении материалов в первой части настоящего раздела будут рассмотрены силикатные микровключения в породообразующих минералах, а затем рудные – хромшпинели и титаномagnetиты. Традиционно основной упор будет сделан на минеральной ассоциации из доминирующих на вулкане высокоглиноземистых андезибазальтов. Результаты исследований будут сопоставлены с таковыми для высокомагнезиальных базальтов. В конце раздела будет представлена парагенетическая схема после-

довательного изменения составов минеральных фаз, на которой отображены общие для пород вулкана закономерности и представлены различия парагенезисов высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтоидов.

2.16.1. Твердофазные силикатные микровключения

Результаты исследования включений представлены на **рис. 2-28**. В целом представленные тренды вполне информативны. Отметим, что значительное внимание было направлено на изучение включений в наиболее высоко-Mg# клинопироксене и высоко-Fe оливине с целью установления ранней ликвидусной фазы и ранних котектических соотношений минералов.

Перед началом рассмотрения материалов отметим, что на все рисунки дополнительно нанесены области составов микролитов (черные пунктирные прямоугольники). По формальному признаку они не должны быть представлены на графиках, так как не являются ни включениями, ни минералами-хозяевами. Однако, по сути, они также несут важную генетическую информацию о сокристаллизующихся фазах на заключительной стадии кристаллизации при затвердевании основной массы вулканитов.

2.16.1.1. Минерал-хозяин ОI – включения Срх и Орх (прорыв Юбилейный)

Рассмотрим сначала силикатные включения, находящиеся в минерале-хозяине ОI. График (**рис. 2-28а**) относится к включениям ортопироксенов, а график (**рис. 2-28б**) – клинопироксенов в минерале-хозяине оливине.

Из **рис. 2-28а** следует, что кристаллизация ортопироксена начинается в высокомагнезиальной области, включение Орх при $Mg\# = 88,83$ установ-

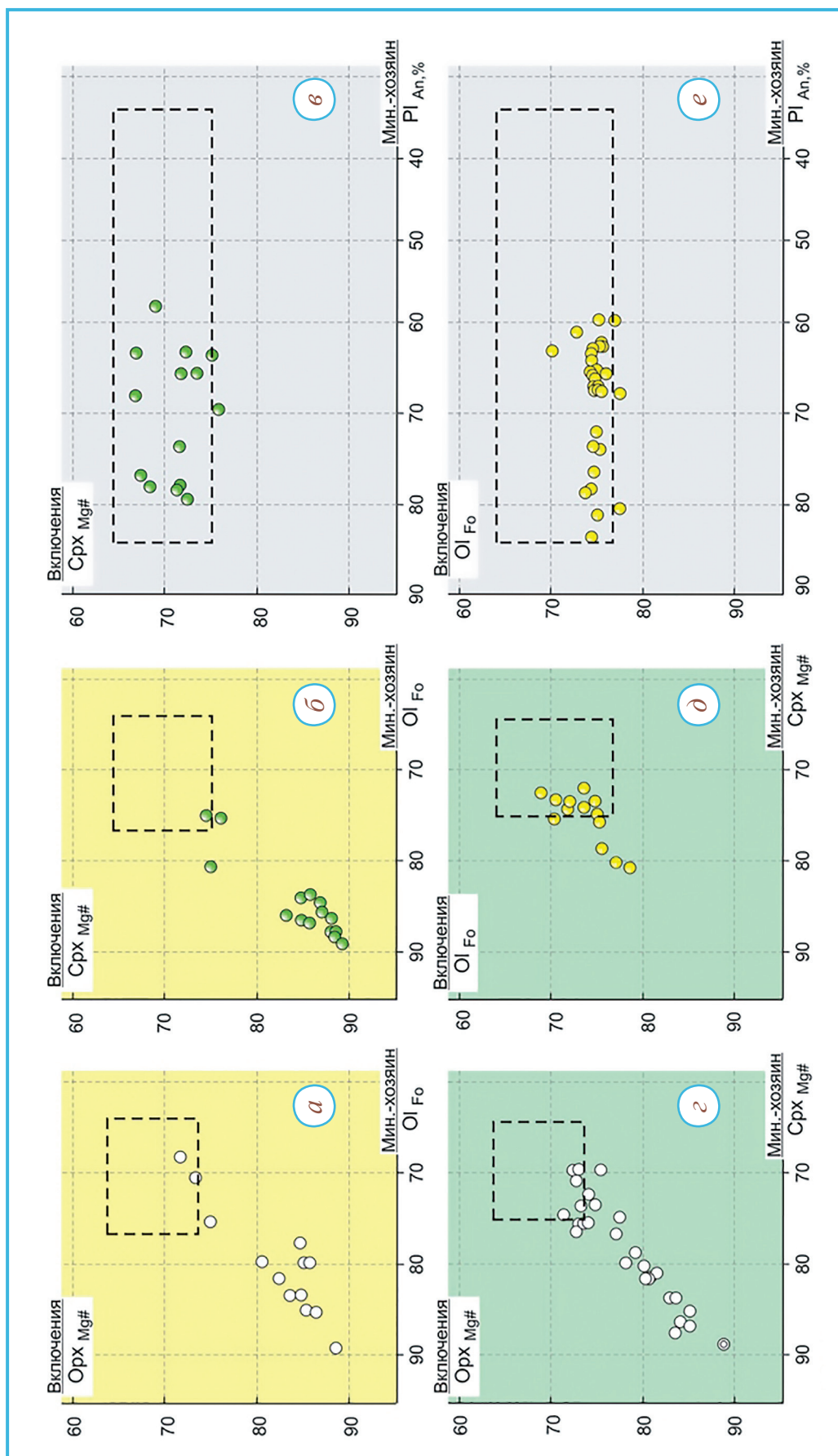


Рис. 2-28. Зависимость состава силикатных включений (Ol, Crx, Орх) от состава заключающего их минерала-хозяина (Ol, Crx, Pl) и поля составов сосуществующих микролитов силикатных минералов из высокоглиноземистых андезитовых прорыва Юбилейный 1945 г. ($MgO = 5.59$ мас. %); по [Озеров, 1993].
 а – Орх_{Mg#} включ. и Ol_{Fo} минер.-хозяина; б – Crx_{Mg#} включ. и Ol_{Fo} минер.-хозяина; в – Crx_{Mg#} включ. и Pl_{Al} минер.-хозяина; г – Ol_{Fo} минер.-хозяина; д – Ol_{Fo} включ. и Crx_{Mg#} минер.-хозяина; е – Ol_{Fo} включ. и Pl_{Al} минер.-хозяина. Двойным кружком на рис. г отмечены данные по Mg# сингенетических включений Crx и Орх (подробнее см. в тексте). Поля составов микролитов для указанной по осям пары минералов представлены черными пунктирными прямоугольниками

лено в высокофорстеритовом минерале-хозяине Ol ($Fo_{88,75-88,63}$). При последующей совместной кристаллизации этих минералов происходит закономерное изменение их составов в сторону уменьшения отношения $Mg\#/Fo$, которое прослеживается и в области микролитов. Область составов микролитов (Ol $Fo_{76,69-64,05}$ и Орх $Mg\# = 73,66-63,73$) продолжает направление развития представленного тренда.

Из рассмотрения графика **рис. 2-28б** отчетливо видно, что первое, наиболее магнезиальное включение клинопироксена ($Mg\# = 88,93$) было захвачено наиболее высокофорстеритовым оливином ($Fo_{88,75-88,63}$). При дальнейшей их совместной кристаллизации происходило синхронное уменьшение форстеритовой составляющей минерала-хозяина оливина и магнезиальности заключенного в нем клинопироксена.

По содержанию петрогенных элементов клинопироксен во включениях, находящихся в минерале-хозяине оливине, не отличается от вкрапленников этого минерала той же магнезиальности.

2.16.1.2. Минерал-хозяин Срх – включения Ol и Орх (прорыв Юбилейный)

Следующая пара графиков относится к включениям ортопироксена и оливина, находящихся в минерале-хозяине клинопироксене (**рис. 2-28г** и **2-28д**).

Из рассмотрения графиков **рис. 2-28г** следует, что котектическая кристаллизация клино- и ортопироксенов начинается при магнезиальности минерала-хозяина клинопироксена, равной 87; для включений ортопироксена $Mg\# = 85$. Дальнейшая их кристаллизация отчетливо прослеживается при равномерном понижении магнезиальности обоих минералов и заканчивается в поле микролитов (для Срх $Mg\# = 75,13-64,42$ и для Орх $Mg\# = 73,66-63,73$), находящемся на продолжении рассматриваемого тренда.

Обсудим точку на графике **рис. 2-28г**, обозначенную двойным кружком. Формально она не должна присутствовать на этом рисунке, поскольку и орто-, и клинопироксен находятся во включениях. Однако логически, как точка начала совместной кристаллизации орто- и клинопироксенов, это оправдано. Сингенетичность их образования в этом случае обосновывается следующими данными: оба включения (по 20 мкм каждое) находятся в оливиновой матрице всего лишь на расстоянии в 30 мкм; магнезиальность их практически одинакова (у клинопироксена – 88,93, у ортопироксена – 88,83); содержание форстерита у минерала-хозяина вокруг обоих включений (88,75–88,63). Очевидно, оба этих пироксена во включениях

сингенетичны. Правильность этого положения подтверждается тем, что их составы ($Mg\#$) находятся на продолжении тренда составов совместно кристаллизующихся ортопироксена во включениях и клинопироксена матрицы (см. **рис. 2-28г**). Эти данные показывают, что при начале совместной кристаллизации все три минерала (Ol, Срх, Орх) имели примерно одну магнезиальность – 89.

На **рис. 2-28д** можно видеть, что в высоко-, среднемагнезиальной области минерала-хозяина клинопироксена ($Mg\# = 89-81$) включения оливинов не обнаружены, возможно, из-за недостаточной детализации исследований или по другим причинам. Совместная их кристаллизация (**рис. 2-28д**) наблюдается в поле значений $Mg\#$ и Fo 80–70 в рассматриваемых минералах. Поле кристаллизации микролитов (для Срх $Mg\# = 75,13-64,42$ и для Ol $Fo_{76,69-64,05}$) находится на продолжении представленного тренда.

По содержанию петрогенных элементов включения оливина в минерале-хозяине клинопироксена не отличаются от присутствующих в андезибазальтах вкрапленников. Следует отметить, что в фенокристаллах клинопироксена при $Mg\# = 88-69$ включений плагиоклаза не обнаружено.

2.16.1.3. Минерал-хозяин Pl – включения Срх и Ol (прорыв Юбилейный)

О месте кристаллизации плагиоклаза можно судить по данным, приведенным на **рис. 2-28в** и **2-28е**. В плагиоклазе в широком интервале составов фено- и субфенокристаллов (An_{84-58}) отмечены только низкомагнезиальные включения клинопироксена ($Mg\# = 76-67$, среднее – 72; **рис. 2-28в**), а также средне- и низкофорстеритовые включения оливина (Fo_{78-70} , среднее Fo_{75} ; **рис. 2-28е**). Поля совместной кристаллизации микролитов (для Pl $An_{84,22-34,04}$ и для Срх $Mg\# = 75,13-64,42$) и (для Pl $An_{84,22-34,04}$ и для Ol $Fo_{76,69-64,05}$) полностью перекрывают и nasledуют горизонтальную тенденцию соотношения минерала-хозяина и включений.

По содержанию петрогенных элементов включения оливина и клинопироксена неотличимы от соответствующих им по Fo -составляющей и $Mg\#$ вкрапленников тех же минералов.

Включения Срх и Ol, находящиеся в фенокристаллах Pl (An_{84-58}), имеют узкий интервал составов (**рис. 2-28в** и **2-28е**). Это показывает, что во время формирования фенокристаллов плагиоклаза в расплаве происходила кристаллизация низко- $Mg\#$ клинопироксена и средне-, низко- Fo оливина, именно

эти мелкие кристаллические образования были захвачены растущим Pl.

Дополнительно отметим полное перекрытие областями составов микролитов – Pl–Срх и Pl–Ol (черные пунктирные прямоугольники) полей фенокристаллов плагиоклаза, захватывающих темноцветные включения. Такое соотношение говорит о том, что кристаллизация плагиоклаза происходила в то время, когда в расплаве образовывались микролиты Срх, Ol и Pl, то есть в заключительную стадию кристаллизации расплава.

2.16.1.4. Минерал-хозяин Pl – включения Срх и Ol (прорыв Апахончич)

Изучение темноцветных микровключений в фенокристаллах Pl из высокоглиноземистых андезитабазальтов также было выполнено в работе [Миронов, 2009 (С. 83, рис. 4-13)]. Этим автором было проведено прямое графическое сопоставление приведенных выше наших данных по прорыву Юбилейный, с аналогичными данными по микровключениям Ol и Срх во вкрапленниках плагиоклаза из прорыва Апахончич ($MgO = 5,75$ мас. %), другого извержения Ключевского вулкана. Полное совпадение результатов исследований, выполненных с интервалом в 16 лет на различных электронных микроанализаторах и для разных прорывов, показало, что наличие низко- и средне Fo/Mg# включений Ol и Срх, установленных на всем интервале кристаллизации фенокристаллов плагиоклаза, является характерной особенностью высокоглиноземистых андезитабазальтов Ключевского вулкана.

2.16.1.5. Заключение о совместной кристаллизации силикатных микровключений и породообразующих минералов ВГ-АБ

На основе вышеизложенного материала (рис. 2-28а, 2-28б, 2-28г и 2-28е) можно сделать следующие выводы: одновременно из расплава началась совместная кристаллизация трех темноцветных минералов – Ol Fo₈₉, Срх Mg# = 89 и Орх Mg# = 89. Последующая совместная кристаллизация происходила в условиях постепенного обеднения расплава MgO, и составы минералов закономерно смещались в более железистую область. Котектическая кристаллизация

продолжалась и в микролитовой области, вплоть до низко-Fo₆₄ в Ol и низко-Mg# (64) – в Срх и Орх. Для парных трендов темноцветных минералов характерно синхронное от начала до конца, однонаправленное изменение составов.

Тренды минерал-хозяин Pl – включения Срх и включения Ol (рис. 2-28в и 2-28е) принципиально отличаются от трендов Срх – включения и Ol – включения (рис. 2-28а, 2-28б, 2-28г и 2-28е). Составы включений Срх и Ol не зависят от состава Pl, на всем интервале кристаллизации плагиоклаза захватывались в Ol только средне-, низко-Fo и в Срх низко-Mg# разности. Совокупный анализ данных показывает, что плагиоклаз начал образовываться после того, как из расплава уже выкристаллизовались высоко- и средне-Mg#/Fo оливины, клино- и ортопироксены. В результате произошло обеднение расплава MgO и за счет этого обогащение его Al₂O₃, что создало условия, обеспечивающие кристаллизацию плагиоклаза, начавшуюся при Ol Fo₇₈ и при Срх Mg# = 76. Составы захваченных включений (рис. 2-28в и 2-28е) показывают, что кристаллизация Pl происходила в то время, когда в расплаве формировались краевые части фено-, субфенокристаллов Срх, Ol и их микролиты. Сопоставление данных по микровключениям во вкрапленниках Pl из пород прорывов Юбилейный и Апахончич дают основание полагать, что низкие значения Fo-составляющей и Mg# являются характерным свойством высокоглиноземистых андезитабазальтов Ключевского вулкана.

Представленные материалы позволяют высказать некоторые предположения о скорости роста плагиоклаза относительно оливина и клинопироксена. По результатам изучения микровключений видно, что в ходе кристаллизации плагиоклаза – в широком диапазоне его составов от An₈₄₋₅₈ – формировались включения оливина и клинопироксена в узком диапазоне составов, то есть фенокристаллы плагиоклаза выросли за то время, пока в расплаве кристаллизовались Ol (Fo₇₈₋₇₀) и Срх (Mg# = 76–67). А поскольку размеры фенокристаллов плагиоклаза сопоставимы с размерами фенокристаллов оливина и клинопироксена, можно предположить, что скорость роста кристаллов плагиоклаза была существенно выше скорости роста темноцветных минералов.

2.16.2. Твердофазные включения, шпинелиды

Дополнительную информацию об эволюционных преобразованиях, происходивших при формиро-

нии серии пород Ключевского вулкана, дает изучение микровключений шпинелидов в породообразующих минералах – оливине, клинопироксене и плагиоклазе.

Известно, что шпинелиды чувствительны к изменению состава эволюционирующего расплава [Irvine, 1980; Barnes, 2011]. Кроме того, они позволяют оценить вариации окислительно-восстановительного режима в магматической системе. Количество включений шпинелидов в фенокристаллах Ol, Cpx и Pl изменяется от единиц до многих десятков. Данные по составам включений в породообразующих минералах высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный представлены на графиках **рис. 2-29**. Чтобы продемонстрировать применимость полученных результатов ко всей серии пород Ключевского вулкана, были привлечены аналогичные данные [Миронов, 2009] по высокоглиноземистому прорыву Апахончич и высокомагнезиальному прорыву Булочка (**рис. 2-30**).

2.16.2.1. Минерал-хозяин Ol – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)

В высокофорстеритовых оливинах ($Fo_{88,41-85,40}$) обнаружена шпинель с высоким содержанием Cr_2O_3 – 42,40–45,91 мас.%, низким TiO_2 – 0,45–0,88 мас.% и высоким MgO – 9,98–12,26 мас.% и соотношением FeO/Fe_2O_3 – 1,0–1,7 (**рис. 2-29а**). С уменьшением форстеритовой составляющей оливина в хромшпинели наблюдается общее слабое уменьшение концентрации Cr_2O_3 (хотя отдельные значения хрома находятся на высоком уровне – 48,16 и 48,66 мас.%) и более заметное содержание MgO . В интервале, соответствующем Fo_{78-75} оливина, содержание Cr_2O_3 в некоторых включениях скачкообразно уменьшается до 3–6 мас.%. При Fo_{75} оливина и ниже содержание TiO_2 во включениях резко возрастает до 10 мас.%, а соотношение FeO/Fe_2O_3 становится меньше единицы; начинается кристаллизация титаномagnetита. В пограничной области образовались включения шпинелидов переходного состава между хромшпинелью и титаномagnetитом. На фоне резкого изменения концентраций вышеуказанных компонентов, лишь содержание MgO продолжает плавно уменьшаться – до 3,24 мас.% в низкомагнезиальной области оливина (Fo_{70-67}).

Таким образом, происходит резкая, ступенеобразная смена парагенезиса «высоко-, среднефорстеритовый оливин + хромшпинель» на «низкофорстеритовый оливин + титаномagnetит». При этом

содержание MgO в шпинелидах линейно убывает от 12,26 до 3,24 мас.%.

2.16.2.2. Минерал-хозяин Cpx – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)

В высокомагнезиальных и среднемагнезиальных клинопироксенах ($Mg\# = 89,43-83,66$) находится хромшпинель с высоким содержанием Cr_2O_3 – 39,49–50,79 мас.%, низким TiO_2 – 0,65–1,36 мас.%, высоким MgO – 8,92–11,37 мас.% и соотношением FeO/Fe_2O_3 – 1,4–1,7 (**рис. 2-29б**). При $Mg\# = 83-76$ рудные включения в Cpx не обнаружены. Далее следует интервал низко- $Mg\#$ клинопироксенов, с которыми сокристаллизуются только титаномagnetиты. Последняя пара составов в рассматриваемом эволюционном ряду – для Cpx $Mg\# = 70,54$ и для Mgt (Cr_2O_3 – 0,56 мас.%, TiO_2 – 10,15 мас.%, MgO – 3,86 мас.%).

Дополнительно на график нанесены парные составы микролитов клинопироксена ($Mg\# = 63,73$) и magnetита (Cr_2O_3 – 0,01 мас.%, TiO_2 – 19,36 мас.%, MgO – 2,06 мас.%), примыкающие друг к другу в основной массе и характеризующие заключительный этап кристаллизации расплава. Содержание MgO в шпинелидах, от высоко- $Mg\#$ в клинопироксене до образовавшихся в основной массе, показывает тенденцию равномерного убывания от 11,37 до 2,06 мас.%.

Отметим, что в высокомагнезиальных клинопироксенах количество включений шпинели значительно меньше, чем в высокофорстеритовых оливинах, поэтому включения в среднемагнезиальной области нам охарактеризовать не удалось.

2.16.2.3. Минерал-хозяин Pl – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)

Небольшое количество включений шпинелидов было изучено в фенокристаллах плагиоклаза. Из графика **рис. 2-29в** следует, что на всем протяжении кристаллизации плагиоклаза ($An_{84,87}-An_{51,02}$) среди рудных минералов захватывались только титаномagnetиты (Cr_2O_3 – 0,1–2,00 мас.%, TiO_2 – 7,10–9,80 мас.% и MgO – 3,50–4,50 мас.%). Эти рудные включения по составу полностью соответствуют включениям титаномagnetитов, находящихся в низкофорстеритовых оливинах и низкомагнезиальных клинопироксенах (см. **рис. 2-29а** и **2-29б**).

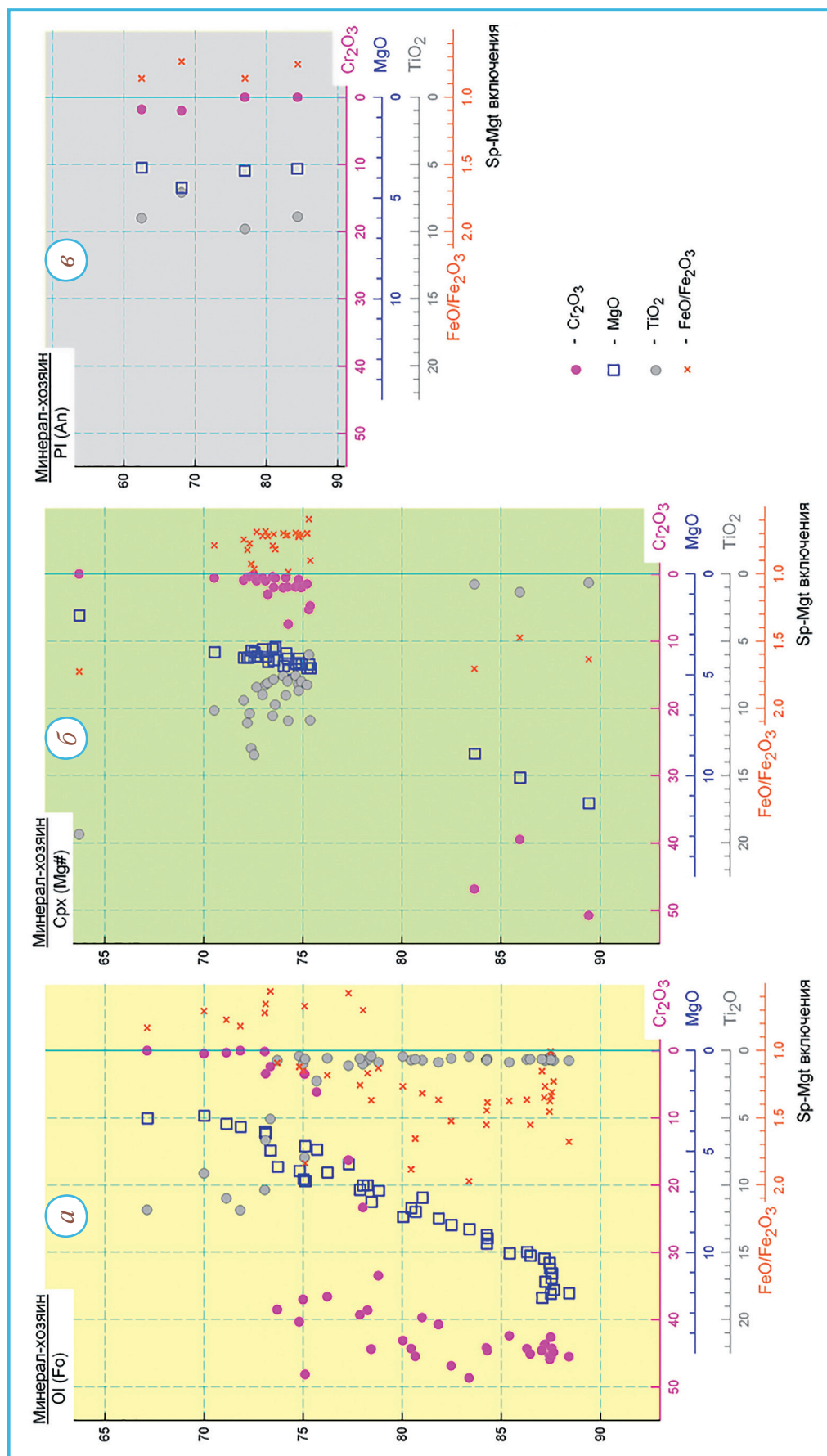


Рис. 2-29. Зависимость содержания Cr_2O_3 , TiO_2 , MgO (мас.%) и отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ во включениях ряда шпинель (Sp) – магнетит (Mgt) и состава минерала-хозяина оливина (Fo) – **а**; клинопироксена (Mg#) – **б**; плагиоклаза (An, %) – **в** из высокоглиноземистых андезитовых прорыва Юбилейный. По [Озеров, 1993 и Ozerov, 2000]

2.16.2.4. Минерал-хозяин Ol – включения Sp и Mgt (прорывы Апахончич и Булочка), по литературным данным

Для получения представления о существовании установленных закономерностей в минеральных ассоциациях других извержений Ключевского вулкана, были использованы табличные данные составов минерала-хозяина Ol и находящихся в нем микровключений шпинелидов [Миронов, 2009]. По этим данным нами были построены графики (рис. 2-30а и 2-30б), при подготовке которых были использованы те же принципы представления парных составов, что и на рис. 2-29.

На рис. 2-30а представлены парные составы минерала-хозяина оливина и включений шпинелидов из высокоглиноземистого прорыва Апахончич, а на рис. 2-30б – из высокомагнезиального прорыва Булочка. На обоих рисунках выражены сходные тенденции: в высоко-Fo оливинах – включения хромшпинелидов (Cr_2O_3 от 53–52 до 39–38 мас.%), при Fo_{80-75} – понижение содержания Cr_2O_3 и увеличение TiO_2 , а ниже Fo_{75} начинается кристаллизация титаномагнетита. Для содержания MgO в шпинелидах реализуется совсем иной сценарий – плавного уменьшения концентрации от 13,54 до 4,50 мас.%.

На обоих графиках проявлены одни и те же минералогические тенденции развития, сходные с теми, которые детально описаны нами для оливиншпинелидового парагенезиса прорыва Юбилейный (рис. 2-29а).

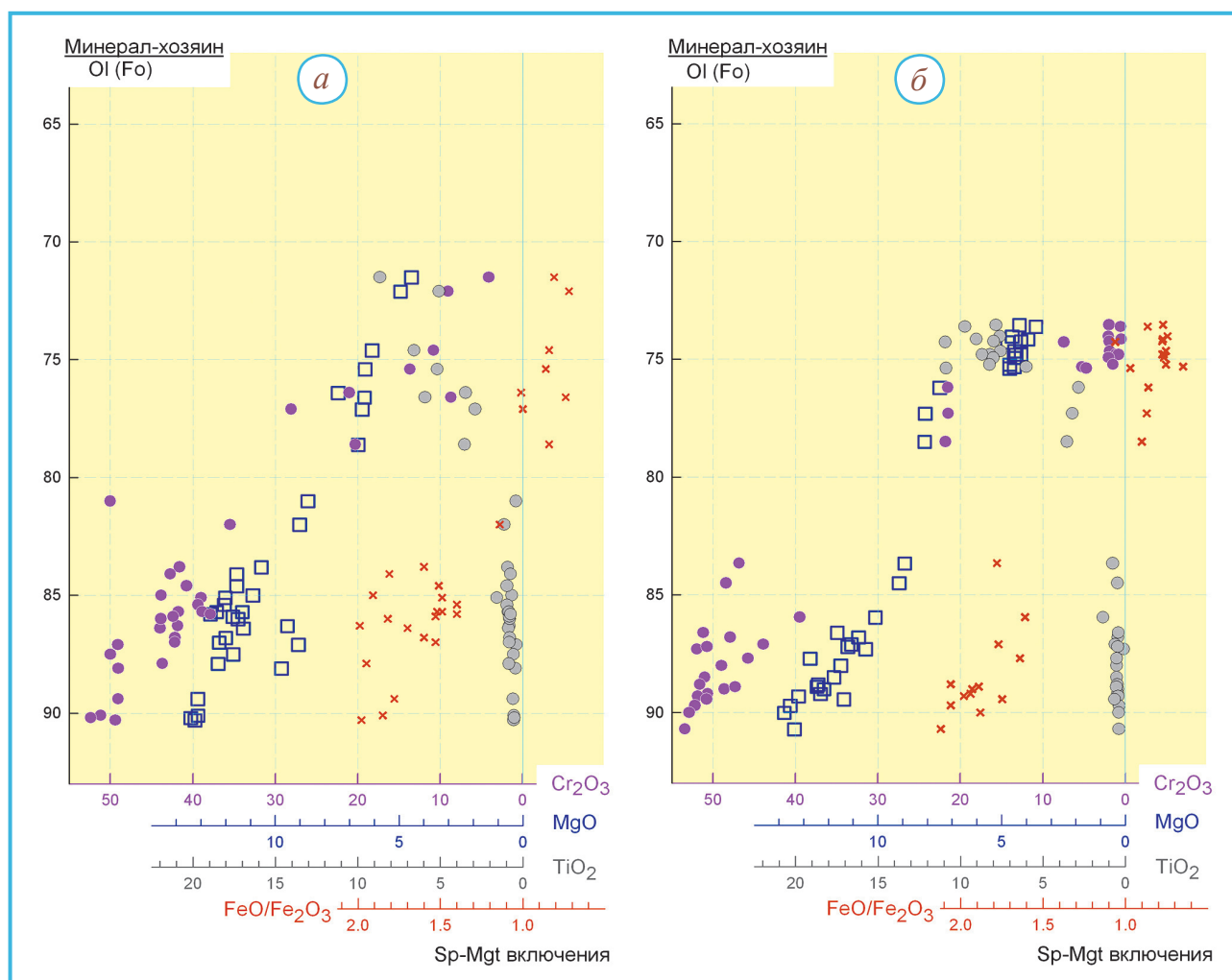


Рис. 2-30. Зависимость содержания Cr_2O_3 , TiO_2 , MgO и отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ во включениях ряда шпинель (Sp)–магнетит (Mgt) и состава минерала-хозяина оливина (Fo) из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Апахончич – а и из высокомагнезиальных базальтов прорыва Булочка – б.

Построено автором по данным анализов из [Миронов, 2009] – $\text{Ol}_{\text{м-х}}$ – $\text{Sp}_{\text{вкл}}$, прорыв Булочка (Приложение, Табл. 5-4, часть 1 и 2, с. 8 и 9) и $\text{Ol}_{\text{м-х}}$ – $\text{Sp}_{\text{вкл}}$, прорыв Апахончич (Приложение, Табл. 5-4, часть 4 и 6, с. 10 и 11)

2.16.2.5. Заключение о совместной кристаллизации рудных включений, находящихся в породообразующих минералах из высокоглинозистых и из высокомагнезиальных базальтоидов Ключевского вулкана

1. На основе вышеизложенного материала о составах рудных включений в минерале-хозяине из ВГ-АБ прорыва Юбилейный (рис. 2-29а, 2-29б и 2-29г) можно сделать следующие выводы: одновременно из расплава началась совместная кристаллизация двух темноцветных породообразующих минералов – ОI ~ Fo_{88,5} и Сrx Mg# ~ 89,5, которые формировались с высокохромистой шпинелью Cr₂O₃ ~ 50 мас.%, MgO ~ 12 мас.%. Последующая совместная кристаллизация оливина и клинопироксена происходила с синхронным уменьшением магнезиальности и Fo-составляющей при продолжающемся выделении высокохромистой шпинели, содержание MgO в которой продолжало неизменно уменьшаться. При Fo₇₇₋₇₄ происходит смена состава рудных выключений, а с ~ Fo₇₅ и Mg# ~ 75 начинается кристаллизация включений титаномагнетита. В это же время начинает кристаллизоваться породообразующий плагиоклаз, на это указывает присутствие в плагиоклазах включений титаномагнетита. Таким образом, через исследование рудных включений получено еще одно свидетельство о месте плагиоклаза в ряду последовательности кристаллизации минералов высокоглинозистых андезибазальтов прорыва Юбилейный. Образование фенокристаллов плагиоклаза происходило в то время, когда из расплава кристаллизовались низко-Fo оливины и низко-Mg# клинопироксены.

2. Анализ содержания MgO в шпинелидах, находящихся в ОI и Сrx прорыва Юбилейный (рис. 2-29а и 2-29б), показал, что на обоих графиках ярко выражены сходные линейные тенденции уменьшения концентрации MgO (от 12,26 до 3,24 мас.% в шпинелидах оливинов и от 11,37 до 3,86 мас.% в шпинелидах клинопироксенов). Сопоставление этих значений с содержанием MgO в породах серии Ключевского вулкана – MgO от 12,31 до 4,10 мас.% (см. раздел 2.12, рис. 2-13) показывает близость интервалов по концентрации MgO. Это может говорить, что по содержанию MgO шпинелиды являются индифферентными минералами, захватывающими из расплава то количество MgO, которое присутствует в нем на каждой конкретной стадии эволюции. Если это утверждение правомерно, то составы шпинелидов, находящихся в оливинах и клинопироксенах, вместе с изменяющимся магматическим расплавом

прошли полный путь эволюционного развития, образовавшись в высокомагнезиальных базальтах и закончив свое развитие в высокоглинозистых андезибазальтах. А плагиоклаз образовался из высокоглинозистого расплава, содержащего 3,5–4,5 мас.% MgO.

3. Построенные по литературным данным оливин-шпинелидовые графики для ВГ-АБ прорыва Апахончич и для ВМ-Б прорыва Булочка (рис. 2-30а и 2-30б) показывают, что для них характерны одни и те же тенденции, аналогичные детально описанным для оливин-шпинелидового парагенезиса прорыва Юбилейный (рис. 2-29а) – «ступенеобразное» изменение концентрации Cr₂O₃/TiO₂ и плавное уменьшение содержания MgO.

4. Установленное сходство графиков парных составов рудных микровключений, находящихся в минерале-хозяине ОI из прорывов Юбилейный, Апахончич и Булочка, показывает, что оливин-шпинелидовая ассоциация Ключевского вулкана в процессе своего формирования претерпевает одни и те же преобразования и в высокомагнезиальных, и в высокоглинозистых базальтоидах.

2.16.3. Области кристаллизации твердофазных включений (силикатных и рудных) в минерале-хозяине ОI, Сrx и Pl из ВГ-АБ прорыва Юбилейный

Теперь обобщим данные по составам минеральных фаз прорыва Юбилейный (разделы 2.15, 2.16.1, 2.16.2) и приведем эталонную парагенетическую схему высокоглинозистых андезибазальтов – крайнего члена эволюционной серии пород Ключевского вулкана.

В последующем эта схема будет использована как базис, позволяющий представить минеральные парагенезисы пород вулкана.

На рис. 2-31 в соотношениях составов сокристаллизующихся микровключений (силикатных и рудных) и минерала-хозяина (ОI, Сrx, Pl) можно выделить три тенденции; рассмотрим их от ядер фенокристаллов к краевым частям:

1) синхронная – от начала до конца однонаправленное монотонное изменение составов минерала-хозяина и включений (тренды минерал-хозяин ОI – включения Сrx и Орх, минерал-хозяин Сrx – включения Орх и ОI);

2) ступенеобразная – резкое изменение состава включений на коротком интервале составов минерала-хозяина (тренд минерал-хозяин ОI – вклю-

чения Sp-Mgt, минерал-хозяин Crx – включения Sp-Mgt);

3) независимая – состав включений остается на всем промежутке кристаллизации минерала-хозяина примерно одинаковым (тренды минерала-хозяина Pl – включений Ol, включений Crx и включений Mgt).

Синхронная и ступенеобразная тенденции позволяют с высокой степенью надежности предвидеть состав включения по составу минерала-хозяина или наоборот. Независимые тенденции этого не позволяют.

Рассмотрение парных составов минерала-хозяина и твердофазных включений показывает, что из расплава одновременно началась совместная кристаллизация порообразующих минералов – оливина (~Fo₈₉), клинопироксена (Mg# ~ 89) и аксессуарных – ортопироксена (Mg# ~ 89), хромистой шпинели (Cr₂O₃ – 45–50 мас.%). Последующая совместная кристаллизация оливина, клинопироксена и ортопироксена происходила с синхронным уменьшением значений (Fo и Mg#) при продолжающемся выделении высокохромистой шпинели.

При достижении оливином состава Fo₇₈, а клинопироксеном – состава Mg# = 76, началась кристаллизация фенокристаллов плагиоклаза. Напомним, что по данным, полученным при анализе изменения составов клинопироксенов (см. рис. 2-21а, 2-21б), плагиоклаз начал в них формироваться при Mg# = 78. Почти одновременно с появлением плагиоклаза происходит смена состава рудных включений, начинается кристаллизация включений титаномagnetита. Последующее образование фенокристаллов плагиоклаза происходило синхронно с низко-Fo оливинами и низко-Mg# клинопироксенами при продолжающемся выделении титаномagnetита.

Анализ твердофазных включений в минерале-хозяине, выполненный с использованием данных [Миронов, 2009] показал, что установленные нами для пород прорыва Юбилейный устойчивые минеральные ассоциации характерны и для прорыва Апахончич. Это позволяет говорить об общих парагенетических закономерностях, свойственных для высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана.

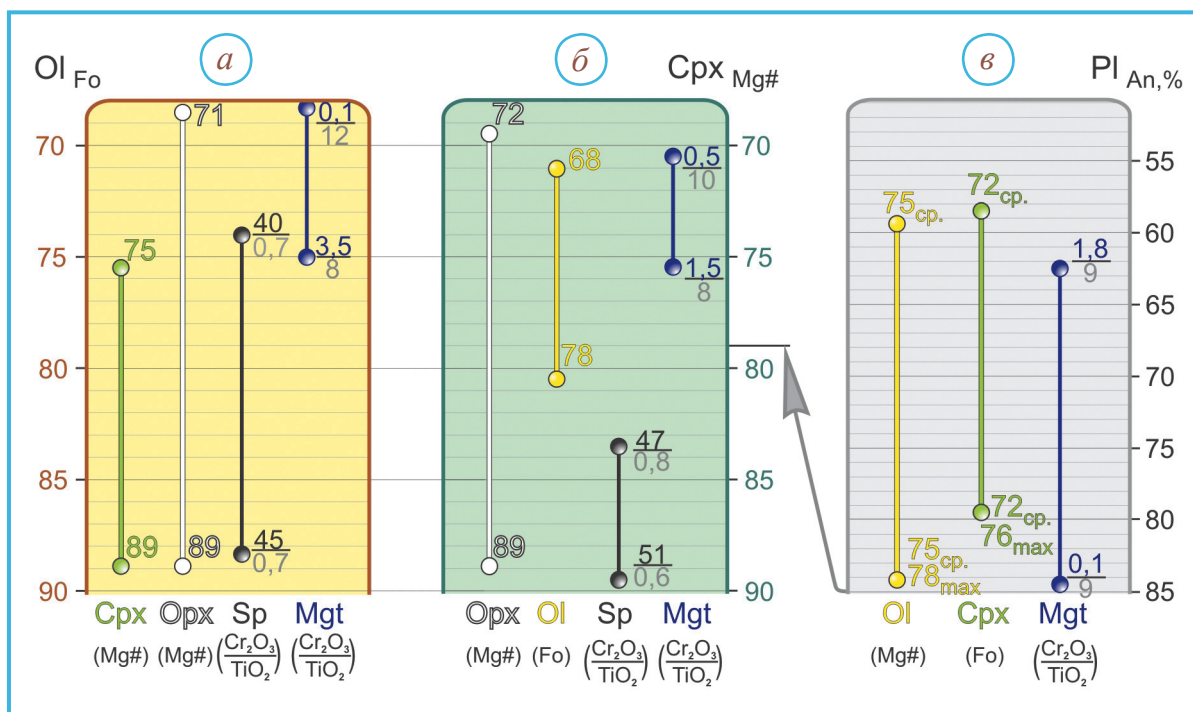


Рис. 2-31. Парагенетическая схема соотношений минеральных фаз из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный, по [Озеров, 1993].

Цветными прямоугольниками схематически изображены минерал-хозяин: а – оливин (Fo), б – клинопироксен (Mg#) и в – плагиоклаз (An).

Кружками, соединенными прямыми линиями, изображены интервалы составов силикатных и рудных включений в минерале-хозяине. Стрелкой показан состав Ol_{Fo} и Crx_{Mg#}, при которых началась кристаллизация вкрапленников плагиоклаза

2.17. СВЕДЕНИЯ О ГАЗОВОЙ ФАЗЕ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Важной петрологической задачей является определение летучих компонентов в магматических расплавах. В работе [Кадик, 1974] показано, что «дегазация базальтовых магм начинается на глубинах не менее ~10–25 км и продолжается в широкой области давлений. Этот процесс сопровождается потерей углекислоты и других «труднорастворимых» летучих компонентов на больших глубинах с выносом воды и других «легкорастворимых» летучих компонентов к поверхности Земли».

Для мантийных расплавов наибольшее количество H_2O установлено в магмах, образовавшихся в надсубдукционной геодинамической обстановке [Соболев, 1996]. Магмы Ключевского вулкана имеют надсубдукционную природу, прямые измерения содержания летучих имеют существенное значение. Используя литературные данные, представим крат-

кую сводку результатов определений, касающихся флюидной фазы.

В процессе исследований [Хубуня, Гонтовая, Соболев, Низкоус, 2007 (С. 46 и 49)] установили в оливинах магнезиальных базальтов Ключевского вулкана флюидные микровключения CO_2 , которые образовались на глубине 18–20 км при давлении 5–6 кбар. Авторы публикации полагают, что определенные ими глубины являются минимальными, ими встречены более высокоплотные включения, являющиеся показателем того, что углекислотный флюид формировался на больших глубинах.

Важными для понимания динамических процессов в магматической системе Ключевского вулкана являются данные [Миронов, 2009 (С. 188–189) и Миронов, Портнягин, 2011 (С. 13 и рис. 5б)]. График из последней работы представлен на рис. 2-32. Авторы

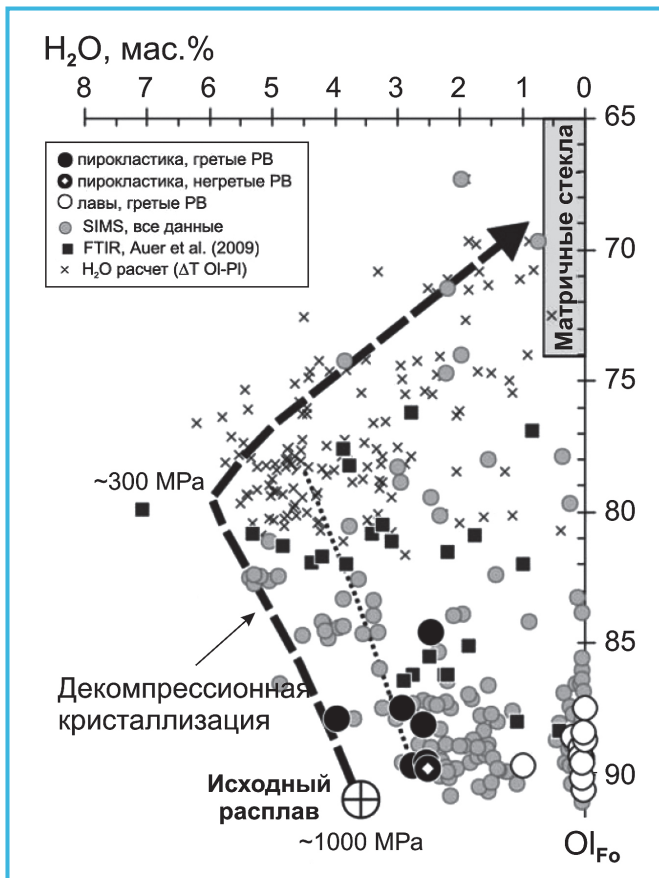


Рис. 2-32. Содержания воды в расплавных включениях в зависимости от состава минерала-хозяина оливина (Fo), по [Миронов, Портнягин, 2011].

Точки «SIMS, все данные» показывают ранее полученные данные методом SIMS [Соболев, Chaussidon, 1996; Хубуня, Соболев, 1998; Portnyagin et al., 2007b; Churikova et al., 2007; Mironov, 2009].

Приведены данные работы [Auer et al., 2009], полученные методом FTIR для природнозакаленных включений.

Расчетные значения содержания воды для РВ в оливине $Fo < 82$ (« H_2O расчет, ΔT Ol-Pl») по модели [Danyushevsky et al., 1996].

Пунктирные линии показывают тренды фракционирования магм Ключевского вулкана: длинный пунктир – при исходном содержании 3,6 мас.%, точечный пунктир – при исходном содержании 2,8 мас.%

показали, что на этапе глубинной кристаллизации в оливине (Fo_{90-80}) вода ведет себя как несовместимый компонент и накапливается в расплаве. На глубине 30–10 км при Fo_{80} содержание H_2O в магме достигает насыщения (6–7 мас. %), это приводит к отделению от магм существенно водного флюида и к понижению содержания H_2O в расплаве на всем последующем интервале кристаллизации оливина Fo_{80-70} . В работах [Миронов, 2009 и Миронов, Портнягин, 2011] также рассматривается изменение содержания угле-

кислоты в расплаве, показано, что содержание CO_2 понижается на всем интервале кристаллизации магм в Fo_{90-75} .

Материалы, приведенные в публикациях, показывают, что дегазация магматического расплава Ключевского вулкана, обусловленная отделением CO_2-H_2O флюида, начинается на глубинах 20–18 км [Хубуня и др., 2007], 30–10 км [Миронов, Портнягин, 2011] и затем продолжается, вплоть до выхода магм на поверхность.

2.18. ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ ОБ УСТОЙЧИВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСАХ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Результаты исследования составов породообразующих минералов (раздел 2.15) и твердофазных микровключений в породообразующих минералах (раздел 2.16) позволили составить схему минеральных парагенезисов пород Ключевского вулкана (рис. 2-33). Дополнительно на схеме приведена колонка, иллюстрирующая поведение газовой фазы, составленная по данным раздела 2.17. Результирующая схема минеральных парагенезисов приводится впервые, представим основные принципы, использованные при ее построении:

1. Схема учитывает все ключевые парагенетические составляющие магматической ассоциации пород Ключевского вулкана. На ней в последовательности образования минеральных фаз (снизу вверх) представлены составы сокристаллизующихся минералов, показаны интервалы составов фенокристаллов, микролитов и микровключений в минерал-хозяине.

2. В основу построения схемы положены детальные данные о минеральных фазах прорыва Юбилейный. Высокоглиноземистые андезибазальты этого прорыва являются конечным продуктом эволюции пород вулкана. Они прошли весь путь преобразований, поэтому в их минералах записана история кристаллизации формирующегося расплава.

3. Использование высокоглиноземистых андезибазальтов в качестве базовых обусловлено также и тем, что они содержат полный набор породообразующих минералов. Для них, помимо темноцветных и рудных минералов, характерен плагиоклазовый парагенезис, который проявляется в фено-, субфенокристаллах и микролитах, а в высокомагнезиаль-

ных базальтах плагиоклаз развит только на уровне микролитов.

4. На схеме приведены составы наиболее высоко- Fe Ol и наиболее высоко- $Cr\#$ Sp из пород высокомагнезиального прорыва Булочка. Кроме того, приведены составы наиболее высоко- $Mg\#$ Crx, заключенных в Ol из магнезиальных базальтоидов, и наиболее высоко- $Mg\#$ Орх, заключенных в Ol из ВГ-АБ прорыва Апахончич. Это позволяет представить полный спектр составов минералов Ключевского вулкана и провести сравнение между составами минералов из крайних членов серии пород вулкана – высокомагнезиальных и высокоглиноземистых базальтоидов.

5. Между колонками составов Sp и Mgt приводятся содержания MgO в этих рудных микровключениях (на схеме эллипсы синего цвета). В разделе 2.16.2.5 обсуждалось, что MgO в системе расплав–шпинелид является индифферентным оксидом и может рассматриваться как индикатор содержания MgO в расплаве на протяжении всей истории кристаллизации рудных минералов.

6. При описании парагенетической схемы дополнительный акцент будет сделан на общих чертах и отличиях между минеральными ассоциациями ВМ-Б и ВГ-АБ – крайних подтипов пород вулкана. Различия в минералогии между соседними подтипами пород внутри магматической серии могут быть выражены незначительно.

7. Дополнительно, в качестве мантийного маркера, в нижней части колонок Ol и Crx косой штриховкой приведены интервалы составов минералов из мантийных ксенолитов [Reid et al., 1974; Hervig et al., 1986], позволяющие составить представление о глу-

бинных условиях начального этапа формирования минеральной ассоциации Ключевского вулкана.

8. При обсуждении сингенетичности составов минералов мы будем учитывать ранее описанные магнезиальность и Fo-составляющую, установленные для последовательности – ядра фенокристаллов → краевые части фенокристаллов → микролиты (см. **рис. 2-20** и **2.15.4.5.3**) и в парных составах микровключения – минерал-хозяин (см. **рис. 2-28 а, б, г, д** и **2.16.3**) из ВГ-АБ прорыва Юбилейный.

В заключении еще раз подчеркнем, что представляемая схема является результатом детальных микрозондовых исследований, все данные получены эмпирическим путем. Рассмотрение объемов кристаллизующихся фаз на схеме не предусмотрено.

Для обсуждения парагенетической схемы (**рис. 2-33**) необходимо иметь представление о ликвидусных составах минералов Ключевского вулкана.

Оливин

Ol Fo_{89,4} (ВГ-АБ), прорыв Юбилейный (настоящая работа, см. **раздел 2.15.2.3**);

Ol Fo_{90,3} (ВГ-АБ), прорыв Апахончич [**Миронов, 2009** (табл. 5-4)];

Ol Fo_{90,7} (ВМ-Б), прорыв Булочка [**Миронов, 2009** (табл. 5-4)];

Ol Fo_{90,9} (Г-АБ), прорыв Очки [**Миронов, 2009** (табл. 5-4)];

Ol Fo_{91,5} (ВМ-Б), прорыв Булочка [**Хубуня и др., 1993** (С. 50)];

Ol Fo_{91,7} (ВМ-Б), прорыв Булочка (Озеров, Гавриленко, 2014 г.).

Это наиболее форстеритовый состав оливина Ключевского вулкана, такой состав установлен в трех разных фенокристаллах оливина, выделенных из одного образца породы. Образец отобран Озеровым А.Ю. в 2013 г. и проанализирован Гавриленко М.Г. в 2014 г. на микроанализаторе Университета Радгерс, штат Нью-Джерси, США.

Клинопироксен

Mg# = **91,0** и Mg# = **90,9** (включение в минерале-хозяине Ol). Анализы выполнены Г.С. Барминой и А.А. Арискиным [**Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995**]. Это наиболее магнезиальные составы клинопироксена в породах Ключевского вулкана;

Mg# = **89,9** (ВГ-АБ), прорыв Юбилейный [**Ozerov, 2000** (р. 71)].

Ортопироксен

Mg# = **90,8** (ВГ-АБ), прорыв Апахончич [**Миронов, 2009** (табл. 5-2)]. Это максимальное значение, установленное на Ключевском вулкане. Такой состав имеет микровключение Орх, находящееся в минерале-хозяине Ol.

Хромшпинель

Cr# = **75** (Cr₂O₃ – 53,4 мас.%, TiO₂ – 0,4 мас.%, MgO – 13,5 мас.%), ВМ-Б, прорыв Булочка. Такой состав имеет микровключение шпинели в минерале-хозяине Ol Fo_{90,7}. Это максимальное значение хромистости в шпинелях Ключевского вулкана.

Cr# = **74** (Cr₂O₃ – 52,4 мас.%, TiO₂ – 0,5 мас.%, MgO – 13,4 мас.%), ВГ-АБ, прорыв Апахончич. Это второе по значению параметра Cr# микровключение шпинели в породах вулкана, оно установлено в минерале-хозяине Ol Fo_{90,2}. Оба определения рудных включений выполнены [**Миронов, 2009** (табл. 5-4)].

Перейдем к описанию схемы минеральных парагенезисов пород Ключевского вулкана (**рис. 2-33**). На начальном этапе кристаллизация расплава Ключевского вулкана образуются крупные незональные фенокристаллы оливина Fo_{91,7–88}.

Далее, в процессе кристаллизации оливина (Fo_{91–90}) в расплаве появляются мелкие кристаллы Sp (Cr₂O₃ – 53,4 мас.%, MgO – 13,5 мас.%) и Орх (Mg# = 90,8), которые захватываются оливином в виде включений.

На заключительном этапе (Fo₉₀, Mg# = 89,9) начинают кристаллизоваться порообразующие минералы. В высокомагнезиальной области составов (до Mg# = 85) они представлены однородными, почти без включений, чистыми фенокристаллами.

Таким образом, представлен начальный, ликвидусный этап кристаллизации. Из гомогенного расплава началась кристаллизация двух порообразующих (Ol и Сrx) и двух аксессуарных минералов (Орх и Sp), установленных в виде микровключений в минерале-хозяине. Высокое содержание (~90) Fo-компоненты оливинов и высокая магнезиальность клинопироксенов характерны для всех подтипов пород вулкана (**рис. 2-26** и **2-27**) и соответствуют области составов минералов из глубинных мантийных ксенолитов (см. косая штриховка на рисунке).

Последующая совместная кристаллизация порообразующих Ol, Сrx и аксессуарного Орх происходит с синхронным уменьшением Fo-составляющей и Mg# при продолжающемся выделении высокохромистой шпинели. Анализ клинопироксеновых (**рис. 2-25**) и оливин–шпинелидовых (**рис. 2-29** и **2-30**) трендов показал, что составы темноцветных минералов и Ol, и Сrx во всех подтипах базальтоидов вулкана на протяжении своего формирования – от ядер фенокристаллов через их краевые части к микролитам, имеют сходные черты эволюционного развития.

В Ol (Fo_{78–77}) и в Сrx (Mg# = 78–77) начинается кристаллизация плагиоклаза. Это хорошо иллюстрируют изменения направлений петрохимических Сrx-трендов (**рис. 2-21** и **2-24**), а также составы микровключений оливинов и клинопироксенов в фенокристаллах плагиоклаза (**рис. 2-28**). Плагиоклаз

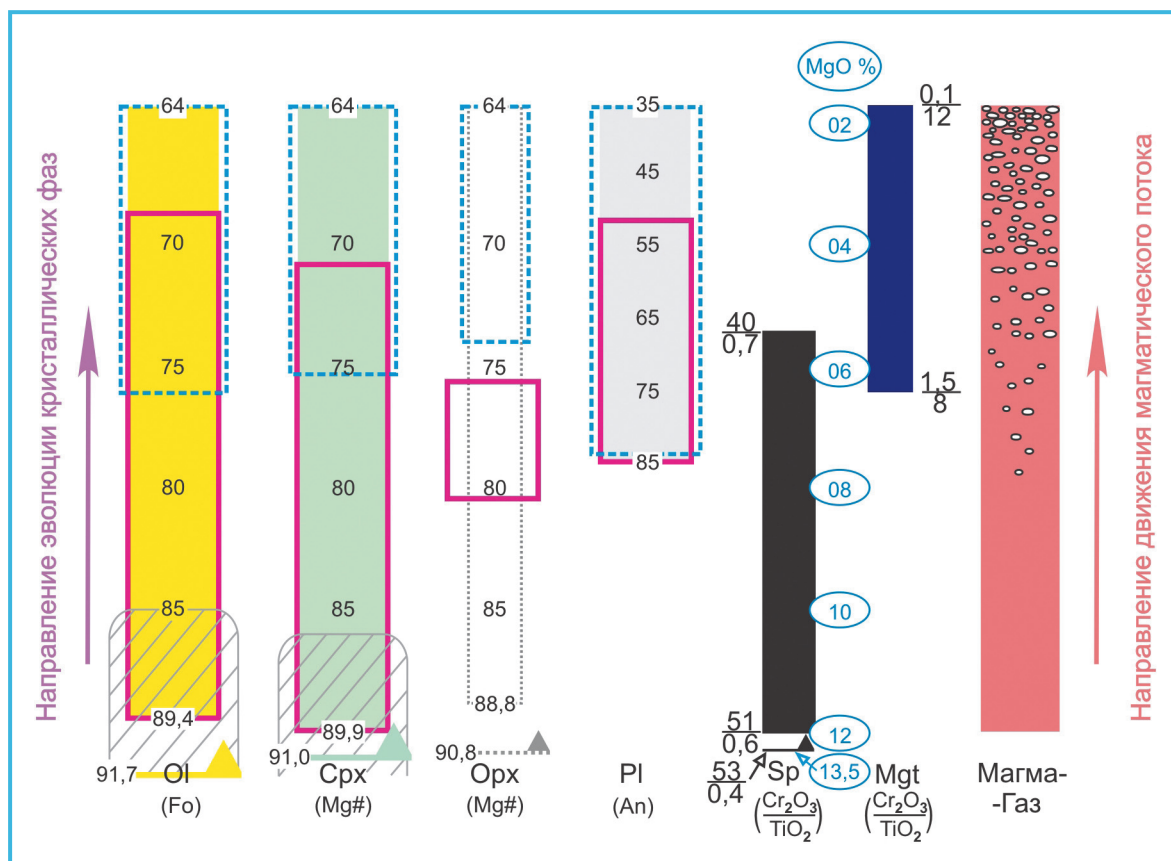


Рис. 2-33. Схема минеральных парагенезисов пород Ключевского вулкана и выделения флюидной фазы из расплава.

Ol, Cpx, Pl – породообразующие минералы – широкие полосы; Opx, Sp, Mgt – акцессорные минералы – узкие полосы. Области составов фенокристаллов силикатных минералов обведены толстой пурпурной линией. Области составов микролитов силикатных минералов обведены синим пунктиром. Содержание MgO (мас.%) в Sp и Mgt показано цифрами синего цвета в эллипсах. В нижней части колонок Ol, Cpx, Opx и Sp приведены максимальные составы минералов (горизонтальные линии с треугольником) Ключевского вулкана.

Поля составов Ol и Cpx из мантийных ксенолитов, по [Reid et al., 1974; Hervig et al., 1986], изображены серой косой штриховкой. Правая колонка, иллюстрирующая появление и увеличение газовой фазы в расплаве, построена с использованием данных [Хубуня, Гонтовая, Соболев и др., 2007; Миронов, Портнягин, 2011]

присутствует во всех подтипах базальтоидов вулкана, разница заключается в том, что в ВГ-АБ он является доминирующим породообразующим минералом, а в ВМ-Б развит в виде микролитов.

Примерно при тех же значениях Ol (Fe_{80}) начинается дегазация магматического расплава (рис. 2-32). С этого времени выделение CO_2-H_2O флюида из расплава будет продолжаться вплоть до выхода магмы на поверхность.

В ходе дальнейшей кристаллизации в оливине (Fe_{75}) и в клинопироксене ($Mg\# = 75$) происходит инверсия состава рудных включений – заканчивается формирование хромистой шпинели и начинается образование титаномагнетита. В это же время при продолжающемся росте фенокристаллов оливина и

клинопироксена начинается массовая кристаллизация микролитов всех темноцветных минералов. Заканчивается кристаллизация фено-, субфенокристаллов почти одновременно при: Fe_{68} , $Mg\# = 71$ и An_{51} . С этого времени в расплаве формируются только микролиты.

Конечная стадия формирования минералов – Ol Fe_{64} , Cpx $Mg\# = 64$, Opx $Mg\# = 64$, Pl An_{35} , Mgt ($TiO_2 \sim 12$ мас.% и $MgO \sim 2$ мас.%).

Отметим важные закономерности:

1. Разница между ликвидусными составами минералов, установленными в разных подтипах пород Ключевского вулкана, находится в пределах первых единиц значения. Представим это сначала для оливинов:

Ol Fo_{91,7} (ВМ-Б, прорыв Булочка) – Ol Fo_{90,9} (Г-АБ, прорыв Очки) = **0,8**;

Ol Fo_{91,7} (ВМ-Б, прорыв Булочка) – Ol Fo_{90,3} (ВГ-АБ, прорыв Апахончич) = **1,4**;

Ol Fo_{91,7} (ВМ-Б, прорыв Булочка) – Ol Fo_{89,4} (ВГ-АБ, прорыв Юбилейный) = **2,3**.

Максимальный состав клинопироксена (Mg# = **89,9**) в породах Ключевского вулкана установлен в ВГ-АБ прорыва Юбилейный, а ортопироксена (Mg# = **90,8**) – в ВГ-АБ прорыва Апахончич.

Наиболее хромистые шпинели установлены в ВМ-Б прорыва Булочка (Sp Cr# = **75**) и в ВГ-АБ прорыва Апахончич (Sp Cr# = **74**).

Эти данные показывают, что начало кристаллизации минералов, находящихся во всех подтипах пород Ключевского вулкана, происходило в одинаковых условиях и из одной родительской магмы.

2. В процессе формирования минеральной ассоциации вулкана происходило обеднение магматического расплава MgO. Это хорошо видно по уменьшению содержания MgO в рудных включениях. Приведенные на схеме содержания MgO в шпинелидах (синие цифры в эллипсах) позволяют определить концентрацию MgO в расплаве, соответствующую конкретному составу кристаллизующегося силикатного минерала. Для наглядности на схеме приведены пунктирные синие линии равной концентрации MgO в расплаве с шагом 2 мас.%. Уменьшение содержания MgO в расплаве (от родительских глубинных магм до интерстициального стекла в области микролитов) на 11 мас.% вызывается фракционированием двух главных пороодообразующих минералов – Ol и Сrx.

3. Данные, представленные на схеме (рис. 2-33), демонстрируют полную картину выделения кристаллических фаз Ключевского вулкана, «записанную» в составах минералов, и показывают, что ряды составов Ol, Сrx, Орх и Sp-Mgt прошли полный путь эволюционного развития от глубинных высокомагнезиальных расплавов до поверхностных высокоглиноземистых разностей.

4. Анализ котектических соотношений минералов показывает, что по мере подъема магматического расплава, берущего свое начало от высокомагнезиальных магм, происходит постоянное изменение состава минеральных фаз, и что все разнообразие пород вулкана определяется, главным образом, разной степенью фракционирования исходных высокомагнезиальных магм.

Учитывая все данные, приведенные в настоящей главе, последовательность кристаллизации минералов высокоглиноземистых андезибазальтов можно представить следующим образом. Сначала кристаллизовались наиболее высокофорстеритовый оливин и высокомагнезиальные клино-, ортопироксены, а плагиоклаз образовался позднее в ассоциации с низкофорстеритовым оливином и низкомагнезиальным пироксеном. Среди рудных минералов первой кристаллизовалась хромистая шпинель, ассоциирующаяся с высокофорстеритовым оливином и высокомагнезиальным клинопироксеном; в дальнейшем в процессе кристаллизации она сменялась титаномагнетитом, образующимся совместно с низкофорстеритовым оливином и низкомагнезиальным клинопироксеном.

2.19. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

В результате проведенного комплекса исследований установлен характер парагенетических ассоциаций, обеспечивающих все разнообразие пород Ключевского вулкана. Остается открытым вопрос об объемах кристаллизующихся фаз и составе расплава. Для выяснения этих параметров выполнено численное моделирование. Использовалась высокоресурсная версия ЭВМ-программы КОМАГМАТ [Ariskin, Frenkel, Barmina, Nielsen, 1993], позволяющая проводить моделирование в условиях изменяющегося давления.

Задача заключалась в том, чтобы показать возможность образования высокоглиноземистых расплавов из высокомагнезиальных, поэтому расчеты выполнялись до появления высокоглиноземистого андезибазальта. Использовался метод «прямого моделирования» траекторий фракционной кристаллизации для заданного исходного расплава. Результаты расчетов контролировались сопоставлением модельных составов минералов с природными составами, установленными нами во время минералогических и твердофазных исследований.

Выполнено более 600 вариантов моделирования фракционной кристаллизации исходной высокомагнезиальной базальтовой магмы в изобарических и декомпрессионных условиях для сухой и водосодержащей систем. Расчеты проводились в интервале давлений 18–0 кбар и температур 1386–1085 °C для сухой и водосодержащей систем. Шаг фракционирования 1 мол.%. Летучесть кислорода задавалась буферным равновесием кварц-фаялит-магнетит (QFM). Результаты ЭВМ-моделирования представлены в двух видах: траектории петрохимической эволюции расплава (рис. 2-34) и таблицы, иллюстрирующей изменение термодинамических параметров системы (рис. 2-35).

На рис. 2-34 для представления результатов расчетов выбраны содержания трех оксидов – Al_2O_3 , CaO и MgO, как показательные компоненты базальтоидных систем. Лиловыми кружками представлены составы природных образцов – средние составы побочных и вершинных извержений Ключевского вулкана. Состав среднего высокомагнезиального базальта, принятый в расчетах за исходный, отмечен крупным незаполненным кружком. Черными линиями показаны модельные тренды – результаты расчетов.

Из рассмотрения рис. 2-34а и 2-34б следует, что при изобарном фракционировании – в «сухих» условиях – тренды изменения модельных составов (содержания CaO и Al_2O_3 относительно MgO) не соответствуют реальному тренду изменения составов базальтов Ключевского вулкана. При декомпрессионном фракционировании в «сухих» условиях тренд изменения содержания CaO (см. модельную линию – 0,4 на рис. 2-34г) близок к природному, но по содержанию Al_2O_3 (рис. 2-34в) такого соответствия нет, и наоборот, см. модельную линию – 0,20.

Оптимальным условием для получения всего спектра пород Ключевского вулкана – от ВМ-Б до ВГ-АБ является декомпрессионное фракционирование в водосодержащей системе (H_2O в исходных расплавах 2,0 мас.%, см. рис. 2-34д, 2-34е). В этом случае изменения содержания и CaO, и Al_2O_3 полностью совпадают с эволюцией пород вулкана.

Для указанных условий расчеты позволили определить порядок кристаллизации и составы породообразующих минералов, а также количество кристаллизующейся фазы на каждом этапе эволюции расплава.

Основные результаты термодинамических расчетов для оптимальной модели суммированы на рис. 2-35. Установлено, что формирование высокоглиноземистых расплавов из высокомагнезиальных может протекать в условиях декомпрессионного фракционирования в водосодержащей системе, когда кристаллизация и разделение фаз происходят на фоне понижающегося давления; для воспроизведения пол-

ного спектра составов пород Ключевского вулкана необходимо около 2 мас.% H_2O в исходном расплаве. Определены пропорции фракционирующих минералов (см. диаграмму на рис. 2-35), которые задают направленность модельных петрохимических трендов.

Данные по составам модельных минералов (рис. 2-35) согласуются с результатами представленных выше микронзондовых исследований. Отметим появление на ранних стадиях эволюции расплава модельных высокофорстеритового оливина (For_{90}) и высокомагнезиального клинопироксена ($Mg\# = 90$) и образование на более поздних стадиях плагиоклаза при магнезиальности клинопироксена 77. Фактические данные, полученные в результате наших минералогических и твердофазных исследований, дают сходные значения: ранние фазы для Ol For_{92} и для Cpx $Mg\# = 91$, а кристаллизация плагиоклаза начинается при $Mg\#$ клинопироксена, равной 78–77. Полученное при КОМАГМАТ-моделировании высокое содержание H_2O (около 2 мас.%) в исходных высокомагнезиальных расплавах, в последующем было подтверждено другими методами. В магматических расплавах Ключевского вулкана установлены первые проценты H_2O , см. работы [Хубуня, Соболев, 1998 (С. 101); Миронов, Плечов, Портнягин, 2000 (С. 52); Миронов, Портнягин, Плечов, Хубуня, 2001 (С. 63), Миронов, 2009 (С. 234); Миронов, Портнягин, 2011 (С. 13); Mironov et al., 2015].

Термодинамическое моделирование условий кристаллизации высокомагнезиальной магмы, принятой в качестве исходной для Ключевского вулкана, продемонстрировало возможность образования широкого разнообразия магматических расплавов – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых – в процессе декомпрессионного фракционирования оливина и клинопироксена. Получены оценки относительных объемов кристаллизующихся фаз, показано полное соответствие между составами модельных расплавов и наблюдаемых пород и главных породообразующих минералов.

При этом остается ряд принципиальных вопросов, касающихся механизмов формирования разнообразия пород вулкана:

1. Каким образом глиноземистые, магнезиальные и высокомагнезиальные базальтоидные магмы, которые должны формироваться в магмоподводящей системе ниже зоны образования высокоглиноземистых андезибазальтовых расплавов, достигают поверхности? Каков механизм, выводящий их на склоны Ключевского вулкана?

2. Почему часть мантийных высокомагнезиальных и магнезиальных расплавов, поднимаясь вверх, не проходит стадии фракционирования минералов и попадает на поверхность практически в первозданном виде?

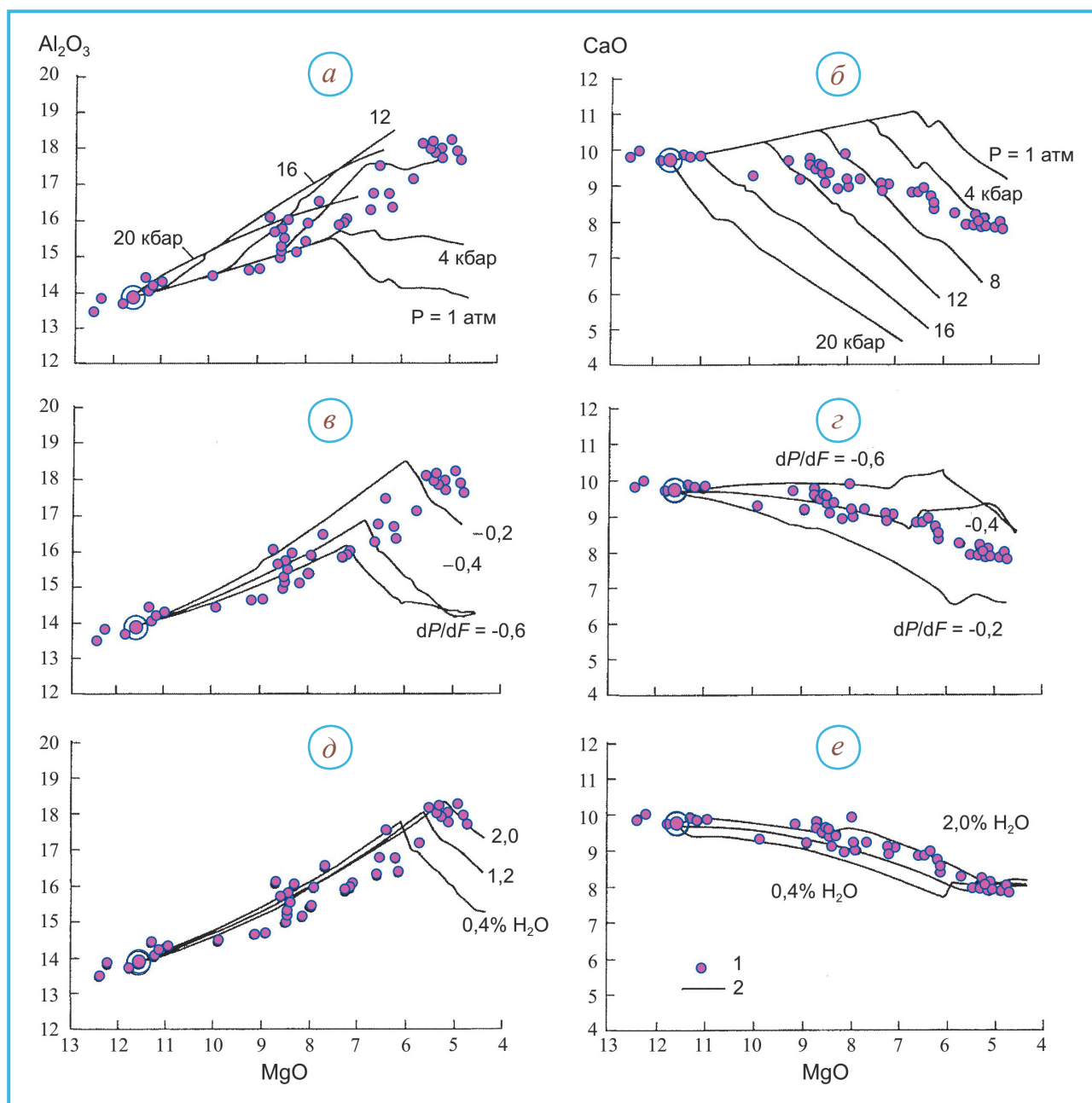


Рис. 2-34. Результаты ЭВМ-моделирования трендов эволюции состава (мас.%) жидкой фазы при полибарическом фракционировании сухого и водосодержащего высокомагнезиального расплава Ключевского вулкана, по [Арискин, Бармина, Озеров, Нильсен, 1995].

1 – природный тренд эволюции серии пород Ключевского вулкана (табл. 2.04.), 2 – результаты расчетов. Исходный состав отвечает среднему высокомагнезиальному базальту Ключевского вулкана и обозначен большим обведенным кружком (табл. 2.09, тип I). Вычисления проводились по модели КОМАГМАТ с шагом кристаллизации 1 мол.% в условиях буфера QFM:

а, б – изобарическое фракционирование в сухой системе (цифры рядом с линиями обозначают давление при кристаллизации);

в, г – декомпрессионное фракционирование в сухой системе (начальное давление $P_{\text{н}} = 18$ кбар, конечное давление $P_{\text{к}} = 1$ кбар; параметр dP/dF характеризует изменение давления P при увеличении степени фракционирования расплава F на 1 мол.%);

д, е – декомпрессионное фракционирование в присутствии воды (начальное давление $P_{\text{н}} = 19,3$ кбар; скорость декомпрессии $dP/dF = -0,33$ кбар/моль; цифры рядом с линиями указывают начальное содержание воды; при $P \sim 1,5$ кбар и содержании в расплаве 3,6–3,8 мас.% H_2O модель предсказывает насыщение расплава водой)

Состав минералов				F	Фракционирование минералов, мас. %	Природные и модельные составы расплавов							
Ol	Cpx	Orx	Pl			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
79	77	82	70	37		53.5	1.1	18.3	8.7	5.2	8.2	3.5	1.2
80	78	83		35		53.1	1.1	18.0	9.1	5.5	8.3	3.6	0.9
82	81	84		30		52.8	1.1	17.3	9.2	6.3	8.8	3.4	0.9
84	83	86		25		52.5	1.0	16.6	9.2	7.1	9.3	3.2	0.8
86	85	87		20		52.1	1.0	15.9	9.2	8.1	9.6	3.0	0.8
87	87	88		15		52.6	1.0	15.4	9.0	8.7	9.5	2.8	0.7
88	88			10		52.4	0.9	14.4	8.9	9.5	9.7	2.7	0.7
89	89			5		52.1	0.9	14.4	8.9	10.4	9.8	2.6	0.7
90	90			0		51.8	0.9	13.9	8.8	11.6	9.7	2.5	0.6

Рис. 2-35. Результаты ЭВМ-моделирования образования высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана по механизму декомпрессионного фракционирования, по [Озеров, Арискин, Бармина, 1996].

Расчеты выполнены по программе КОМАГМАТ-3.0 [Ariskin et al., 1993]. В нижней рамке – состав среднего высокомагнезиального базальта Ключевского вулкана, принятый за состав исходной магмы (табл. 2.09, тип I); в верхней рамке – состав среднего высокоглиноземистого андезибазальта Ключевского вулкана. F – степень кристаллизации расплава, в мас.%. Для оливина приведена форстеритовая составляющая (Fo), для клино- и ортопироксенов – магнезиальность (Mg#), для плагиоклаза – содержание анортитовой компоненты (An), в мол.%. Составы модельных расплавов пересчитаны на безводную основу и приведены к 100 мас.%

3. Как объяснить присутствие в высокоглиноземистых и глиноземистых андезибазальтах нехарактерной для этих пород ассоциации высоко-Fo оливина и высоко-Mg# пироксенов, отвечающей условиям формирования более глубоководных, мантийных высокомагнезиальных базальтов?

4. Где в магматической системе Ключевского вулкана располагаются верлитовые (Ol+Cpx) или анкармитовые (Ol+Cpx+Orx) породы, являющиеся результатом фракционирования оливина, клинопироксена и ортопироксена? Можно ли оценить

их количество относительно объема вулкана? Какие реальные магмы могли продуцировать такой минеральный остаток? Есть ли петролого-геохимические признаки существования кумулятивных пород, соответствующих эффузивным породам Ключевского вулкана? Возможно ли определить механизм накопления крупных объемов высокомагнезиальных минералов на глубинах нескольких десятков километров?

Обсуждение этих вопросов проводится в следующем разделе.

2.20. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Механизм образования серии пород вулкана связан с геодинамической обстановкой и процессами формирования магматических расплавов от их зарождения до выхода на поверхность. Представим магмогенерирующую, магмофокусирующую и магмоподводящую системы в качестве питающих Ключевской вулкан.

Магмогенерирующая система (раздел 2.20.1).

По литературным данным кратко рассмотрены процессы выплавления расплавов в надсубдукционной области Камчатки и их транспорт вверх.

Магмофокусирующая система (раздел 2.20.2).

Движение расплавов в крупные каналы извержений, генезис глубоких длительнопериодных землетрясений

(ГДП-землетрясения), образование верлитов. Здесь впервые дано представление о взаимосвязи землетрясений с процессом фракционирования минералов.

Магмоподводящая система (раздел 2.20.3):

раздел 2.20.3.1 – характеристики питающей системы Ключевского вулкана;

раздел 2.20.3.2 – формирование расплавов в постоянно действующем генеральном магмоводе вулкана, извержение высокоглиноземистых андезита-базальтов;

раздел 2.20.3.3 – одноразовые каналы побочных извержений, образование серии высокомагнезиальных-высокоглиноземистых базальтоидов.

2.20.1. Магмогенерирующая система

(выплавление магматических расплавов и их транспорт вверх; интервал глубин 170–32 км)

В геодинамическом плане Ключевской вулкан является типичным представителем островодужного вулканизма. Он располагается в 255 км к западу от глубоководного желоба и на расстоянии 170 км над поверхностью погружающейся Тихоокеанской литосферной плиты. Принципиальная схема генерации расплавов Ключевского вулкана может быть представлена в следующем виде:

1. Формирование протяженной широкой полосы поднимающихся флюидов. При субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Камчатку из серпентинизированных пород плиты [Краснова, 2014] и покрывающих ее гидратированных осадков выделяется вода и другие летучие компоненты. Образовавшиеся флюиды движутся вверх, в процессе подъема они взаимодействуют с вмещающими разогретыми породами, их температура возрастает. Формируется поднимающаяся сквозь породы широкая протяженная зона раскаленного рассеянного флюидного потока.

2. Образование островодужной протяженной зоны рассеянного потока магматических расплавов. На пути движения высокотемпературный флюидный поток проходит через максимально разогретье ($T = 1400\text{ }^{\circ}\text{C}$) перидотитовые породы мантийного клина [Furukawa, 1993]. В результате взаимодействия флюидов с породами температура плавления последних снижается. Активизируются процессы диффузии на границах кристаллических зерен. Запускается механизм анатексиса пород. С этого момента начинается генерация магматических расплавов. Образуются межзерновые пленки расплава и межзерновые

поры (каналы), по которым происходит просачивание нового выплавившегося магматического вещества – диффузный массоперенос [Балашев, 1992]. В работе [Добрецов, 1981] показано, что при просачивании расплава через мантию на контакте зерен происходит новое плавление, таким образом, расплав сам прокладывает себе дорогу. Постепенно межзерновое пространство увеличивается, возникает инфильтрационный массоперенос, который контролируется гидродинамическим градиентом, в результате осуществляется транспорт образовавшихся расплавов вверх.

Формирующийся магматический поток наследует пространственные характеристики флюидного потока – зона плавления пород мантийного клина и подъема расплавов простирается протяженной и широкой полосой с севера на юг под восточным вулканическим поясом Камчатского полуострова.

3. Фокусированное движение расплавов в вертикальных апофизах. На глубине 80–60 км протяженная широкая зона, вмещающая движущиеся расплавы, начинает разделяться на поперечные сегменты. По мере подъема, овальные сечения сегментов становятся круглыми (диаметр – 15–20 км) и превращаются в постепенно сужающиеся вверх вертикальные апофизы [Фирстов, Широков, 1971 (С. 117)]. Один из вертикальных апофизов, протягивающийся вверх в направлении Ключевского вулкана, является зоной его питания.

4. Разнесенное движение расплавов по разломам. Разделение протяженной магмогенерирующей зоны на поперечные апофизы приводит к уменьшению общего сечения, сквозь которое поднимается магматический расплав. В результате возрастает скорость подъема. Формируются новые пути движения расплава – мелкие трещины, которые в меньшей степени подвержены внешнему воздействию.

Кроме того, в вертикальном апофизе, по данным [Савельева, Соболев, Батанова и др., 2008 (С. 41)], в результате пластического течения или/и тектонических процессов, сопровождаемых сдвигом, могут происходить сколовые деформации и формироваться система трещин, по которой осуществляется транспортировка расплавов. Авторы обсуждаемой публикации полагают, что верхняя граница подобных деформаций находится на глубине ~25 км.

В результате этих процессов, по всему сечению вертикального столбообразного апофиза, имеющего диаметр более 10 км, по хорошо выраженным трещинам (ширина первые см) поднимаются магматические расплавы.

Дополнительно отметим, что интервал рассмотренных глубин от 170 до 31 км является фактически асейсмичной областью, в которой магмы не прояв-

ляют своего присутствия в виде сейсмических сигналов.

2.20.2. Магмофокусирующая система

(концентрирование расплавов в каналах, генезис ГДП-землетрясений, образование верлитов. Интервал глубин 31–27 км)

Геологические процессы, происходящие в этом интервале, имеют большое значение для понимания механизма формирования серии пород Ключевского вулкана.

Отметим, что обсуждаемые ниже ГДП-землетрясения автор относит не к тектоническим, а к петрологическим землетрясениям, их описание приведено в петрологическом разделе настоящей монографии. Интерпретация этого явления необходима для построения модели питания и понимания эволюции пород Ключевского вулкана.

Сейсмические процессы. Под Ключевским вулканом существует два уровня сейсмичности, к которым приурочено подавляющее количество землетрясений [Токарев, 1966; Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988; Горельчик, Гарбузова, 2001; Сеньюков, Нуждина, Дроздина, 2008; Сеньюков, 2013].

Верхний уровень сейсмичности. Интервал глубин землетрясений составляет $-5 - +4,8$ км, максимум приходится на глубины $0 - +2$ км, количество землетрясений $\sim 40\%$ от их общего числа под Ключевским вулканом (см. [рис. 2-36](#), вертикальная гистограмма – желто-черная линия). Для этого уровня характерны вулcano-тектонические (ВТ) и поверхностные длиннопериодные (ПДП) землетрясения. Первый тип, ВТ сейсмические события, возникают в твердой среде в результате хрупкого разрушения пород под действием сдвиговых и растягивающих напряжений, создаваемых активными магматическими процессами. Второй тип, ПДП-землетрясения, чаще всего, предшествуют или сопровождают извержения, они связаны с процессами дегазации магмы – взрывными землетрясениями, выбросами бомб и пеплообразованием.

Нижний уровень сейсмичности. Интервал глубин землетрясений составляет 31–28 км, максимум приходится на глубины $-30 - -29$ км, количество $\sim 60\%$ от общего числа землетрясений под Ключевским вулканом (см. [рис. 2-36](#), вертикальная гистограмма – желто-черная линия). На этом уровне происходят землетрясения только одного типа – глубокие длиннопериодные (ГДП). В работе [Горельчик,

Гарбузова, 2001 (С. 355, 365, 368); Сеньюков, 2013 (С. 49)]: 1 – «однотипные по форме записи, которая в значительной степени отличается от записей землетрясений в вышележащих слоях и от записей обычных тектонических землетрясений»; 2 – «характерен узкий диапазон энергетических классов», который не превышает значение 6,7; 3 – суммарная сейсмическая энергия этих землетрясений на порядок меньше, чем в верхнем уровне; 4 – землетрясения происходят в области, имеющей форму приплюснутой сферы (см. [рис. 2-36](#), пунктирный овал). Высота сферы ~ 4 км, горизонтальный диаметр ~ 12 км. Эпицентральной (горизонтальная) площадь сферы ~ 110 км²; 5 – центр сфероподобной области располагается под Ключевским вулканом; 6 – землетрясения часто происходят группами или роями, в некоторые годы (2002, 2003 и 2004 гг.) происходило до 5000 событий в год; 7 – обсуждаемые сейсмические события имеют связь с извержениями – во время извержений Ключевского вулкана ГДП-землетрясения исчезают, а при прекращении извержений они возобновляются.

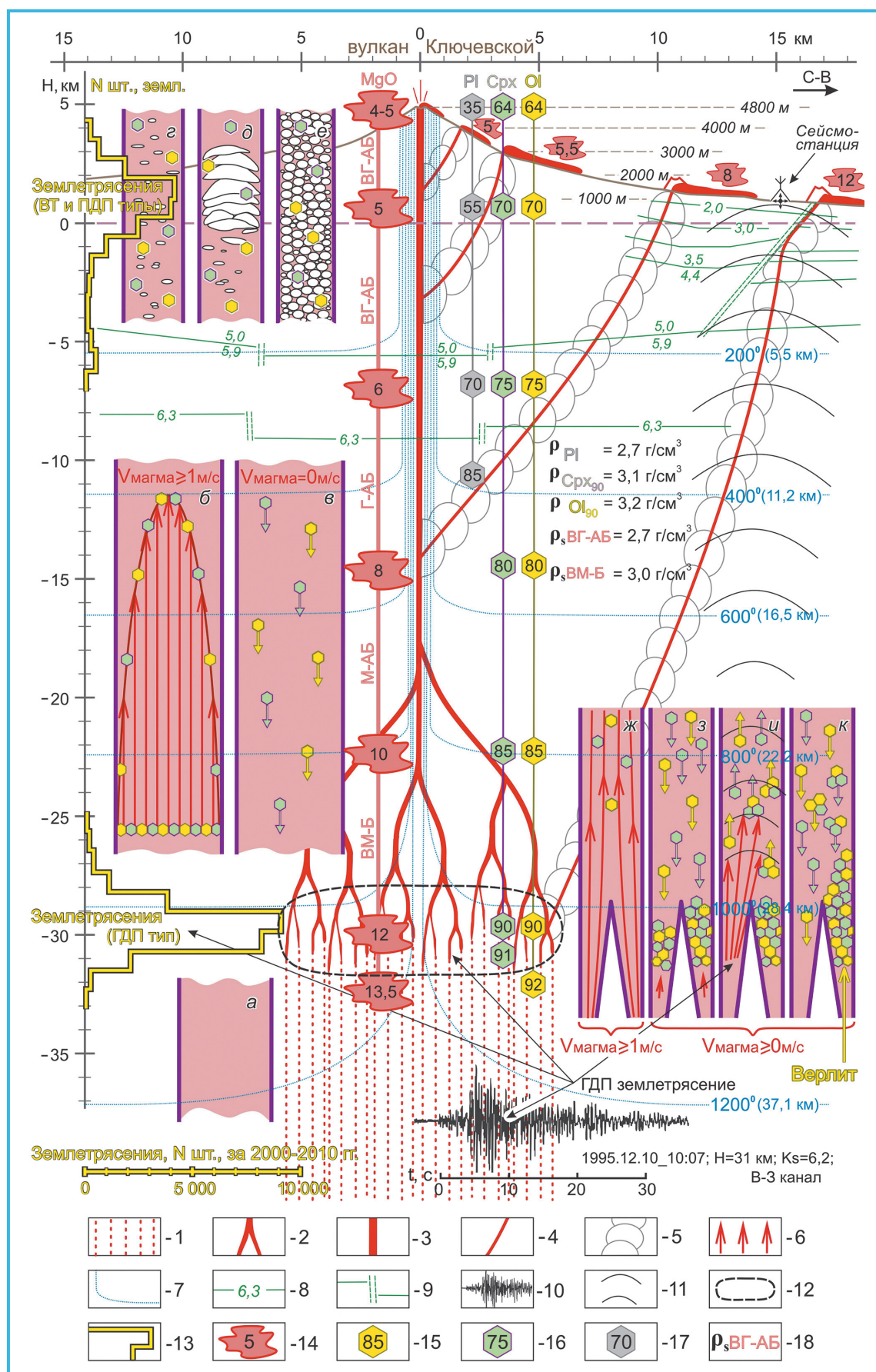
ГДП-землетрясения настолько схожи между собой, что сейсмологи используют для них термин «sister events» – похожие, как сестры.

Важно отметить, что сфероподобная область в земных недрах не является магматическим очагом. По всему ее объему генерируется множество ГДП-землетрясений, что не позволяет говорить о том, что этот объем заполнен жидким магматическим расплавом.

Впервые обсуждение возможных причин возникновения ГДП-землетрясений проведено в работе [Горельчик, Сторчеус, 2001 (С. 382–386)]. В ней рассмотрены две гипотезы: вулcano-тектоническая и дегазационная.

Первая гипотеза, генерация ГДП-землетрясений в результате вулcano-тектонических процессов – движение магмы в упруго-пластичной среде вызывает резкое открытие мелких трещин, импульсы открытия фиксируются на поверхности в виде землетрясений. Исследование волновых форм землетрясений и их распределение во времени позволило [Горельчик, Сторчеус, 2001 (С. 383)] отклонить возможность генерации землетрясений в результате вулcano-тектонических явлений.

Вторая гипотеза, образование ГДП-землетрясений в результате процессов газоотделения – спонтанная полимеризация метастабильной магмы происходит с бурным выделением летучих. Эта гипотеза была предложена А.В. Сторчеусом, который опирался на данные о возможных причинах дегазации верхней мантии, представленные в монографии [Кадик, Луканин, 1986]. Сейсмологические исследования и математические вычисления [Горельчик,



Сторчеус, 2001 (С. 386)] показывают, что из имеющихся вариантов образования ГДП-землетрясений, на момент публикации статьи, гипотеза газоотделения выглядела наиболее привлекательной. В заключительной части публикации авторы подчеркивают, что «определение возможных физико-химических процессов, в результате которых образуется газовая фаза, является задачей геохимии» и представляет собой тему будущих исследований.

Дополнительно отметим, что гипотеза газоотделения не дает ответа на ряд принципиальных вопросов. Почему эпицентры ГДП-землетрясения имеют столь значительное площадное распространение, почти 110 км²? Почему выделение газа при ГДП-землетрясениях не приводит к увеличению интенсивности извержения? Почему ГДП-землетрясения возникают во время прекращения извержений?

Продолжительный опыт сотрудничества с В.И. Горельчик и А.В. Сторчеусом позволил автору настоящей работы сформулировать собственную – *третью гипотезу* возникновения ГДП-землетрясений – петрологическую (заполнение и закупоривание магматических каналов фракционирующими минералами, механическое разрушение пробки поднимающейся магмой, сейсмические волны). Поскольку эта концепция предлагается впервые, рассмотрим ее в совокупности с другими процессами.

Продолжим рассмотрение движения магматических расплавов с верхней части вертикальной столбообразной зоны, в пределах которой по системе трещин поднимается рассеянный магматический поток (см. пункт 4 в разделе 2.20.1).

Формирование узких каналов. Можно полагать, что на глубине 32–31 км столбообразная зона имеет диаметр около 12 км (рис. 2-36, красный вертикальный пунктир), соответствующий диаметру сфероподобной области ГДП-землетрясений (рис. 2-36, черный пунктирный овал). На обсуждаемых глубинах под Ключевской группой вулканов располагается

интервал изотерм – 1100–1050 °С. Прямой контакт жидких базальтоидов с вмещающими породами приводит к охлаждению расплавов и повышению их вязкости. В этих условиях транспорт расплавов по трещинам, имеющим значительную площадь контакта, затрудняется.

Чтобы продолжилось движение вверх, должна измениться структура магмопроводящих путей. В интервале глубин 31–28 км образуются протяженные вертикальные каналы. Каналы могут формироваться как в центрах пересечения разломов, так и вдоль отдельных разломов, по которым движутся расплавы [Батанова, Савельева, 2009 (С. 996)]. Образование изолированных каналов приводит к тому, что движение расплавов становится фокусированным, значительно уменьшается степень их взаимодействия с окружающими породами и увеличивается скорость движения магмы.

Формирование широких каналов. На более высоких уровнях – глубина 27 км и выше, магма пересекает изотерму окружающих пород – 1000 °С. Чтобы подниматься сквозь холодные породы, расплав вновь перестраивает пути своего движения – узкие каналы объединяются в широкие вертикальные каналы, менее подверженные внешнему воздействию. В работах [Aharonov, Whitehead, Kelemen, 1995; Kelemen, Braun, Hirth, 2000; Батанова, Савельева, 2009 (С. 999)] показана возможность образования соединяющейся транспортной сети каналов, в которой единичные каналы в мантии срастаются друг с другом по направлению вверх. Наиболее крупные каналы, установленные в породах верхней мантии, достигают 50 см в диаметре, они могут формировать цепочки из близко расположенных каналов [Савельева, Соболев, Батанова и др., 2008 (С. 36)]. Вероятность последующего объединения таких каналов очень высока.

Таким образом, в интервале глубин 31–28 км происходит перестройка магмоподводящей системы. Трещины и разломы, по которым поднимается рас-

Рис. 2-36. Схематическая модель образования высокомагнезиальной-высокоглиноземистой базальт-андезитбазальтовой серии пород Ключевского вулкана, по [Озеров, 2016].

1 – рассеянное движение расплавов в верхней мантии по разломам (жилам), по [Савельева, Соболев, Батанова и др., 2008; Батанова, Савельева, 2009]; 2 – соединяющиеся магматические каналы, конфигурация по [Kelemen, Braun, Hirth, 2000]; 3 – генеральный магмовод Ключевского вулкана; 4 – одноразовые каналы побочных прорывов; 5 – веерообразные трещины, транспортирующие расплавы побочных извержений; 6 – векторы относительной скорости расплавов; 7 – изотермы, данные из [Сугробов, Яновский, 1991]; 8 и 9 – сейсмические границы и предполагаемые разломы, данные ГСЗ из [Балеста, Гонтовая, Каргопольцев и др., 1991]; 10 – глубокое длиннопериодное (ГДП) землетрясение, по [Горельчик, Сторчеус, 2001]; 11 – сейсмические волны от ГДП-землетрясения; 12 и 13 – область распространения ГДП-землетрясений и количество землетрясений на глубинах до 40 км за 2000–2010 гг. [Сенюков, 2013]; 14 – содержание MgO (мас.%) в расплаве; 15, 16, 17 – кристаллы ОI (Fo), Сrx (Mg#), Pl (An) по [Озеров, 2000]; 18 – плотность твердой компоненты пород вулкана [Ладыгин, Фролова, 2002]. При построении модели использованы петрологические данные из [Арискин, Бармина, Озеров и др., 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996] и сейсмологические данные из [Аносов и др., 1978; Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988]

плав, превращаются в узкие вертикальные каналы. Можно полагать, что движущийся по ним расплав не содержит кристаллов или кристаллизация находится в зачаточном состоянии (нуклеусы, кристаллиты), т.е. к поверхности движется фактически однородная магма. Затем, выше глубины 28 км питающая система продолжает перестраиваться – происходит объединение узких каналов и образуются широкие каналы с диаметром более полуметра.

Теперь рассмотрим процессы преобразования, происходящие в самом магматическом расплаве. Автор предлагает различать два динамических состояния расплавов – движение вверх во время извержений и состояние покоя (остановка) между извержениями. Извержения Ключевского вулкана обычно продолжаются недели–месяцы, перерывы между ними существенно более продолжительны.

ПРОЦЕССЫ В ПОДНИМАЮЩЕМСЯ МАГМАТИЧЕСКОМ РАСПЛАВЕ. Выше глубины 28 км магма поднимается по широким каналам. Понижение давления и температуры приводит к массовой кристаллизации оливины и клинопироксена. При извержении вулкана, скорость движения расплава по каналам составляет первые метры в секунду. Скорость фракционирования формирующихся кристаллов существенно ниже, чем скорость поднимающегося потока, поэтому кристаллы вместе с потоком увлекаются вверх (рис. 2-36б и 2-36ж).

ПРОЦЕССЫ В ОСТАНОВИВШЕЙСЯ МАГМЕ (ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ). Через некоторое время извержение прекращается, движение магматической колонны замедляется и останавливается. Процессы фракционирования минеральных фаз (Ol и Cpx), ранее образовавшихся в расплаве, становятся явно выраженными. Происходит движение минералов вниз сквозь неподвижный магматический расплав (рис. 2-36в и з).

ЗАПОЛНЕНИЕ И ЗАКУПОРИВАНИЕ КАНАЛОВ. Опускание кристаллов сначала происходит по крупным каналам, затем они попадают в разветвляющуюся вниз сеть более узких каналов, находящихся в интервале глубин 28–31 км. Оливины и клинопироксены опускаются в однородный, не содержащий кристаллов расплав, туда, где в магме еще не начались процессы массовой кристаллизации (рис. 2-36з). Возможность опускания кристаллов ниже уровня начала кристаллизации впервые была рассмотрена в [Дэли, 1936 (С. 331)]. При определенном соотношении диаметра канала и размера кристаллов, процесс опускания на более низкие уровни заканчивается. Сначала происходит скопление минералов, заполняющих канал, а затем формируется минеральная пробка, состоящая из плотно прижатых друг к другу кристаллов Ol и Cpx (см. рис. 2-36з).

РАЗРУШЕНИЕ ПРОБКИ, ГДП-ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ. Формирование расплавов в магмогенерирующей зоне происходит постоянно, минимальной скорости поступления расплава достаточно, чтобы под пробкой появилось избыточное давление. Растущее гидродинамическое давление вызывает резкое механическое разрушение пробки (рис. 2-36и), раскупоривание канала и формирование импульсов, создающих сейсмические волны. Они регистрируются сейсмическими станциями в виде ГДП-землетрясений.

ГЛОМЕРОПОРФИРОВЫЕ СРОСТКИ. В результате прочистки канала образуется большое количество дезинтегрированных частей пробки в виде отдельных кристаллов и кристаллических сростков Ol и Cpx (рис. 2-36и). Напомним, что оливин-клинопироксеновые гломеропорфировые сростки характерны для всех типов пород Ключевского вулкана. Анализ литературных данных не позволил автору найти другие механизмы, объясняющие образование гломеропорфировых сростков в слабо раскристаллизованных базальтовых эффузивных породах.

Находящиеся во взвеси кристаллы и их сростки могут опускаться и вновь вовлекаться в процесс пробкообразования и раскупоривания. Этот цикл может многократно повторяться в канале или прерываться, если образуется минеральная пробка, способная противостоять давлению магматического расплава. Описание явлений, связанных с формированием «не разрушающейся» пробки, проводится ниже.

Представленный процесс происходит в питающей системе Ключевского вулкана в перерывах между извержениями. В это время описываемое явление характерно для десятков–сотен каналов, находящихся во всем объеме сфероподобной области на глубине ~30 км под вулканом. В работе [Сенюков, 2013 (С. 49)] показано, что в отдельные годы здесь происходило до 5 000 землетрясений ГДП-типа.

После перерыва в несколько месяцев–лет питающая система вулкана восстанавливается для нового извержения. Скорость магматического потока через каналы увеличивается и становится больше скорости фракционирования. Кристаллы поднимаются вместе с расплавом вверх по колонне. Процесс формирования кристаллических пробок прекращается. Во время извержений Ключевского вулкана ГДП-землетрясения, обусловленные пробкообразованием–раскупориванием, не фиксируются.

Рассмотрим и другую возможность. Представим, что, при определенных условиях, сформировавшаяся пробка сразу не разрушилась. Постепенно все большее количество кристаллов заполняет канал, происходит их уплотнение. Расплав не в состоянии разрушить пробку, и магматическая система лишается одного из своих проводящих элементов. На

некотором расстоянии от закрывшегося канала активизируются процессы растворения–расширения внутреннего пространства трещин или участков их пересечения. Формируется новый канал, и через какое-то время проводящая способность магматической системы восстанавливается.

Если канал перекрыт минеральной пробкой и не прочищен избыточным давлением магмы, он полностью заполняется фракционирующими оливином и клинопироксеном (рис. 2-36к). Находящиеся в канале минералы испытывают давление около 10 кбар. Под действием давления из межзернового пространства выжимаются остатки расплава, кристаллы плотно прижимаются друг к другу. Находящееся без движения скопление минералов подвержено температурному влиянию окружающих пород, которые на сотни градусов холоднее, чем движущийся по каналам расплав. Под воздействием процессов уплотнения и охлаждения, находящиеся в канале минералы консолидируются, формируется оливин-клинопироксеновая порода – верлит.

Процессы образования верлитовых тел охватывают все сферообразное пространство, расположенное на глубине 30 км под вулканом. Объем этого пространства ($V \sim 350 \text{ км}^3$) сопоставим с объемом постройки Ключевского вулкана $\sim 270 \text{ км}^3$ [Мелекесцев, 1980] и с объемом темноцветных минералов $\sim 80 \text{ км}^3$ ($\sim 30\%$ оливина + клинопироксена, см. рис. 2-35), фракционная кристаллизация которых приводит к трансформации первичного высокомагнезильного базальтового расплава в высокоглиноземистый андезибазальтовый, на 99% сформировавший породы постройки вулкана.

Приведенные значения показывают, что объем области для накопления кристаллической фазы ($V \sim 350 \text{ км}^3$) в 4,5 раза больше, чем объем кристаллизующихся минералов ($V \sim 80 \text{ км}^3$). Такое соотношение представляется возможным для протекания описываемого природного процесса.

Обратимся к литературным источникам по верлитам. В работе [Марковский, Ротман, 1981] показано, что верлиты установлены в трех районах Камчатки, приведем несколько цитат из их книги.

Хребет Тумрок, район горы Верхняя Андриановка. Описан массив пород, который «сложен верлитами, пироксенитами, габбро и сиенитами» (С. 24).

Восточный хребет Камчатки, северо-западнее Кроноцкого озера. Ультраосновной вулкан горы Хребтовой. Здесь обнаружены глыбовые пикритовые брекчии, в которых «среди обломков присутствуют полнокристаллические породы – верлиты» (С. 33).

Восточный хребет Камчатки, северо-западнее Кроноцкого озера. Вблизи массива гипербазитов

горы Попутной. Крупное тело пикритовых брекчий. «Встречены обломки полнокристаллических гипербазитов – пироксеновых оливинитов и верлитов» (С. 36).

Анализ геологического строения, петрохимических и геохимических данных позволил [Марковский, Ротман, 1981] прийти к заключению: 1) «Наличие несомненных черт родства указывает на неразрывную связь процессов генерации основных и ультраосновных расплавов» (С. 203); 2) характер соотношения пород указывает «на сложное (многоэтажное) строение магматических очагов с формированием ультраосновных наиболее магнезиальных разновидностей в самых нижних этажах» (С. 204). Такие представления [Марковский, Ротман, 1981], полученные при региональном изучении пород Камчатки, соответствуют нашим заключениям об образовании верлитов на глубине 30 км под Ключевским вулканом.

В заключении отметим, что предложенная нами модель впервые увязывает в единый геологический процесс разноплановые явления, природа которых ранее была дискуссионной: ГДП-землетрясения, формирование питающих каналов, образование крупной сфероподобной структуры на глубине 30 км, фракционирование темноцветных минералов, гломеропорфировых сростков и формирование верлитов. Модель объясняет, где накапливаются ОI-Срх минеральные скопления, образовавшиеся при фракционировании магм Ключевского вулкана и имеющие суммарный объем в десятки км^3 .

2.20.3. Магмоподводящая система

Представим основные характеристики питающей системы Ключевского вулкана, а затем рассмотрим процессы, протекающие в генеральном магмоводе и в одноразовых подводящих каналах боковых прорывов (рис. 2-36).

2.20.3.1. Характеристики питающей системы Ключевского вулкана

1. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАЗМЕРЫ магмоподводящей системы Ключевского вулкана весьма значительны – более 30 км (от –28 км – верхний уровень проявления ГДП-землетрясений до 4800 м – высота вершинного кратера над уровнем моря).

2. Два уровня сейсмичности характерны для питающей системы вулкана (–32 – –27 км и –5 –

+4,8 км). В разделе 2.20.2 были описаны сейсмические события, характерные для каждого уровня, обсуждался их генезис. Эти данные показывают, что в питающей системе вулкана отсутствуют крупные коровые магматические очаги.

Таблица 2.11

**Рассчитанные глубинные температуры
Срединно-Камчатской депрессии,
по [Сугробов, Яновский, 1991]**

Температура, °С	Глубина, км
0	0
100	2,5
200	5,5
300	8,4
400	11,2
500	13,8
600	16,5
700	19,4
800	22,2
900	25,3
1000	28,4
1100	32,5
1200	37,1

3. ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОКРУЖАЮЩИХ ПОРОД.

Питающая система вулкана проходит через коровые породы и, соответственно, подвержена их температурному воздействию. Для наглядности представления, нами были пересчитаны данные глубинных температур Центрально-Камчатской депрессии [Сугробов, Яновский, 1991], а глубины приведены к температурным значениям, кратным 100 (табл. 2.11). На рис. 2-36 изотермы представлены голубыми точечными линиями.

4. ГЕНЕРАЛЬНЫЙ МАГМОВОД. Чем выше в земной коре находится расплав, тем больше степень форсирования его в магматические каналы. Это обусловлено тем, что расплав движется сквозь холодные породы, которые могут остудить его и лишить возможности двигаться. Мы полагаем, что над уровнем ГДП-землетрясений (выше глубины – 28 км) располагается участок крупных каналов – диаметром 0,5–1 м (рис. 2-36). Они поднимаются от сфероподобной области и постепенно объединяются в крупный генеральный магмовод, диаметр которого, по-видимому,

достигает несколько метров. Нам представляется, что такая колонна, заполненная жидкой магмой, без значительного изменения поперечных размеров протягивается через всю земную кору и заканчивается вершинным кратером Ключевского вулкана (4800 м).

5. ОДНОРАЗОВЫЕ КАНАЛЫ ПОБОЧНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ образуются в результате перекрытия генерального магмовода (рис. 2-36). Такое явление может быть вызвано проседанием конуса вулкана [Балеста, Гонтювая, Каргопольцев и др., 1991 (с. 11)], резкими смещениями пород при землетрясениях, или разгрузкой тектонических напряжений. В этих случаях, не имея возможности подниматься по основному пути, расплав создает новый путь. Глубина отделения от генерального магмовода зависит от уровня, на котором произойдет его разрушение/перекрытие. Под областью перекрытия подъем магмы создает избыточное давление, и когда оно превышает устойчивость пород, происходит разрыв и образуется веерообразная трещина (рис. 2-36). Трещина заполняется расплавом, растущее напряжение приводит к следующему разрыву и т.д., формируется новый путь движения магмы. Если трещина с магмой достигает поверхности, начинается побочное извержение. Время формирования одноразовых каналов составляет от четырех суток до четырех месяцев [Новограбленов, 1933 (С. 52–53); Токарев, 1988 (С. 48); Горельчик, Гарбузова, 2001].

6. ТЕНДЕНЦИИ ДВИЖЕНИЯ РАСПЛАВОВ в питающей системе Ключевского вулкана: 1 – во время вершинных извержений происходит вертикальный подъем расплавов по главному магмоводу; 2 – между извержениями расплав находится без движения либо, в отдельные периоды, происходит опускание магматической колонны и формируется кратер глубиной до 500 м; 3 – во время побочных извержений магма поднимается вверх по новым одноразовым трещинам (каналам).

7. ДИСКРЕТНЫЙ ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ПОТОКА наблюдается в широком временном диапазоне. Он определяется последовательным чередованием фаз извержения и перерывами между ними – месяцы–годы [Горельчик, Гарбузова, 2001; Иванов, 2011], а также интервалами усиления–ослабления в ходе происходящих извержений – сутки, часы, минуты, секунды (см. Главу 3). Относительно равномерный характер в динамике извержений наблюдается в более редких случаях.

8. ИЗМЕНЕНИЕ АГРЕГАТНОГО СОСТОЯНИЯ характерно для поднимающегося расплава. В нижней части питающей системы магма представляет собой гомогенный расплав (рис. 2-36а). По мере подъема она превращается в двухфазную систему – расплав

с кристаллами (рис. 2-36б, 2-36в). Далее из магмы, находящейся в верхней части питающей системы, выделяется газ; возникает трехфазная смесь: жидкость–твердые тела–газ (расплав, кристаллы, пузырьки газа), (рис. 2-36г, 2-36д, 2-36е). Диапазон вязкости текущих по поверхности земли базальтовых лавовых потоков составляет 10^2 – 10^6 пуаз, можно полагать, что в подводящем канале вязкость расплава еще ниже. Поступившая на поверхность магма охлаждается, застывает и превращается в твердое тело.

9. Вещественный состав пород. В нижнюю часть подводящей системы вулкана поступают мантийные ВМ-Б расплавы, в верхней части на поверхность выходят ВМ-Б, М-АБ, Г-АБ и ВГ-АБ. Все породы являются составными частями непрерывных петрохимических и геохимических рядов, для которых проявляется наследованный характер поведения от ВМ-Б до ВГ-АБ. Во всех подтипах пород вулкана установлена одна и та же ассоциация темноцветных минералов, демонстрирующая эволюционный характер развития от глубинных мантийных составов до поверхностных разностей.

10. Количественное распределение базальтоидов в пределах магматической серии вулкана. Существует главный – высокоглиноземистый подтип пород (4–6 мас.% MgO), который доминирует над глиноземистыми, магнезиальными и высокомагнезиальными подтипами (6–12 мас.% MgO). Отношение ВГ-АБ к сумме всех других пород 100 : 1. Это показывает, что появление на поверхности любых подтипов пород, кроме ВГ-АБ, является, скорее, исключением, чем правилом.

11. Соотношение объемов пород вершинных и побочных извержений. Основное количество извергаемого материала поступает через вершинный кратер. Объемное соотношение пород постройки Ключевского вулкана и всех пород побочных извержений ~100 : 1, то есть через боковые прорывы поставляется исключительно малое количество вулканитов.

12. Количественное соотношение вершинных и побочных извержений. Ключевскому вулкану ~7000 лет. Результаты исследования современной деятельности вулкана, с учетом его такой же высокой активности в прошлом, позволяют полагать, что в год на вулкане происходит примерно одно вершинное извержение. За время существования вулкана на его склонах образовалось ~70 побочных прорывов. Соотношение вершинных и побочных извержений 100:1, то есть побочные извержения следует относить к разряду исключительных событий.

Данные пунктов 10–12 сведены в табл. 2.12.

Приведенные данные показывают, что породы, отличающиеся от ВГ-АБ, являются исключитель-

ными, и условия их выхода (побочные извержения) являются тоже исключительным случаем. Следовательно, чтобы определить механизм формирования всей серии пород Ключевского вулкана, необходимо рассмотреть особенности подъема расплавов по генеральному направлению (постоянно действующий магмовод, заканчивающийся вершинным кратером) и по другим направлениям (новые, одноразовые дайки – побочные извержения).

Таблица 2.12

Соотношения характеристик
вершинных и побочных извержений
Ключевского вулкана

Процессы, породы	Доминирующие	Подчиненные	Соотношение (процессы, породы)
Извержения	вершинные	побочные	100:1 (количество)
Подтип породы	ВГ-МБ (4–6 мас.% MgO)	Г-АБ, М-АБ, ВМ-Б (6–12 мас.% MgO)	100:1 (объем)
Объем пород	через вершинные	через побочные	100:1 (объем)

2.20.3.2. Формирование разнообразия расплавов в генеральном магмоводе вулкана, извержение высокоглиноземистых андезибазальтов

В поднимающихся по генеральному магмоводу расплавах на уровне сфероподобной области из высокомагнезиальных базальтов (MgO ~ 13 мас.%) начинается образование кристаллитов высокофорстеритовых ОI и высокомагнезиальных Сrx. Выше по колонне выделение минералов становится массовым (эволюционный характер кристаллизации был детально описан в предыдущих разделах настоящей главы). В зависимости от состояния вулкана – извержение или межэруптивный период – в магматическом расплаве доминируют различные процессы.

Во время вершинных извержений магматический расплав поднимается со скоростью первых метров в секунду. На рис. 2-36б изображен упрощенный профиль скорости движения расплава. Наиболее низко расположенные горячие магнезиальные пор-

ции расплава, содержащие Ol и Crx с высокой концентрацией MgO, попадают в расположенные выше более холодные глиноземистые порции расплава, из которых в это время кристаллизуются более железистые темноцветные минералы. Происходит химическое взаимодействие расплавов и физическое смешение минеральных фаз. Реализуется процесс автосмещения нижних и верхних дочерних порций расплава. Многократное повторение циклов автосмещения происходит за счет увеличения содержания MgO в вышерасположенных расплавах и приносит в глиноземистые порции высоко-Fo Ol и высоко-Mg# Crx, нехарактерные для этих составов магм.

В ПЕРИОД МЕЖДУ ВЕРШИННЫМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ общая скорость подъема расплава в генеральном магмоводе снижается до нуля. На первый план выходит процесс фракционной отсадки Ol и Crx. Вся масса минералов движется вниз (рис. 2-36в). Петрохимический состав верхних уровней расплава обедняется MgO и обогащается Al_2O_3 . В результате в верхней части генерального магмовода формируются высокоглиноземистые базальтоиды, вниз по магмоводу они постепенно сменяются глиноземистыми, магнезиальными и высокомагнезиальными составами. Отметим, что плотность высокожелезистых темноцветных минералов выше, чем у магнезиальных разностей, поэтому первые опускаются с большей скоростью. Опускаясь в область более магнезиальных расплавов, железистые минералы могут приобретать антидромную зональность.

Благодаря процессу фракционирования, «химический уровень» высокоглиноземистых расплавов понижается, содержание расплава магматической колонны становится более глиноземистым. Если допустить, что извержения не будут происходить десятилетия, можно ожидать, что магма в генеральном магмоводе фракционирует до высокоглиноземистых андезибазальтов. Однако у постоянно действующего вулкана Ключевского выплавление магмы происходит достаточно равномерно, через месяцы–годы начинается новое извержение, и процесс автосмещения вновь реализуется в магмоводе.

В результате дискретного движения магмы по магмоводу существует своеобразный баланс между процессами фракционирования и автосмещения. Он приводит к тому, что в генеральном магмоводе одновременно находится все химическое разнообразие магм Ключевского вулкана (от высокомагне-

зиальных внизу до высокоглиноземистых наверху), и при этом каждая составляющая расплава содержит одинаковый набор минералов-вкрапленников. Максимальную степень эволюционных преобразований магматических расплавов вулкана можно видеть в процессе вершинных извержений, во время которых на поверхность поступают магмы очень узкого петрохимического диапазона – только высокоглиноземистые андезибазальты (MgO – 4,10–5,18 мас.%, см. табл. 2.04).

2.20.3.3. Одноактные каналы побочных извержений, образование серии высокомагнезиальных базальтов-высокоглиноземистых андезибазальтов

Во время побочных извержений магма не использует проторенный путь генерального магмовода, а прокладывает новый путь – сквозь вышележащую толщу пород (рис. 2-36). При любых отходах от магмовода расплав попадает в условия более низких температур. Увеличивается его вязкость, снижается подвижность минеральных фаз, теряется их способность к фракционированию. Вещество консервируется. Расплав не может эволюционировать и поступает на поверхность практически в том виде, в котором он отделился от генерального магмовода.

Из рис. 2-36 видно, каким способом происходит питание побочных прорывов, из которых извергаются все типы пород Ключевского вулкана от высокомагнезиальных базальтов до высокоглиноземистых андезибазальтов, разброс составов от 12,31 до 4,52 мас.% MgO (см. табл. 2.04).

Показано, что для формирования серии пород Ключевского вулкана (MgO 12,3–4,1 мас.%) необходимо: 1) чтобы в генеральном магмоводе в результате двух процессов – автосмещения расплавов и декомпрессионного фракционирования Ol и Crx – сформировалось все разнообразие магм; 2) чтобы магматические расплавы достигали поверхности двумя различными способами – по генеральному магмоводу – через вершинный кратер (MgO в расплаве 4–5 мас.%) и по одноразовым трещинам/каналам – через боковые прорывы (MgO в расплаве 5–12 мас.%).

2.21. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2

1. Совместное рассмотрение петрохимических составов пород Ключевского вулкана показало, что они образуют непрерывную базальт-андезибазальтовую известково-щелочную магматическую серию, в которой содержание MgO изменяется от 12,31 до 4,10 мас.%, SiO_2 – 51,68–55,85 мас.%, Al_2O_3 – 13,24–18,96 мас.%. Высокоглиноземистые андезибазальты являются резко доминирующим подтипом пород вулкана, они характерны для вершинных и побочных извержений. Глиноземистые, магнезиальные и высокомагнезиальные подтипы являются принадлежностью только побочных извержений.

2. В базальтоидах магматической серии Ключевского вулкана установлена четкая корреляция концентрации микроэлементов в зависимости от содержания MgO в породах. Высокие содержания хрома и никеля в высокомагнезиальных базальтах позволяют отнести их к родительским магмам, а узкие, прямолинейные тренды изменения их химического состава указывают на существование однонаправленного магматического процесса, приводящего к формированию высокоглиноземистых андезибазальтов.

3. Спектры магмофильных элементов в породах вулкана, представленные на спайдер-диаграммах, характеризуется субпараллельным смещением каждого последующего, более глиноземистого спектра относительно предыдущего. Согласованное положение спектров указывает на общий для всех пород высокомагнезиальный родительский источник и на наследованный – эволюционный характер соотношения пород, прослеживающийся до высокоглиноземистых андезибазальтов.

4. Представлена результирующая схема минеральных парагенезисов Ключевского вулкана. Показано, что изменение составов породообразующих темноцветных минералов происходит в пределах Fo_{92-64} и $Mg\# = 91-64$, эти значения постепенно синхронно уменьшаются от центральных частей фенокристаллов к их краевым частям и далее – к микролитам. Плаггиоклаз начинает кристаллизоваться в то время, когда магнезиальность клинопироксена снижается до 78–77. Далее все силикатные минералы кристаллизуются совместно, включая микролитовую область. Среди рудных минералов ранней является хромшпинель ($Cr\# = 75$), которая обнаружена в оливине (Fo_{91}), позднее образуется титаномagnetит.

В итоге последовательность кристаллизации высокоглиноземистых андезибазальтов выглядит следующим образом: сначала образовались наиболее высокофорстеритовые оливины, высокомагнезиальные клино-, ортопироксены и хромшпинель; позднее кристаллизовался плаггиоклаз в ассоциации с низкофорстеритовым оливином и низкомагнезиальными пироксенами и титаномagnetитом.

5. Результаты минералогических, петрохимических и геохимических исследований позволяют прийти к заключению, что вся серия базальтоидов Ключевского вулкана – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых – сформировалась в результате процессов фракционирования исходной примитивной магмы, отвечающей первичному парагенезису минералов: оливина (Fo_{92}), клинопироксена ($Mg\# = 91$), ортопироксена ($Mg\# = 91$) и хромшпинели ($Cr\# = 75$). Последующий характер эволюции расплавов обусловлен фракционированием двух породообразующих минералов – оливина и клинопироксена. Все разнообразие пород вулкана определяется, главным образом, разной степенью фракционирования исходных высокомагнезиальных магм.

6. Результаты термодинамического ЭВМ-моделирования, выполненного с использованием программы КОМАГМАТ, позволили установить, что для получения высокоглиноземистых андезибазальтов из исходных высокомагнезиальных магм, содержащих около 2 мас.% H_2O , необходимо удалить из расплава около 35% темноцветных минералов. Ведущий процесс, определяющий химическое разнообразие расплавов, – декомпрессионное фракционирование оливина и клинопироксена, проявляющееся в период между извержениями. Ведущий процесс, определяющий минеральное однообразие всех типов пород, – многократное повторение актов автосмещения нижних и верхних дочерних порций расплава, в результате которых в вышерасположенные глиноземистые порции расплава привносятся высоко- Fo и высоко- $Mg\#$ темноцветные минералы, нехарактерные для этих составов магм. Автосмещение происходит в генеральном магмоводе и проявляется при подъеме расплава во время извержений.

7. Полный спектр магматических расплавов Ключевского вулкана (MgO 12–4 мас.%) формируется в генеральном магмоводе в результате двух

процессов – автосмещения расплавов и декомпрессионного фракционирования ОI и Срх. Все разнообразие пород (от высокомагнезиальных базальтов до высокоглиноземистых андезибазальтов) определяется двумя принципиально различными способами

выхода магмы на дневную поверхность: по генеральному, постоянно действующему магмоводу – через вершинный кратер (4–5 мас.% MgO) и по одноразовым трещинам/каналам – через боковые прорывы (5–12 мас.% MgO).

2.22. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ГЛАВЕ 2

Установлено, что непрерывная серия пород Ключевского вулкана (MgO 12,31–4,10 мас.%) сформировалась из исходных высокомагнезиальных базальтов в результате декомпрессионного фракционирования (ОI, Срх) и смешения родственных расплавов в магмоводе. В его верхней части формируются высокоглиноземистые андезибазальты. Разнообразие пород серии определяется глубиной, на которой от основного магмовода отделяется расплав, транспор-

тируемый дайками на склоны вулкана. Присутствие ранней мантийной минеральной ассоциации во всех типах пород обеспечивается за счет автосмещения более глубоких магнезиальных порций расплава с вышерасположенными более глиноземистыми. Химическое разнообразие пород – результат декомпрессионного фракционирования темноцветных минералов, происходящего преимущественно между извержениями во время остановок движения магмы.

Глава 3

ПЕРИОДИЧНОСТИ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

3.1. ПРЕАМБУЛА

Цель исследований – изучение периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана, выделение двух новых режимов извержений – пульсирующего фонтанирования и периодического фонтанирования, описание их характеристик.

Основной метод – анализ эруптивных периодических процессов по литературным данным, изучение динамических параметров современных извержений, оцифровка первичных записей вулканического дрожания, получение непрерывных рядов сейсмических данных, построение графиков временных вариаций огибающей амплитуды вулканического дрожания и обработка их методами математической статистики.

Объект исследования – вершинные и побочные извержения андезибазальтовых расплавов; повторяющиеся процессы в динамике эруптивной деятельности, проявляющиеся во временном интервале от секунды до нескольких суток; пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы и периодическое фонтанирование.

Настоящая глава посвящена изучению периодических процессов в динамике извержений жидких базальтовых-андезибазальтовых магм Ключевского вулкана. Во время полевых работ на извержениях вулкана и при исследованиях особенностей строения вулканических аппаратов автор неоднократно наблюдал проявления эруптивных периодичностей, которые выражались в пульсациях струи лавовых фонтанов, в ритмичности стромболианских взрывов,

в последовательности возникновения фонтанов раскаленных бомб и в слоистости шлаковых конусов. Для изучения этих явлений на Ключевском вулкане исследования проводились в трех направлениях: **1** – *ретроспективный анализ* периодичностей по данным литературных источников, **2** – *режимные наблюдения* динамики происходящих извержений и **3** – *изучение вариаций вулканического дрожания*.

1. Ретроспективный анализ по литературным данным дает общие представления о существовании той или иной периодичности в динамике извержений. Этих данных немного, они приводятся для коротких интервалов извержений и лишены детальности. Как правило, большая часть материалов наблюдений не попадает в ограниченные рамки научных статей. Специальных исследований периодичностей эруптивной периодичностей ни на Ключевском вулкане, ни на других вулканах мира не проводилось. Сведения о периодичностях в виде редких вкраплений встречаются в описаниях общего хода извержений. Эти данные, собранные за полувековую историю изучения извержений, и последующий их анализ, дают представление о наборе периодичностей, характерных для эруптивной деятельности Ключевского вулкана.

2. Режимные наблюдения за ходом извержений дают возможность детально описать определенные эпизоды развивающихся эруптивных событий, но при этом имеют ряд значительных ограничений, которые не позволяют увидеть полную картину проявления закономерностей. Ограничения обусловлены

тем, что режимные наблюдения зависят от *внутренних* и *внешних факторов*, а также от *возможностей регистрации*.

К *внутренним факторам* относятся процессы, протекающие в питающей системе вулкана. Хорошо выраженное устойчивое проявление периодичности не является обязательным атрибутом любого извержения. Периодичность может быть ярко выраженной или может проявляться на пределе возможности обнаружения. Периодичность может быть продолжительной или существовать очень короткое время. Время возникновения и интервал реализации периодичности заранее не известны, что не позволяет заблаговременно спланировать и подготовить необходимые наблюдения.

К *внешним факторам* относятся метеорологические условия, которые в горных районах являются чрезвычайно важными для проведения наблюдений. Циклоны, туманы, дымка, выносы от океана низкой облачности часто полностью или частично блокируют возможность наблюдений. Даже в благоприятную погоду, в случае, если ветер от вулкана направлен на исследователя, образующаяся пепловая завеса от извержения препятствует корректной регистрации событий.

Возможности регистрации эруптивных событий часто также весьма ограничены, что препятствует получению информации в необходимом объеме. Достаточно трудно обеспечить 3-сменное наблюдение за динамикой извержения, подобрать сотрудников соответствующей подготовки. Трудно соблюсти баланс между безопасным и небезопасным расстоянием до места извержения для получения необходимой информации. Извержение – это высокодинамичный процесс, при котором обстановка порой меняется настолько быстро, что даже при большой дискретности наблюдений может быть потеряна важная информация. Как правило, жерло вулкана скрыто от наблюдателей кромкой кратера, что также препятствует получению полной картины извержения.

Из вышеизложенного видно, что временные интервалы проявления периодичности в ходе извержения, погодные условия в районе и возможности качественных режимных наблюдений могут совпадать достаточно редко. В процессе работ стало ясно, что зарегистрировать периодические процессы визуальными методами можно, но изучить это явление – его структуру и особенности развития, можно только при использовании протяженных, непрерывно получаемых рядов данных, отражающих изменения, происходящие во время извержений. К таковым относятся геофизические сигналы, регистрируемые приборами в районах деятельности вулканов. Наиболее инфор-

мативным для изучения эруптивных периодичностей является вулканическое дрожание.

3. Изучение вариаций вулканического дрожания. *Вулканическое дрожание* – это сейсмическое излучение, генерируемое извержениями, оно непрерывно регистрируется сейсмическими станциями и наилучшим образом отражает флуктуации в динамике базальтовых-андезитобазальтовых извержений. Важно отметить, что во время происходящих извержений Ключевского вулкана, какие-либо другие сейсмические сигналы, например, вулканические землетрясения, как правило, отсутствуют. Это позволяет работать с одним видом сейсмического сигнала и не затрагивать вопросы перераспределения сейсмической энергии.

Вулканическое дрожание имеет свои ограничения – оно не отражает всех явлений, происходящих во время извержений, и не позволяет представить полной картины эруптивного процесса. Однако это – важный физический процесс, который дает возможность выявить изменения в динамике эксплозивной составляющей извержения и, что также немаловажно, к сейсмическим записям всегда можно вернуться для проведения дополнительного анализа, в том числе с использованием других методов и привлечением других специалистов.

Приведенное краткое представление трех методов изучения извержений (ретроспективный анализ, режимные наблюдения и вулканическое дрожание) показывает, что каждый из них имеет свои ограничения и позволяет изучать извержения только с определенной стороны. Однако совокупное их применение дает возможность получать полные сведения о периодических процессах в динамике извержений.

При выборе схемы исследования мы предположили, что вулканический аппарат, представляющий большую неоднородность в земной коре, может переизлучать поступающую в него энергию с определенной периодичностью, которая зависит от его геометрии, особенностей вмещающей среды, физических свойств магмы и скорости ее движения, а также от внешних воздействий, например, лунно-солнечных приливов.

В связи с этим для выявления полного набора периодов в динамике извержений, были поставлены следующие задачи:

1) анализ периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана за 52-летний промежуток времени – с 1932 по 1984 гг. по литературным данным и результатам полевых исследований автора. Разделение периодичностей на группы;

2) анализ особенностей вулканического дрожания и создание оригинальной методики «эквилибрантного поинтервального отсчета», позволяющей произво-

доть оцифровки записей вулканического дрожания с учетом последующего применения к полученным рядам данных статистических методов анализа;

3) выявление периодичностей (от 40 с до 50 ч) в динамике извержений Ключевского вулкана 1983, 1984 гг. с использованием записей вулканического дрожания и определение влияния на ход извержений лунно-солнечных приливных деформирующих процессов;

4) систематизация периодичностей Ключевского вулкана по характеру проявления и по продолжительности периода. Выделение крупных эруптивных последовательностей, в которых периодические процессы являются закономерной составляющей частью. Использование визуальных и сейсмологических данных извержений 1978, 1983, 1984, 1993, 2007 и 2008 гг.;

5) сравнительный анализ полученных результатов с независимыми данными по периодичностям Ключевского вулкана, опубликованными в работах других исследователей и полученными другими методами;

6) поиски геологических свидетельств периодических процессов в динамике извержений – изучение слоистого строения шлаковых конусов Ключевского вулкана;

7) описание основных групп периодичностей, характерных для эруптивной деятельности Ключевского вулкана. Определение их динамических параметров и особенностей в процессе извержения.

Настоящая Глава посвящена описанию новых явлений в вулканологии – процессов периодического выделения магматической энергии в ходе базальтовых-андезибазальтовых извержений, а также системному изучению периодических явлений, происходящих в широком временном диапазоне – от 0,6 сек до 5 суток.

Представляемая Глава состоит из трех разделов и заключения. В **разделе 3.2** приведены сведения о периодичностях в динамике извержений Ключевского вулкана, использованы литературные источники и данные автора, полученные во время изучения извержений. В **разделе 3.3** описаны особенности вулканического дрожания; представлена оригинальная авторская методика изучения вулканического дрожания; приведен полный набор периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана, полученный в результате наших исследований. В **разделе 3.4** акцент сделан на характеристике трех основных групп эруптивных периодичностей, проявляющихся в динамике извержений Ключевского вулкана.

3.2. ПЕРИОДИЧНОСТИ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА 1932–1984 гг. (ПО ДАННЫМ ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ И РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ)

Систематические исследования Ключевского вулкана начались с 1932 г. С этого времени в работах вулканологов, геологов и географов можно найти указания на ту или иную периодичность в эруптивной деятельности вулкана, которая проявлялась в ритмичном характере выбросов пепла, бомб, фонтанировании лавы и парогазовых выделений. Автором выполнен анализ массива данных с 1932 по 1978 гг. и представлены собственные результаты исследования 1983–1984 гг.

Полный обзор материалов о периодичностях в ходе извержений Ключевского вулкана приведен в **Приложении «Описания...»**. В обзоре представлены данные описаний периодических процессов, визуальнo зарегистрированных в течение 52-летнего

интервала. Они свидетельствуют о том, что в динамике извержений Ключевского вулкана многократно проявлялись периодичности на разных временных уровнях (секундных, минутных, часовых и суточных). Материалы обзора сведены в **табл. 3.01 (Приложение)**, которая послужила основой для графического представления данных (**рис. 3-01**).

В **табл. 3.01 (Приложение)** представлено 58 периодических событий, выявленных во время 52-летнего интервала режимных наблюдений на Ключевском вулкане. Пять из них относятся к звуковым эффектам, вариациям электромагнитных колебаний, движению грязевых потоков и колебаниям уровня лавы на истоке. Остальные 53 вызваны эксплозивными проявлениями в ходе извержений, именно эти

события были использованы для построения гистограммы (рис. 3-01). Графическое изображение этих данных позволило получить картину периодичностей, проявлявшихся в ходе извержений Ключевского вулкана. Рисунок выполнен в логарифмическом масштабе, он демонстрирует частоту встречаемости различных периодичностей (от 0,66 с до нескольких суток) в динамике извержений Ключевского вулкана 1932–1984 гг.

Анализ представленной гистограммы (рис. 3-01) и материалов режимных наблюдений (Приложение «Описания...» и табл. 3.01 (Приложение)) позволил классифицировать периодические явления на вулкане. В основу классификации были положены данные о продолжительности периодов и об особенностях проявления эксплозивной активности. Выделено пять групп периодичностей, из них 4 группы относятся к вулканическим (3 основных и 1 промежуточная)

и 1 группу следует рассматривать как наведенную, вызванную внешним лунно-солнечным воздействием.

Первая основная группа – 0,66–5 с, **ПУЛЬСИРУЮЩЕЕ ФОНТАНИРОВАНИЕ** – ритмичные пульсации усиления в раскаленной струе фонтанирующих бомб;

Вторая основная группа – 20 с – 20 мин, **СТРОМБОЛИАНСКИЕ ВЗРЫВЫ** – одиночные выбросы/взрывы вулканического пепла и/или раскаленных бомб;

Третья основная группа – 1 ч 30 мин – 8 ч, **ПЕРИОДИЧЕСКОЕ ФОНТАНИРОВАНИЕ** – чередование этапов фонтанирования раскаленных бомб с этапами значительного ослабления эксплозивной деятельности или даже полного покоя. Интервалы ослабления обычно имеют большую продолжительность;

Промежуточная группа – 30 мин – 1 ч, **СМЕШАННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ** – серии сильных взрывов или кратковременных фонтанов бомб, проявляющиеся

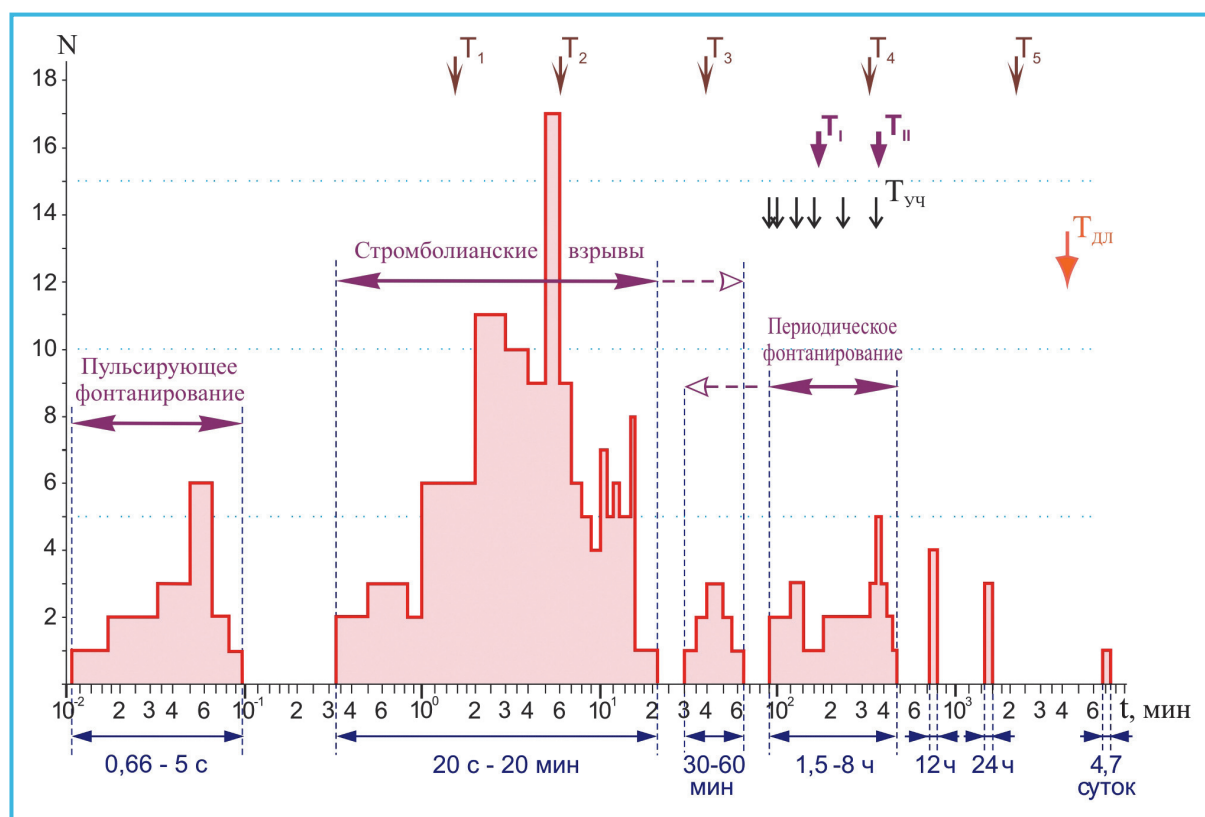


Рис. 3-01. Распределение наблюдаемых периодов в эруптивной деятельности Ключевского вулкана с 1932 по 1984 гг., по [Ozerov, Konov, 1987; 1988; Конов, Озеров, 1988; Озеров, 2016].

По оси ординат – количество описаний периодичностей в литературных источниках за 1932–1984 гг., каждому описанию соответствует одно значение на оси N; по оси абсцисс – длина периода, описанного в литературе – t, мин.

Вертикальными стрелками показаны основные периоды, выделенные по сейсмическим данным во время извержений 1978 г. (желтая стрелка – $T_{дл}$); 1983, 1984 гг. (тонкие коричневые стрелки – T_1, T_2, T_3, T_4 и T_5); 1993 г. (толстые фиолетовые стрелки – T_I и T_{II}) и 2008 г. – (черные стрелки – $T_{уч}$).

По оси абсцисс данные приведены в логарифмическом масштабе. Для удобства восприятия информации по оси абсцисс дополнительно синим цветом указана продолжительность интервалов выделенных периодичностей

на фоне более слабой взрывной активности вулкана. Эту деятельность нельзя отнести к стромболианской, которая подразумевает, что за одиночным взрывом следует интервал относительного покоя. И нельзя отнести к фонтанированию, так как продолжительность отдельных лавовых фонтанов не намного превышает продолжительность взрывов. Именно поэтому мы определяем эту группу как смешанную или промежуточную между стромболианскими взрывами и периодическим фонтанированием.

Наведенная группа – 12 и 24 ч, **ЛУННО-СОЛНЕЧНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ** – полусуточная, суточная и месячная периодичности, проявляющееся в основном в фумарольной деятельности.

Кроме этого, в правой части гистограммы (рис. 3-01) представлено единичное наблюдение квазипериодического эруптивного процесса продолжительностью ~4,7 суток [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985]. По длине периода это явление не может быть отнесено к вышеописанным группам. Несомненно, это единичное наблюдение требует подтверждения данными, полученными в ходе других извержений, и если нам удастся установить длинные периодические явления, то можно будет говорить о том, что верхняя временная граница периодических проявлений в процессе одного извержения на Ключевском вулкане достигает нескольких суток.

Описанные периодические эруптивные события могут происходить как отдельно друг от друга, так и одновременно. В последнем случае они проявлялись при извержении из нескольких жерл и при наложе-

нии пульсирующего фонтанирования на периодическое фонтанирование.

Выполненные исследования дали возможность по новому взглянуть на процесс извержения и позволили установить в динамике эруптивной деятельности ранее неописанные явления. Удалось показать, что для извержений исследуемого вулкана характерны устойчивые периодические закономерности, проявляющиеся в широком диапазоне временных уровней: секунды, минуты, часы, сутки. Это указывает на то, что одним из свойств магматической системы Ключевского вулкана является генерация периодических процессов.

Детально охарактеризовать периодические проявления вулканической активности можно только с использованием методов статистического анализа, применяемого к рядам данных, непрерывно получаемым инструментальными методами. Именно поэтому, для продолжения исследований периодических явлений мы перешли к изучению временных вариаций вулканического дрожания, регистрируемого во время извержений Ключевского вулкана.

Результаты проведенного обзора были использованы при разработке методических приемов исследования вулканического дрожания. Анализ эруптивных периодичностей показал, что поиски периодических явлений в динамике извержений Ключевского вулкана следует вести в широком диапазоне – от секунд-минут до десятков часов-суток. Именно такие события были исследованы с использованием сейсмических данных во время извержений 1978–2008 гг.

3.3. ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ

3.3.1. Общая характеристика вулканического дрожания

Одним из наиболее устойчиво регистрируемых эффектов базальтовых извержений является вулканическое дрожание, которое является разновидностью вулканических землетрясений и обусловлено эруптивной деятельностью вулкана. Оно представляет собой непрерывное сейсмическое колебание грунта вблизи активных вулканических построек.

Его основные черты: продолжительность колебаний, причем значительно большая, чем при других землетрясениях, постоянство (или незначительные вариации) амплитуд и периодов колебаний на протяжении большого промежутка времени.

Вулканическое дрожание различают по частотам колебаний: низкочастотное – 0,15–3,0 Гц, высокочастотное – 3,0–20 Гц и дрожание в диапазоне звуковых частот – 20 Гц и выше. По длительности сигнала выделяют прерывистое и непрерывное дро-

жение: в первом случае – интервалы дрожания в десятки секунд до нескольких минут и часов сменяются длительным покоем, во втором – дрожание может продолжаться сутки, месяцы и годы. Кроме того, по характеру изменения амплитуды во времени различаются гармоническое и спазматическое дрожания. При гармоническом дрожании колебания по форме близки синусоидальным, причем максимальные амплитуды отдельных колебаний в серии и их частота практически постоянны или изменяются медленно. При спазматическом дрожании амплитуды соседних цугов колебаний могут изменяться в значительных пределах.

Впервые вулканическое дрожание описано в 1910 г. [*Omori, 1911; 1913*] при извержении вулкана Усу (Япония). Впоследствии оно наблюдалось на многих вулканах мира – Асо, Везувий, Каркар, Килауэа, Маннам, Нирагонго, Парикутин, Руис, Стромболи, Этна и др. [*Aki, Fehler, Das, 1977; Eaton, Murata, 1960; Kubotera, 1974; La Guern et al., 1982; McNutt, 1992; Riuscetti, Schick, Seidl, 1977; Sassa, 1936; Scick, Riuscetti, 1973*].

На Камчатке вулканическое дрожание первым зафиксировал Г.С. Горшков в 1948 г. на Ключевском вулкане [*Горшков, 1953*]. Впоследствии вулканическое дрожание на Ключевском вулкане описывалось в работах [*Пийп, 1958; Токарев, 1966; Фарберов, Балеста, 1966; Горельчик, Степанов, 1977; Гордеев, Мельников, Синицын, Чебров, 1986; Конов, Озеров, 1988; Фирстов, 2003; Иванов, Пономарев, 2005; Иванов, 2011; Сеньюков, 2013*].

Вулканическое дрожание также детально изучалось во время извержений на других камчатских вулканах: Шивелуче [*Токарев, 1967*], Безымянном [*Горшков, Богоявленская, 1965*], Толбачинском [*Горельчик, Степанов, Ханзутин, 1976; Токарев, 1976; Гордеев, Феофилактов, Чебров, 1978; Фарберов, Горетовская, 1978; Федотов, Горельчик, Степанов, 1979; Токарев, Лемзиков, 1980*], Карымском [*Токарев, Фирстов, 1967; Дубик и др., 1972*], Горелом [*Гаврилов и др., 1984*], Алаид [*Гордеев, 1984*].

Во всех работах – отечественных и зарубежных, весьма редко исследовался полный диапазон частот вулканического дрожания – от низких до звуковых. Это, в первую очередь, связано с тем, что высокочастотное дрожание регистрируется лишь вблизи активного кратера, а с увеличением расстояния от него быстро затухает. Для Ключевского вулкана такие наблюдения выполнены в 1962 г. [*Фарберов, Балеста, 1966*]. Исследователями было записано высокочастотное непрерывное дрожание (3–40 Гц) во время извержения центрального кратера. Еще меньше данных о вулканическом дрожании в диапазоне низких звуковых частот.

Основу данных о сейсмичности базальтовых-андезибазальтовых вулканов во время извержений составляет низкочастотное вулканическое дрожание. Оно хорошо регистрируется на региональных сейсмических станциях, расположенных на значительных расстояниях от вулкана (десятки км). Для регистрации вулканического дрожания используется стандартная сейсмическая аппаратура в диапазоне частот 1–10 Гц.

При обсуждении источников вулканического дрожания исследователи отмечают, что это могут быть различные вулканические явления, но обязательным условием возбуждения дрожания является движение вещества, независимо от того, твердое оно, жидкое или газообразное. В качестве источников вулканического дрожания П.И. Токарев предлагал рассматривать следующие явления: «взрывы стромболианского, реже вулканического, типа, выпадение крупнообломочного материала после взрывов, фонтанирование лавы, истечение из кратера агломератовых потоков или газоагломератовых струй, истечение под большим давлением вулканических газов из жерла вулканов или отдельных трещин, движение вязкой магмы на глубине по подводящему каналу (или трещинам) и на поверхности, собственные колебания магмы в магматическом очаге и выводном канале, собственные колебания газа (или газоагломератовой смеси) в верхних частях выводного канала, выделение пузырьков газа из магмы в подводящем канале и во внутрикратерных лавовых озерах, движение блоков по плоскостям скольжения в разломах и др.» [*Токарев, 1981*].

Рассматривая многообразие форм вулканического дрожания [*Гордеев, Феофилактов, Чебров, 1978*] отмечали, что существует тип вулканического дрожания, который наблюдается при извержениях базальтовых вулканов: «По характеру записи это дрожание напоминает квазисинусоидальные колебания, осложненные процессом, похожим на биение.»

В последующем для определения пространственного расположения источника дрожания во время базальтовых извержений были проведены специальные полевые сейсмологические эксперименты во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг., извержений вулкана Алаид в 1981 г., вулкана Горелый в 1981 г. и вулкана Ключевской в 1984 г. Было установлено, что источник вулканического дрожания базальтового типа располагается у поверхности и связан непосредственно с активным кратером [*Гордеев, Феофилактов, Чебров, 1978; Гордеев, 1984; Гаврилов и др., 1984; Гордеев и др., 1986*].

Механизм вулканического дрожания базальтовых-андезибазальтовых вулканов до сих пор остается малоизученным. Нет однозначного суждения о характере природного процесса, вызывающего колебание почвы.

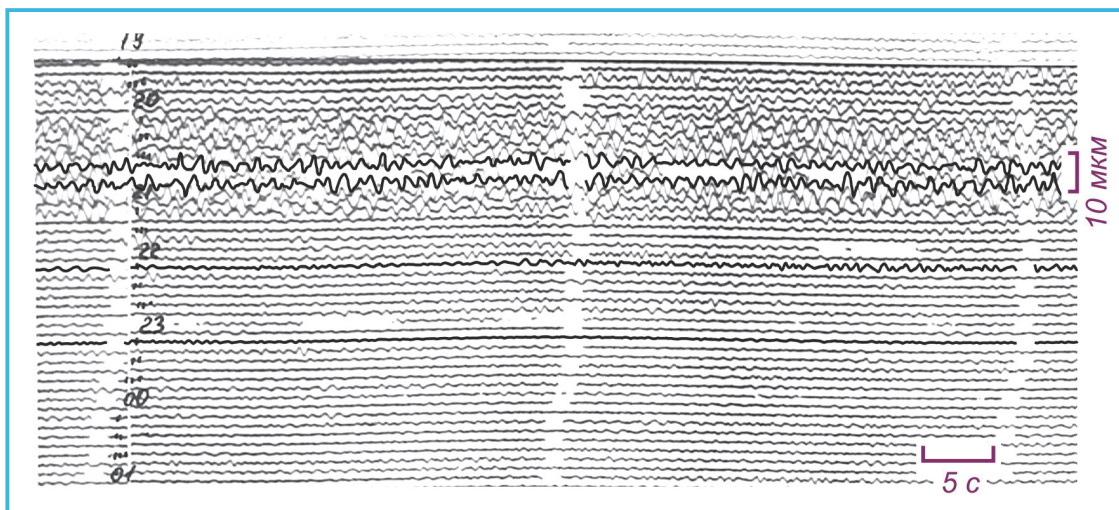


Рис. 3-02. Фрагмент записи низкочастотного непрерывного гармонического вулканического дрожания Ключевского вулкана, вершинное извержение 1984 г.

Фрагмент сейсмической ленты с 19 ч 30 июля до 01 ч 31 июля 1984 г. Темным цветом выделены минутные отрезки записи вулканического дрожания для интервала интенсивного фонтанирования раскаленных бомб (верхние два) и для интервала слабого проявления вулканической активности (нижние два). Сейсмическая станция Апахончич, расположена в 14 км от кратера вулкана

Для исследования периодических процессов в динамике извержений Ключевского вулкана нами проведено изучение «базальтового-андеизбазальтового» типа вулканического дрожания. На **рис. 3-02** представлен фрагмент низкочастотного непрерывного гармонического дрожания Ключевского вулкана, которое является предметом рассмотрения настоящей главы.

3.3.2. Соотношение характеристик низкочастотного вулканического дрожания и параметров базальтовых-андеизбазальтовых извержений

Важным представлялось определить соотношения параметров низкочастотного вулканического дрожания с динамикой эруптивной деятельности вулкана. Какую составляющую извержения характеризует вулканическое дрожание? Во время базальтовых извержений происходит выделение нескольких видов вулканической энергии, перечислим основные:

- 1 – взрывная (энергия выброса бомб и пепла),
- 2 – эффузивная (энергия движения лавовых потоков),
- 3 – тепловая,
- 4 – акустическая,
- 5 – световая,
- 6 – сейсмическая (вулканическое дрожание).

В процессе извержений также происходит изменение параметров других геофизических полей (гравитационного, магнитного и др.), но регистрация этих полей производится чрезвычайно редко, поэтому здесь они не рассматриваются.

Для понимания того, что отражает вулканическое дрожание, приведем данные разных исследователей, в разные годы изучавших базальтовые-андеизбазальтовые извержения, и продуцируемое ими вулканическое дрожание. На графиках приводятся результаты изучения разномасштабных эруптивных процессов (отдельные взрывы, кратковременный эпизод извержения, этапы извержения и общий ход извержения) в совокупности с данными исследования вулканического дрожания.

Отдельные взрывы (интервал сопоставления – 32 с), Большое трещинное Толбачинское извержение (Южный прорыв), ноябрь 1976 г. [Токарев, Гордеев, Фарберов, 1984]. Для исследования связи амплитуды низкочастотного вулканического дрожания с отдельными взрывами синхронно выполнялись киносъемка вулканических взрывов и регистрация вулканического дрожания. Результаты представлены на **рис. 3-03**.

Отметим, что для первых трех взрывов, происходящих с интервалом ~6 с (5, 11 и 17 с на рисунке), отмечается хорошая корреляция с сейсмическим сигналом: каждый взрыв сопровождался цугом (серией) колебаний, при этом амплитуда вулканического дрожания тем больше, чем выше высота выброса раскаленного материала. Далее, когда интервал между

взрывами сокращается до 2–3 с, корреляция между взрывом и сейсмическим сигналом становится менее четкой. Можно предположить, что сейсмическое воз-

буждение среды не успевает достичь фонового значения, что препятствует отображению сигнала взрыва на сейсмической записи.

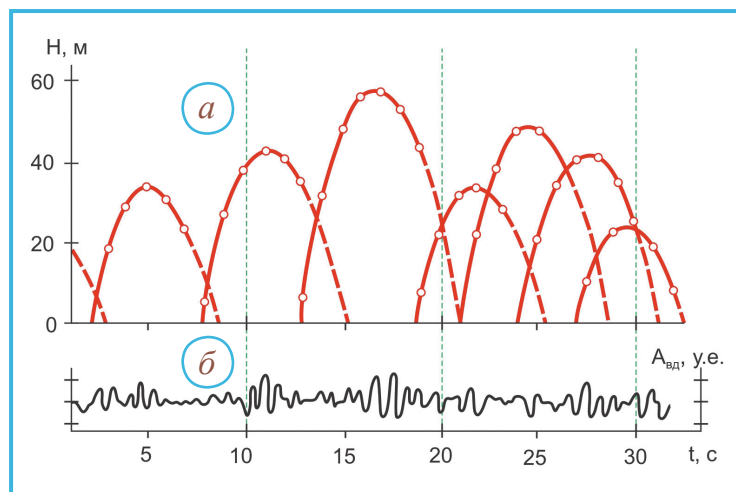


Рис. 3-03. Сопоставление взрывной и сейсмической деятельности во время Большого трещинного Толбачинского извержения, Южный прорыв, ноябрь 1976 г. Расстояние от действующего кратера до пункта регистрации 2,4 км [Токарев, Гордеев, Фарберов, 1984].

a – высота фронта выброса раскаленных бомб для каждого взрыва – полые кружки (данные кино съемки); по оси ординат – высота выброса бомб – H , м; по оси абсцисс – время – t , с;
б – сейсмограмма вулканического дрожания; по оси ординат – амплитуда вулканического дрожания (Z -компонента) – $A_{вд}$, у.е.; по оси абсцисс – время – t , с.

Для приведения данных к единой временной шкале сейсмограмма сдвинута по оси абсцисс влево на время пробега сейсмической волны от источника до сеймостанции

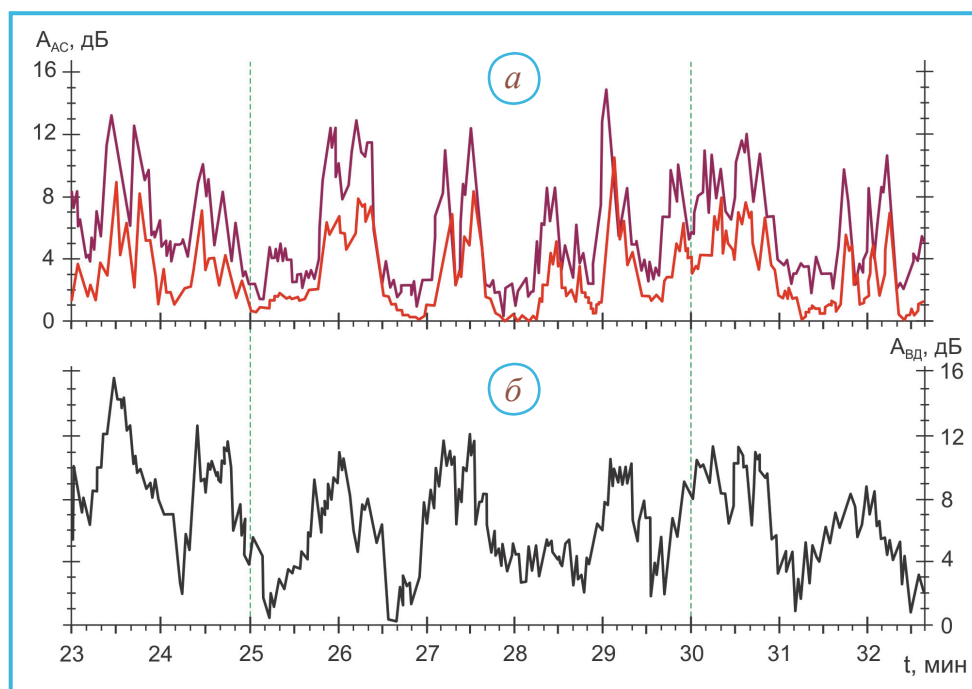


Рис. 3-04. Сопоставление уровней акустической эмиссии и вулканического дрожания во время вершинного извержения Ключевского вулкана 6 сентября 1989 г. [Фирстов, 2003].

a – изменение уровня огибающей акустического сигнала (представлены данные двух микробарографов); по оси ординат – уровень акустического сигнала – $A_{ас}$, дБ; по оси абсцисс – время – t , мин;

б – изменение уровня огибающей вулканического дрожания; по оси ординат – амплитуда вулканического дрожания – $A_{вд}$, дБ; по оси абсцисс – время – t , мин.

Регистрация производилась на сеймостанции Апахончич, 14,6 км от кратера вулкана.

Графики акустических сигналов смещены влево на 31 с относительно графика вулканического дрожания для приведения данных к единой временной оси

Кратковременный эпизод извержения (интервал сопоставления – 10 мин), Ключевской вулкан, вершинное извержение, 6 сентября 1989 г. [Фирстов, 2003]. Одновременно проведены измерения акустического излучения, регистрация вулканического дрожания и визуальные наблюдения эксплозивной активности в кратере. Использовались два микробарографа, расположенные на расстоянии 14,6 км от вершинного кратера Ключевского вулкана в 230 м друг от друга. Для полученных сигналов вычислены уровни избыточного давления (рис. 3-04а) среднеквадратического значения смещения почвы (рис. 3-04б).

В рассматриваемый интервал времени в кратере наблюдались квазипериодические пульсации лавовых фонтанов, одновременно с ними увеличивалась амплитуда вулканического дрожания и возрастало избыточное давление. Это демонстрируют инструментально полученные данные – между огибающими сейсмического и акустического сигналов существует выраженная корреляционная зависимость.

Этапы извержения (интервал сопоставления ~2 месяца), Ключевской вулкан, вершинное извержение [Конов, Озеров, 1988; Озеров, 1993]. Проведено сопоставление графиков динамики извержения Ключевского вулкана 1984 г. и сопровождающего его вулканического дрожания рис. 3-05.

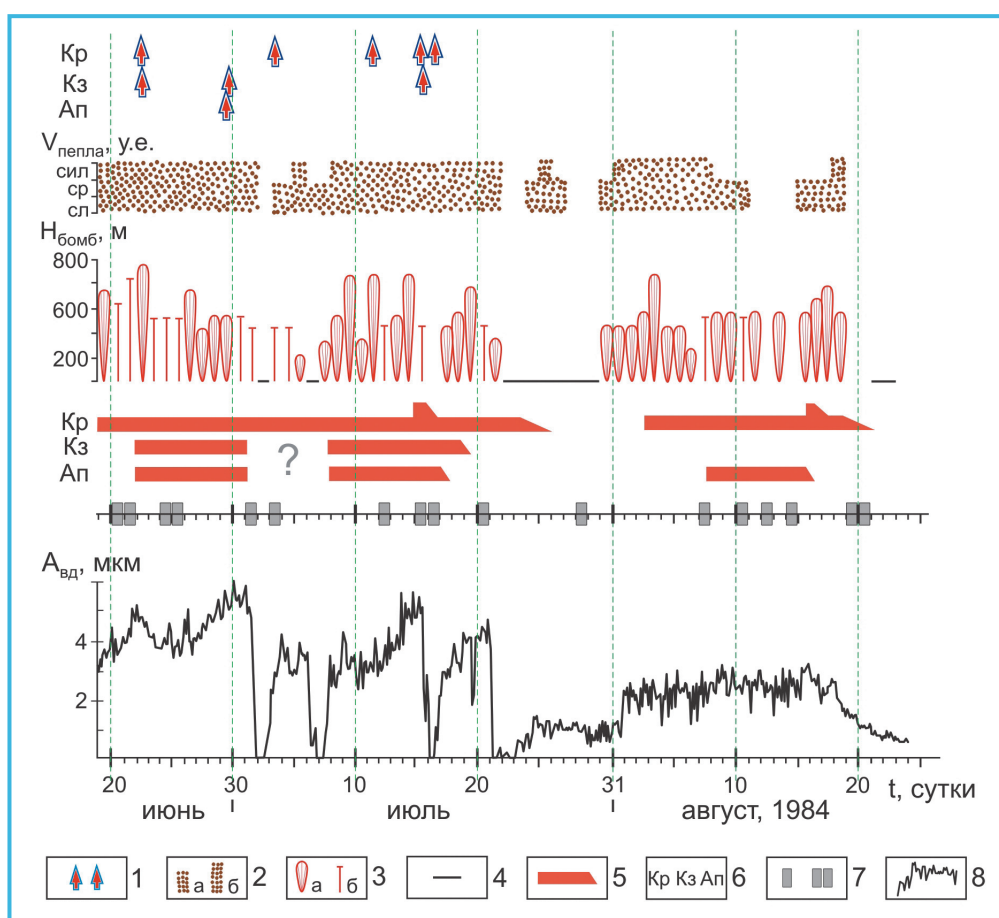


Рис. 3-05. Сопоставление динамических параметров извержения вершинного кратера Ключевского вулкана 19 июня – 22 августа 1984 г. и сопровождающего его вулканического дрожания [Конов, Озеров, 1988; Озеров, 1993; 2016].

Условные обозначения: 1 – время развития фреатомагматических взрывов в вулканических желобах: Кр – Крестовском, Ап – Апахончическом, Кз – Козыревском; 2 – количество выносимого вулканического пепла (а – значительное, б – умеренное); 3 – высота выброса бомб (а – наблюдаемая, б – предполагаемая – в отсутствие видимости по косвенным признакам); 4 – визуально зарегистрированное отсутствие выбросов бомб в вершинном кратере; 5 – лавовые потоки в вулканических желобах (Кр – Крестовском, Ап – Апахончическом, Кз – Козыревском); 6 – время, когда к вулкану был закрыт по метеусловиям; 7 – график изменения во времени максимальной амплитуды огибающей вулканического дрожания; по оси ординат – максимальная амплитуда огибающей вулканического дрожания – $A_{вд}$, мкм; по оси абсцисс – время – t , сутки; регистрация дрожания производилась на сейсмостанции Апахончич, 14 км от кратера вулкана

Предложенные графики позволяют сопоставить кривую вулканического дрожания с взрывной (взрывной) и эффузивной (лавовые потоки) составляющими извержения. 3 и 7 июля было зафиксировано кратковременное (около одних суток) полное прекращение выбросов бомб из кратера, в это же время наблюдались резкие спады $A_{\max}$ вулканического дрожания – практически до 0. При этом продолжалось движение лавового потока по Крестовскому желобу. Эта же, но более долговременная тенденция, проявилась в конце июля: полное прекращение выбросов бомб из кратера с 22 июля, прекращение (23–24 июля) и слабое проявление (25–26 июля) вулканического дрожания, но при этом лавовый поток продолжал течь 4 дня (23–26 июля).

Дополнительно следует обратить внимание на то, что начало излияния лавовых потоков на склоны вулкана 3 и 8 августа не повлияло на уровень вулканического дрожания, который оставался в пределах 2,1–2,4 мкм.

Проведенный анализ графиков позволяет убедиться, что вулканическое дрожание достаточно хорошо реагирует на изменение **взрывной составляющей извержения** и не отражает эффузивную составляющую эруптивного процесса.

Общий ход извержения (интервал сопоставления ~0,5 года), Ключевской вулкан, вершинное извержение, август 1985 – январь 1986 г. [Жаринов, Жданова, Белоусов, Белоусова и др., 1988]. Взаимосвязь низкочастотного вулканического дрожания

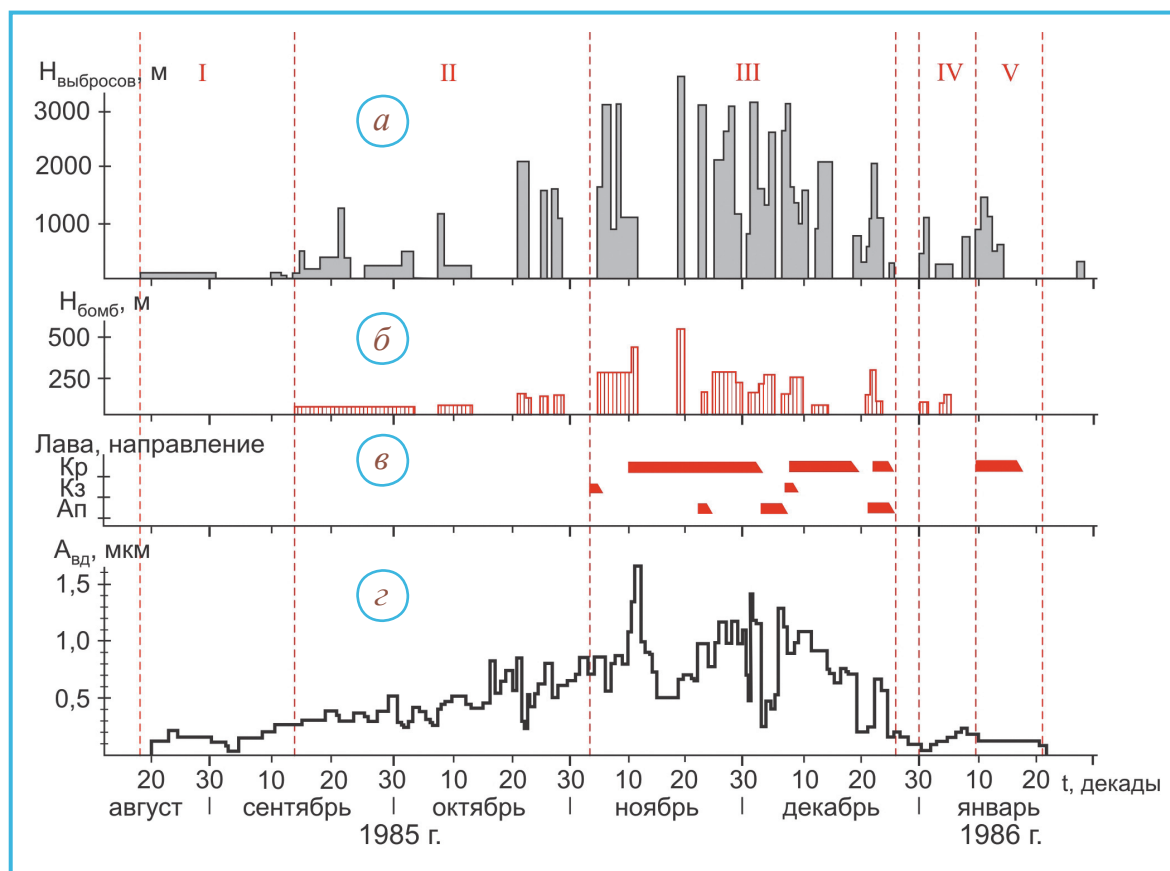


Рис. 3-06. Сопоставление характера эруптивной и сейсмической деятельности Ключевского вулкана во время вершинного извержения 1985–1986 г. [Жаринов, Жданова, Белоусов, Белоусова и др., 1988].

На всех графиках по оси абсцисс время – t , декады.

a – график изменения высоты парогазовых и газопепловых выбросов; по оси ординат высота выбросов – $H_{\text{выбросов}}$, м;

b – график изменения высоты выбросов вулканических бомб; по оси ординат высота выбросов бомб – $H_{\text{бомб}}$, м;

c – график продолжительности излияния лавовых потоков по трем желобам – Крестовскому (Кр), Козыревскому (Кз), Апахончичскому (Ап);

d – график изменения уровня огибающей средней амплитуды вулканического дрожания на сейсмостанции Апахончич; по оси ординат средняя амплитуда вулканического дрожания – $A_{\text{вд}}$, мкм.

I–V – этапы извержения

с этапами извержения вулкана хорошо выражена на **рис. 3-06**. Авторами публикации в ходе извержения было выделено пять этапов. При этом каждому этапу соответствовал свой уровень вулканического дрожания.

Первый этап – 16 августа – 13 сентября 1985 г., слабые парогазовые выбросы. Средняя амплитуда вулканического дрожания (A_{cp}) – 0,10–0,25 мкм;

Второй этап – 14 сентября – 4 ноября 1985 г., слабые выбросы раскаленных бомб на высоту 50–100 м и усиление парогазовой деятельности. A_{cp} – 0,3–0,8 мкм;

Третий этап – 5 ноября – 26 декабря 1985 г., излияние лавовых потоков на склоны вулкана. Средняя высота выбросов раскаленных бомб ~250 м, максимальная до 500 м. Наблюдаются мощные газопепловые колонны, поднимающиеся над кромкой кратера на 2–3 км. A_{cp} – 0,85–1,7 мкм.

Четвертый этап – 1–10 января 1986 г., слабые и умеренные эксплозии (выбросы бомб до 100 м). A_{cp} – 0,1–0,2 мкм;

Пятый этап – 11–21 января 1986 г., слабая эффузивно-эксплозивная деятельность. Лавовый поток по Крестовскому желобу спустился до отметки 3100 м, выбросы бомб до 50 м. A_{cp} – 0,12 мкм.

Проведенное сопоставление данных по вулканическому дрожанию с результатами исследования разномасштабных эруптивных процессов (кратковременный эпизод извержения 1989 г., этапы извержения 1984 г. и общий ход извержений 1985–1986 гг.) наглядно демонстрирует, что вариации уровня вулканического дрожания хорошо коррелируют с изменениями в эксплозивной активности Ключевского вулкана. А проведенное для отдельных взрывов Большого трещинного Толбачинского извержения аналогичное сопоставление показывает, что низкочастотное вулканическое дрожание позволяет регистрировать взрывные события, происходящие с интервалом более 5–6 с. Вулканическое дрожание также хорошо коррелирует с акустическими сигналами, генерируемыми взрывной деятельностью вулкана.

Вулканическое дрожание не следует применять для оценки эффузивной, тепловой и световой составляющих извержения.

В заключение приведем еще ряд важных фактов, полученных в процессе изучения извержений вулканов Камчатки. Проводя сравнительный анализ соотношения энергии взрывов и вулканического дрожания Северного и Южного прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения П.И. Токарев пришел к заключению, что мощность вулканического дрожания составляет порядка 1–10% от мощности взрывной деятельности вулкана [**Токарев, 1982**].

В этой же работе было показано, что мощность вулканического дрожания пропорциональна расходу тефры, это дало возможность П.И. Токареву предложить оценивать количество извергаемой тефры по мощности вулканического дрожания.

При исследованиях извержения вулкана Горелый в 1980–1981 гг. установлена связь интенсивности вулканического дрожания с высотой пепло-газовой колонны [**Гаврилов и др., 1984**]. На основании изучения извержений Ключевского вулкана (1984, 1986 и 1987 гг.) определено, что вулканическое дрожание является одним из самых надежных критериев для количественной оценки энергии извержений [**Гордеев и др., 1986; Гордеев и др., 1989**].

Резюмируя вышеизложенное, еще раз нужно подчеркнуть, что низкочастотное вулканическое дрожание имеет важное прикладное значение, на сегодняшний день оно является наиболее информативным физическим процессом для непрерывного слежения за эксплозивной составляющей базальт-андезитобазальтовых извержений. Именно вулканическое дрожание было использовано при исследовании периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана.

3.3.3. Методика выделения периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана, основанная на использовании записей вулканического дрожания

Для изучения периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана автор с 1984 г. проводил исследования вулканического дрожания. К настоящему времени выполнено несколько циклов работ, которые определялись разными задачами, проводились для разных извержений, имели разную продолжительность. Для регистрации разных извержений применялась разная сейсмическая аппаратура, использовались разные методики, также принимали участие исследователи из разных научных подразделений. Выполненный комплекс исследований был направлен на получение максимально полной информации о периодических процессах в динамике извержений. Общая продолжительность исследований – 25 лет, поэтому представим работы в последовательности их выполнения и опишем методические приемы, используемые для разных извержений.

Извержения 1983–1984 гг. Специально для изучения периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана начаты детальные исследования вулканического дрожания. Совместно с А.С. Ко-

новым – геофизиком Физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова разработан новый метод изучения вулканического дрожания – метод эквидистантного поинтервального отсчета. Первичный материал был получен в результате обработки бумажных сейсмомент ручным способом. Построены графики огибающей вулканического дрожания и произведена их обработка методами математической статистики [Ozerov, Konov, 1987; 1988; Конов, Озеров, 1988].

Проведенный цикл работ стал базовым, так как именно он заложил основу всех последующих исследований периодического процесса. С этого времени анализ периодичностей стал одним из направлений работы автора при изучении вулканических извержений.

ИЗВЕРЖЕНИЯ 1978 г. – н.в. (ретроспективный анализ). Для выделения многосуточных периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана были проанализированы сейсмологические записи прошлых лет. В результате было установлено, что процесс с длиной периода около 3-х суток генерировался во время вершинного извержения 1978 г. Этот результат впервые приводится в настоящей работе.

ИЗВЕРЖЕНИЕ 1993 г. Выполнена регистрация вулканического дрожания во время переходов извержения от равномерного режима к периодическому и вновь к равномерному. Первичный материал получен на магнитном носителе. Исследования проведены совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВО РАН П.П. Фирстовым и В.А. Гавриловым [Ozerov, Firstov, Gavrilov, 2007].

ИЗВЕРЖЕНИЕ 2007 г. Проведено изучение сильных стромболианских взрывов и генерируемого ими вулканического дрожания. Фотографирование взрывов выполнено начальником Ключевской вулканологической станции ИВиС ДВО РАН Ю.В. Демянчуком. Регистрация первичного сейсмического материала проводилась в цифровом виде [Ozerov, 2009; Озеров, 2010].

ИЗВЕРЖЕНИЕ 2008 г. Обнаружено и изучено новое явление в динамике периодического процесса – учащающаяся периодичность, которая проявлялась в динамике фонтанирования раскаленных бомб. Использовалась цифровая запись сейсмического сигнала. Результаты исследований также впервые приводятся в настоящей работе.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ. Для более полного представления периодических процессов проведено сопоставление наших данных с материалами по вулканическому дрожанию Ключевского вулкана во время извержения 1984 г., полученными Е.И. Гордеевым, Ю.Ю. Мельниковым, В.И. Сеницыным и В.Н. Чебровым с помощью автономных трехкомпонентных

сейсмических станций, выполнявших запись вулканического дрожания на магнитную ленту [Гордеев и др., 1986].

Исходный фактический материал по вулканическому дрожанию, регистрировавшемуся во время извержений Ключевского вулкана 1978–2008 гг., был получен на региональных сейсмических станциях Ключевской сети сейсмических наблюдений. В разные годы сеть принадлежала разным организациям: Институту вулканологии АН СССР (1962–1978 гг.), Опытной-методической сейсмологической партии РАН (1978–2005 гг.) и Камчатскому филиалу Геофизической службы РАН (с 2005 г. – по настоящее время). Основные сведения об используемых станциях представлены в **табл. 3.02**, их расположение показано на **рис. 3-07**, характеристики аппаратного комплекса описаны в работах [Токарев, 1966; Гаврилов и др., 1987; Федотов и др., 1987; Шевченко, 1995; Чебров и др., 2006]. На станциях выполнялась непрерывная регистрация на трех каналах: запад–восток, север–юг и вертикальный.

Данные инструментальных наблюдений, анализируемые в работе, охватывают 30-летний интервал – с 1978 по 2008 гг. За это время техническая база сейсмометрических измерений существенно изменилась. Поменялся тип сейсмических датчиков и способ регистрации данных: гальванометрическая на фотобумагу, прецизионная аналоговая запись на магнитную ленту и цифровая – на жесткие диски. Регистрировались разные параметры сейсмического сигнала: амплитуда смещения грунта и скорость смещения грунта. Данные записывались на разных расстояниях до кратера вулкана. Чувствительность сейсмометрических каналов изменялась в зависимости от интенсивности извержения. До 1985 г. регистрация данных производилась непосредственно на месте измерения, в последующем использовалась радиотелеметрическая аппаратура с непрерывной передачей данных в центр сбора информации – на Камчатскую вулканологическую станцию. В разные годы в зависимости от постановки задач использовались разные скорости развертки сигнала и данные представлялись в полном или сжатом видах. В последующем для демонстрации вариаций сейсмического сигнала в одних случаях материалы приводились в первичном виде, а в других – в модифицированном – в виде огибающей вулканического дрожания. Из приведенного описания видно, что в работе представлены неоднородные данные. Это дает возможность показать, как периодичности отображаются разными методами. Для того, чтобы удобнее ориентироваться в разнородных материалах, там где возможно, мы стремились к совместному представлению одного и того же сейсмического сигнала, зарегистрированного

Таблица 3.02

**Основные сведения о сейсмических станциях,
данные которых исследовались в работе**

Станция, код станции	Расстояние до кратера, км Высота над уровнем моря, м	Начало – конец работы (год, день, месяц)	Тип сейсмометра и регистрируемая величина	Тип регистрации
Апахончич APH	14,6 760	1960 г. – 1989 г. 01.X. 27.VI.	ВЭГИК смещение	Гальванометрическая на фотобумаге
Каменистая KMN	41,5 1145	1996 г. – н.в. 19.XI.	СМЗ скорость	Цифровая, АЦП 11 разряд
Ключи KLY	32,0 40	1996 г. – н.в. 15.VII.	СМЗ скорость	Цифровая, АЦП 11 разряд
Логинов LGN	3,85 2530	1999 г. – н.в. 01.IX.	СМЗ скорость	Цифровая, АЦП 11 разряд
Подкова PDK	13,23 900	1978 г. – 1985 г. 15.XI. 01.IV.	ВЭГИК смещение	Гальванометрическая на фотобумаге
		1985 г. – 1996 г. 02.IV. 14.VII.	СМЗ скорость	Прецизионная аналоговая магнитная запись и видимая чернильная запись

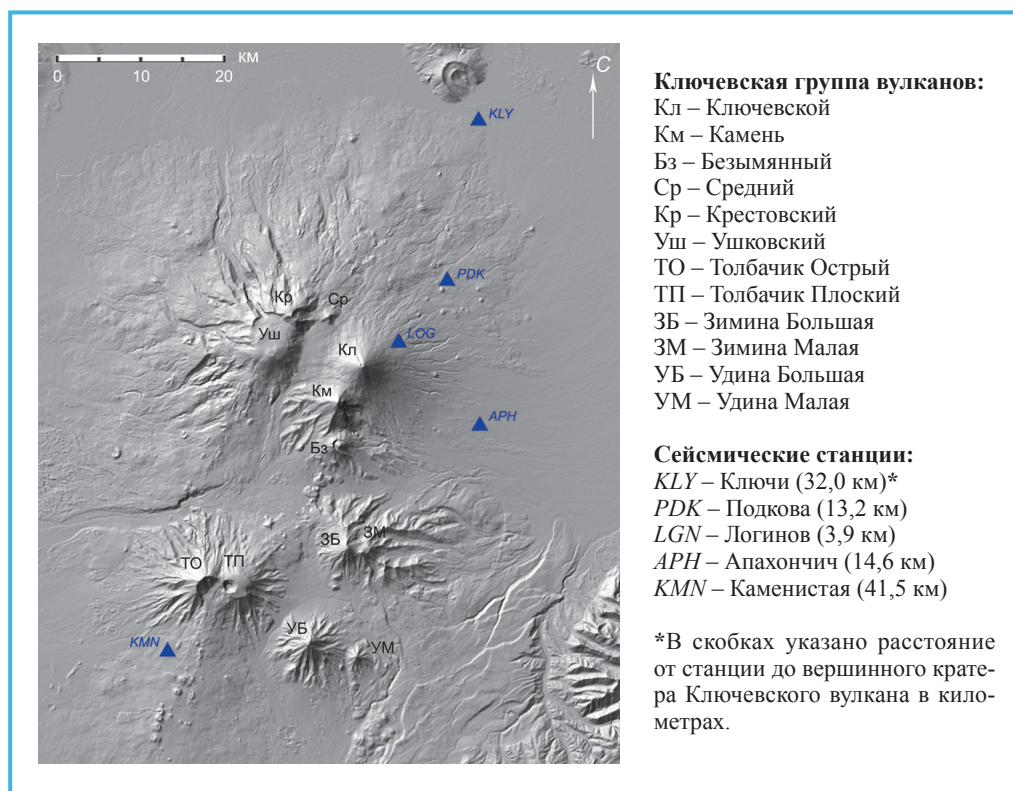


Рис. 3-07. Схема расположения сейсмических станций в районе Ключевского вулкана, используемых в настоящей работе для исследования периодичностей в динамике его извержений.

Топографическое изображение выполнено NASA/JPL/NGA (2000), данные Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

разными методами, что позволяет увидеть картину периодичностей более полно.

Последовательно опишем методические приемы исследования вулканического дрожания, применяемые в разные годы.

Вулканическое дрожание 1983 и 1984 гг. и разработка методики измерений. Основной массив данных был получен на сейсмической станции Апахончич, а недостаток информации, в случае неисправности аппаратуры или плохого качества записи сейсмических лент, был компенсирован данными сейсмостанции Подкова, при этом учитывалось расположение станций относительно кратера. Для непрерывной записи сейсмических колебаний использовалась стандартная трехкомпонентная аппаратура – сейсмометр ВЭГИК (см. табл. 3.02). Осуществлялась аналоговая запись амплитуды смещения грунта в микронах (мкм) на бумажном носителе (сейсмограмма), применялась фоторегистрация со скоростью протяжки фотобумаги 12 см/мин. Временные метки на сейсмолентах ставились автоматически через 1 мин. Смена сейсмолент обычно производилась через восемь часов.

При создании методики измерений необходимо было учесть следующие условия. Во-первых, в задачу входило изучение периодичностей в широком диапазоне, охватывающем периоды от 1 мин до 50 ч. Во-вторых, для последующей статистической обработки необходим эквидистантный отсчет данных (через равные промежутки времени). В-третьих, трудоемкий процесс обработки сейсмического сигнала следовало сделать более простым и производительным. Для выполнения этих условий использовались теоретические и экспериментальные данные П.И. Токарева, Е.И. Гордеева, В.Д. Феофилактова, В.Н. Чеброва, Ю.Ю. Мельникова, В.И. Синицына, а также методические разработки А.С. Конова и А.Ю. Озерова.

В начале изучения периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана в 1984–1985 гг. был выполнен значительный объем методических работ. При этом методические работы продолжали совершенствоваться во время проведения основного цикла оцифровки записей вулканического дрожания. Изначально нами был использован стандартный сейсмологический подход: измерялась средняя и максимальная амплитуды вулканического дрожания, а также их период (A_{cp} , A_{max} , $T_{вд}$). Измерение этих параметров проводилось на трех каналах сейсмической

записи (С-Ю, 3-В и вертикальном), что увеличивало объем информации еще в три раза. Необходимо было оптимизировать процесс получения первичной информации.

Нами было проведено несколько серий методических экспериментов. Например, для двухмесячного интервала вулканического дрожания измерялась A_{cp} , A_{max} и $T_{вд}$ в течение 1 мин через каждые 15 мин. По каждому параметру был получен ряд длиной в 6624 числовых значений. Также было получено несколько рядов, для которых A_{max} измерялась последовательно в течение каждой минуты (длина каждого ряда – 240 числовых значений), и несколько рядов, для которых A_{max} измерялась последовательно в течение каждых 10 с (длина каждого ряда – 360 числовых значений).

Используя наши данные, и, дополнительно сверяя их с уже существующими сейсмологическими разработками, удалось обосновать оптимальную методику, обладающую максимальной простотой.

Отметим ключевые позиции, которые использовались при создании методики.

1. ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО ПАРАМЕТРА ИЗМЕРЕНИЯ.

В ходе изучения Толбачинского извержения 1975–1976 гг. было установлено, что мощность вулканического дрожания между фазами активности и ослабления извержения менялась более чем в 30 раз. При этом соотношения между величинами спектральных пиков дрожания для этих фаз оставались постоянными [Гордеев, Феофилакт, Чебров, 1978]. Это позволило авторам сделать вывод, что процесс вулканического дрожания является квазистационарным. Критерием стационарности (квазистационарности) процесса является постоянство формы спектров во времени¹.

В последующем, при исследовании извержения вулкана Алаид 1981 г. этот вывод был подтвержден. Было показано, что изменение интенсивности вулканического дрожания более чем в 20 раз не вызывает каких-либо заметных изменений в структуре спектров дрожания [Гордеев, 1984].

Исследования вулканического дрожания при извержении Ключевского вулкана 1984 г., выполненные на аналоговой аппаратуре, производящей запись сейсмического сигнала на магнитную ленту по трем каналам, также показали, что основные особенности спектров дрожания в одном и том же пункте регистрации остаются неизменными в течение длительного промежутка времени [Гордеев и др., 1986].

¹ «Наиболее часто понятие спектр используют применительно к колебательным процессам, понимая под ним совокупность простых гармонических колебаний, на которые может быть разложен сложный колебательный процесс» [Политехнический словарь, 1976. с. 465].

При этом форма спектров, но не амплитуда вулканического дрожания, сохраняется при смене режимов эруптивной деятельности – от непрерывного фонтанирования расплавленного материала до отдельных газопепловых выбросов, т.е. не зависит от интенсивности извержения. Таким образом, процесс вулканического дрожания при извержении Ключевского вулкана 1984 г. также является квазистационарным.

Анализ периодов цугов вулканического дрожания, выполненный во время методического этапа исследований [Конов, Озеров, 1988] для ряда длиной 6624 числовых значений, показал, что в течение времени длина периодов дрожания практически не меняется ($T_{\text{вд}} = 0,6\text{--}0,8$ с) и не зависит от интенсивности извержения. Это позволило оптимизировать работу с большими объемами информации – отказаться от измерения периода вулканического дрожания и от последующего анализа его мощности $(A/T_{\text{вд}})^2$, и дало возможность для изучения временных вариаций вулканического дрожания использовать единственный параметр – амплитуду вулканического дрожания (A). Такое заключение позволило рассматривать колебания вулканического дрожания с преобладающим периодом $T_{\text{вд}} = 0,6\text{--}0,8$ с, характерным для извержения Ключевского вулкана 1984 г., как модулированный узкополосный сигнал. Огибающая такого сигнала несет информацию об интенсивности извержения¹. Это позволяет изучать изменения, происходящие в общем процессе извержений на больших временных промежутках, и для выделения периодичностей в динамике извержений анализировать частоту огибающей вулканического дрожания.

2. ВЫБОР АМПЛИТУДНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ. При изучении вулканического дрожания исследователи обычно используют среднюю амплитуду вулканического дрожания – $A_{\text{ср}}$. Используя сейсмограммы непрерывного гармонического вулканического дрожания Большого трещинного Толбачинского извержения, был проведен специальный эксперимент [Токарев, 1982], в котором принимало участие несколько обработчиков. Было показано, что $A_{\text{ср}} = 0,5 \cdot A_{\text{max}}$ (при относительной погрешности 0,1). Такой же вывод был получен нами и для извержений Ключевского вулкана 1983–1984 гг. по результатам предварительного анализа сейсмических лент [Конов, Озеров, 1988]. Для проведения рутинной обработки вулканического дрожания, установленное соотношение было чрезвычайно важно. Его использование значительно облегчило про-

цедуру определения необходимых значений в ряду бесконечного количества цугов и дало возможность получать более точные данные, так как A_{max} измеряется с большей точностью, чем $A_{\text{ср}}$. Далее в работе используются максимальные амплитуды вулканического дрожания – A_{max} .

3. ВЫБОР ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ. В качестве исходной величины вулканического дрожания измерялась амплитуда дрожания – A (амплитуда смещения почвы). Для некоторых интервалов времени были измерены амплитуды всех составляющих вулканического дрожания (вертикальной, север-юг и восток-запад) и показано, что амплитуда горизонтальных составляющих изменяется во времени аналогично вертикальной. Следовательно, о временных вариациях уровня вулканического дрожания можно судить по изменению одной из его составляющих, такой подход значительно сокращает чрезвычайно трудоемкий процесс измерений. Для получения первичной информации была выбрана вертикальная составляющая вулканического дрожания.

4. ВЫБОР ИНТЕРВАЛОВ АППРОКСИМАЦИИ. Особенностью низкочастотного непрерывного гармонического вулканического дрожания базальтовых-андеизитовых вулканов является незначительная изменчивость его амплитуды в течение времени (см. **рис. 3-02**). Это позволило аппроксимировать амплитуды большого количества цугов вулканического дрожания в пределах короткого интервала сейсмограммы значением одного максимального колебания. Для изучения периодичностей от 40 с и длиннее был принят интервал аппроксимации 10 с, а для периодичностей длиннее 20 мин – интервал 1 мин.

5. ВЫБОР ШАГА ДИСКРЕТИЗАЦИИ. Совокупный анализ литературных данных и результатов наших режимных наблюдений извержений Ключевского вулкана (см. **раздел 3.2.**), представленный на гистограмме **рис. 3-01**, показал, что существует дискретный набор эруптивных периодичностей от 0,66 с до нескольких суток. Для статистического анализа выделенных закономерностей необходимо выбрать шаг измерения записей вулканического дрожания.

Сразу оговоримся, что выделение секундных периодичностей по данным низкочастотного дрожания на станциях Апахончич и Подкова, расположенных на расстояниях в 14 км от извергающегося кратера, нами не производилось, так как чувствительность используемой аппаратуры была недостаточной.

¹ В первом приближении огибающую вулканического дрожания можно охарактеризовать как линию, касающуюся сверху (в точках максимумов) кривой цугов собственно вулканического дрожания.

Основной упор был сделан на периодичностях продолжительностью от 40 с (близких к нижней временной границе ритмичности стромболианских взрывов) до суток (лунно-солнечные воздействия). В зависимости от поставленных задач, в пределах этого интервала были выбраны четыре шага измерений: 10-секундный; 1-; 7,5- и 15-минутный. Использование 7,5- и 15-минутного интервалов очень удобно для обработки сейсмомент, так как длина одной строчки записи равна 7,5 мин и, кроме того, на лентах отмечается начало каждой 15-ой минуты.

Следует подчеркнуть, что здесь речь идет не о шаге между отдельными отсчетами амплитуды цугов вулканического дрожания, а о шаге между интервалами аппроксимации. Для того чтобы подчеркнуть это различие мы используем термин «эквилистантный отсчет» (равноотстоящий, равноудаленный).

6. Особенности разработанной методики.

В итоге была обоснована простая и удобная методика исследования вулканического дрожания – метод эквилистантного поинтервального отсчета [Конов, Озеров, 1988]. Для изучения вулканического дрожания эта методика применялась впервые. Она включала в себя:

- 1) измерение максимальной амплитуды ($A_{\max}$) вулканического дрожания, это значительно увеличило точность и скорость оцифровки сейсмомент;
- 2) проведение измерений по одному типу сейсмического канала – вертикальному, без использования каналов север–юг и запад–восток; это в три раза сократило объем измерений;
- 3) отказ от измерения длины периода на первичных записях, основывающийся на квазистационарности вулканического дрожания (постоянство формы спектров вне зависимости от интенсивности извержения);
- 4) аппроксимация амплитуд большого количества цугов вулканического дрожания в пределах короткого интервала сейсмической записи значением одного максимального синусоидального колебания;
- 5) эквилистантный отсчет данных, необходимый для статистической обработки дрожания, обеспечивающийся одинаковыми расстояниями между интервалами аппроксимации;
- 6) переменность шага эквилистантного отсчета и длины интервала аппроксимации (от шага 15 мин и интервала 1 мин до шага 10 с и интервала 10 с) в зависимости от задачи исследования – длины выделяемого периода;
- 7) выделение периодов в широком диапазоне их значений – от минимального – 40 с до максимального – 50 ч.

Новизна методики заключалась в том, что проводился анализ не мощности вулканического дрожания

($W_{\text{вд}} = (A/T)^2$), как это делалось ранее, а измерялась его амплитуда, т.е. огибающая дрожания. Правомерность применения этой методики для выделения периодичностей в излучении энергии при вулканических извержениях обусловлена тем, что частота дрожания заключена в узком диапазоне – 0,6–0,8 Гц и спектральные характеристики мало изменяются с течением времени. Если бы частота дрожания изменялась со временем, то изменение уровня огибающей уже не описывало бы изменение энергии процесса.

Оцифровка бумажных сейсмических лент производилась в ручном режиме и выполнялась в два приема. Сначала размечающий оператор выбирал и отмечал на сейсмической ленте соответствующие пики. Затем измеряющий оператор снимал эти показания при помощи измерительной лупы, а записывающий оператор вносил показания в журнал регистрации. Цена деления лупы 0,1 мм, что соответствует смещению почвы на 0,1 мкм при 1000-кратном увеличении записи сейсмической ленты. В процессе оцифровки измерялась двойная амплитуда вулканического дрожания, а затем результат делился пополам.

3.3.4. Сейсмические данные

Сейсмические данные 1983–1984 гг.

Используя описанную методику эквилистантного поинтервального отсчета были оцифрованы первичные записи вулканического дрожания и получены ряды исходных данных (минимальный шаг измерения составлял 10 с, максимальный – 15 мин). Основной массив данных был получен на сейсмической станции Апахончич, а недостаток информации в случае неисправности аппаратуры или плохого качества записи сейсмических лент был компенсирован данными сейсмостанции Подкова; при этом учитывалось расположение станций относительно кратера.

1983 г.

– для двух интервалов времени 31.01.–10.02. и 15.02.–20.02. измерялась максимальная амплитуда ($A_{\max}$) вулканического дрожания в течение 1 мин через каждые 7,5 мин; длина рядов составляла соответственно 1920 и 960 числовых значений;

– для пяти интервалов времени, соответствующих одному часу каждый, измерялась $A_{\max}$ в течение каждых 10 с, длина каждого ряда – 360 числовых значений;

1984 г.

– для интервала времени 19.06. – 27.08. измерялись средняя амплитуда (A_{cp}), максимальные амплитуды (A_{max}) и период вулканического дрожания в течение 1 мин через каждые 15 мин; полученный ряд данных назовем основным, длина его – 6624 числовых значений;

– для 10 временных интервалов по 4 часа измерялась A_{max} в течение каждой минуты, длина каждого ряда – 240 числовых значений;

– для 10 временных интервалов по 1 часу измерялась A_{max} в течение каждых 10 с, длина каждого ряда – 360 числовых значений.

Использование 7,5- и 15-минутных интервалов очень удобно для обработки сейсмограмм, так как длина одной строчки записи равна 7,5 мин и, кроме того, на лентах отмечается начало каждой 15-ой минуты.

Все полученные ряды данных являются исходными для последующей статистической обработки.

Исходные ряды были обработаны по методу ЗПРРГЗП, предложенному [Тьюки, 1981]. Проведенная многоступенчатая процедура сглаживания позволила более наглядно представить фактический материал и выделить из исходных рядов наиболее интересные для решения поставленных задач участки. Затем исходные ряды были усреднены последовательно по 3, 9 и 27 точкам и обработаны по тому же методу, что позволило выделить более длиннопериодные вариации амплитуды вулканического дрожания.

Последующий анализ исходных рядов данных был проведен на ЭВМ ЕС-1033 по программе анализа временных рядов, разработанной сотрудником Института вулканологии РАН И.В. Розвадовским. Используемая программа была рассчитана на предварительную обработку рядов: сглаживание, удаление тренда. Программа позволяла рассчитывать спектры в любом интервале частот в диапазоне от частоты Найквиста 1/2 до предельной 1/1700. Величина спектральной оценки приводится в процентах от максимальной.

Одним из способов выявления периодичностей является расчет для исходных рядов автокорреляционных функций (автокоррелограмм) [Бендат, Пирсол, 1974]. Важной особенностью последних является то обстоятельство, что их форма периодически повторяется во времени с тем же периодом, что и период того или иного временного ряда (в настоящей работе огибающей вулканического дрожания). Автокоррелограммы были рассчитаны для всех исходных рядов и различных выборок из них.

Для спектрального анализа огибающей вулканического дрожания выбран метод максимальной

энтропии, имеющий высокую разрешающую способность по частоте для коротких временных рядов [Джеймс, 1982; Писаренко, 1977; Робинсон, 1982]. Минимальная длина рядов, для которых проводилось спектральное оценивание – 200 числовых значений, максимальная – 1700 числовых значений (предельная для обработки по программе И.В. Розвадовского). Способ получения и обработки материала позволяет определить спектральный состав огибающей вулканического дрожания в диапазоне периодов от 40 с до 50 часов.

В проводимом исследовании для выявления основных спектров огибающей вулканического дрожания исходные ряды были разбиты на более короткие. Так, например, самый длинный ряд – 69 суток (1984 г.), был разбит на 19 частей длиной от 2,5 до 4 суток; для каждой из этих частей была проведена спектральная оценка. Кроме того, были рассчитаны спектры различных выборок из других исходных рядов.

Временное изменение периодов огибающей вулканического дрожания можно проследить также по кросскорреляционным функциям, которые позволяют выявить детерминированный процесс в различных временных рядах, даже в случае сильного фонового шума. Были рассчитаны коэффициенты корреляции между всеми 19 частями основного ряда 1984 г., между выборками основного ряда 1984 г. и рядами 1983 г. с 7,5-минутным шагом, между рядами 1984 и 1983 гг. с 10-секундным шагом.

Для проверки гипотезы о влиянии на динамику извержения лунно-солнечных воздействий были рассчитаны коэффициенты корреляции между основным рядом (A_{max}) 1984 г. и рядом поправок на изменение силы тяжести (Δg) от лунно-солнечного влияния для следующих временных интервалов (здесь и далее – время по Гринвичу):

13 ч 19.06. – 01 ч 01.07.1984 г.;

02 ч 09.07. – 01 ч 16.07.1984 г.;

02 ч 01.08. – 01 ч 12.08.1984 г.

Показания значений Δg , измеряемые в миллигалах, снимались через 1 ч с графика изменения силы тяжести под влиянием лунно-солнечных приливов для тех же интервалов времени.

Резюмируя описание методических приемов исследования низкочастотного вулканического дрожания 1983–1984 гг., подчеркнем, что привлекаемые процедуры сглаживания, спектральные оценки, автокорреляционные и кросскорреляционные построения дают возможность устойчиво выделять периодичности в интервале 40 с – 50 ч. При этом следует упомянуть, что наиболее детально исследовалось вулканическое дрожание извержения 1984 г., в мень-

шей степени 1983 г., данные по которому приводятся в основном для сравнения.

Сейсмические данные 1978 г. (ретроспективный анализ)

Исследование периодичностей проводилось не только для тех извержений, которые изучались непосредственно в полевых условиях. Для выделения длиннопериодного процесса в эруптивной деятельности Ключевского вулкана были изучены тысячи сейсмических лент 30–40-летней давности. В результате предварительного анализа были выбраны сейсмические данные, зарегистрированные во время извержения 1978 г. Сейсмические ленты были обработаны по описанной выше методике эквидистантного поинтервального отсчета. Для интервала времени 15 ч 00 мин 11.08 – 19 ч 00 мин 25.08.1978 г. измерялась максимальная амплитуда ($A_{\max}$) вулканического дрожания в течение 1 мин через каждые 15 мин. Использовались данные сейсмостанции Подкова.

Сейсмические данные 1993 г.

Для исследования особенностей перехода извержения из равномерного режима в режим периодического фонтанирования и затем вновь в равномерный были проанализированы данные, полученные при регистрации вулканического дрожания на сейсмической станции Подкова в июне–июле 1993 г. Станция Подкова входила в состав Ключевской радиотелеметрической сети с центром сбора информации в г. Ключи. Для непрерывных сейсмометрических измерений в сети использовался трехкомпонентный радиотелеметрический комплекс «ТЕСИ-2» [Гаврилов и др., 1987], обеспечивавший измерения скорости смещения грунта. Сейсмометрические каналы имели столбчатую амплитудно-частотную характеристику в диапазоне частот 0,8–20 Гц. Для регистрации сейсмометрических данных в центре сбора информации использовались прецизионные магнитографы типа Н086 и регистры видимой записи. При обработке вулканического дрожания применялась методика, позволяющая в автоматизированном режиме определять среднеквадратические значения скорости смещения грунта (мкм/с) с постоянной времени 3200 с, что является обобщенной энергетической характеристикой вулканического дрожания. Это значение принималось за интенсивность вулканического дрожания (I , мкм/с). Для интервалов, где наблюдалось проявление периодичности, строилась

спектральная плотность мощности интенсивности вулканического дрожания в (мкм/с)²/(1/мин). Используемая методика позволила надежно выделять периоды извержений с продолжительностью от 15 мин и более.

Сейсмические данные 2007 г.

Были сопоставлены данные визуальных наблюдений за квазипериодической стромболианской деятельностью вершинного кратера Ключевского вулкана с данными сейсмических записей. Фотографирование проводилось из пос. Ключи Ю.В. Демянчуком с расстояния 32 км, для высокой точности временной привязки каждого кадра применялся GPS (Global Positioning System). Регистрация сейсмического сигнала выполнялась на сейсмостанции Логинов в 3,9 км от кратера. Сейсмические данные любезно предоставлены Камчатским филиалом Геофизической службы РАН.

Сейсмические данные 2008 г.

Изучалась учащающаяся периодичность. Представлены: 1 – первичные данные – последовательная подборка сейсмограмм; 2 – график изменения интенсивности огибающей вулканического дрожания во времени; 3 – спектрограмма изменения частоты/длины периода интенсивности огибающей вулканического дрожания во времени. Вулканическое дрожание регистрировалось на сейсмостанции Каменистая, интервал изучения – 25 ноября – 3 декабря 2008 г. Сейсмические данные любезно предоставлены Камчатским филиалом Геофизической службы РАН. Обработка вулканического дрожания проводилась по программе «DIMAS», автор программы Д.А. Дрознин [Дрознин, Дрознина, 2010].

3.3.5. Аналитические данные и их обсуждение

При описании эруптивных периодичностей сначала для выделения общих периодических закономерностей в динамике извержений мы будем использовать данные по вулканическому дрожанию 1983–1984 гг. Затем перейдем к более детальному рассмотрению уже конкретных вулканических периодичностей (пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы, периодическое фонтани-

рование), для этого будут использоваться материалы 1978, 1993, 2007 и 2008 гг. и данные режимных вулканологических наблюдений.

3.3.5.1. Периодичности 1983–1984 гг.

На **рис. 3-08** и **рис. 3-09** представлены модифицированные графики, с усредненными данными за определенные интервалы времени. При обсуждении также будут учтены данные немодифицированных графиков исходных рядов вулканического дрожания и приведены их фрагменты; мы не имеем возможности привести их полностью, так как их длина измеряется многими десятками метров. Основной массив данных был получен по извержению 1984 г., данные по извержению 1983 г. приведены для сравнительного сопоставления.

На **рис. 3-08** для основного ряда (19.06.1984 – 25.08.1984) представлены усредненные данные за 3 часа. Анализ графика позволил выделить пять вре-

менных интервалов (I–V) извержения, которые разделены между собой промежутками, во время которых вулканическое дрожание практически отсутствовало – $A_{\max} < 0,05$ мкм:

I	12 ч 19 июня – 17 ч 02 июля
II	15 ч 03 июля – 15 ч 07 июля
III	08 ч 08 июля – 22 ч 16 июля
IV	09 ч 17 июля – 23 ч 22 июля
V	23 ч 23 июля – 00 ч 22 августа августа

Первые четыре интервала характеризуются некоторыми общими чертами и существенно отличаются от пятого. Характеристики выделенных интервалов извержения – высота выброса бомб, количество пепла, истечение лавовых потоков представлены на **рис. 3-05**.

В интервалах I–IV вулканическое дрожание имеет пульсирующий характер, но средний уровень дрожания в целом изменяется плавно – от 3 до 5,5 мкм

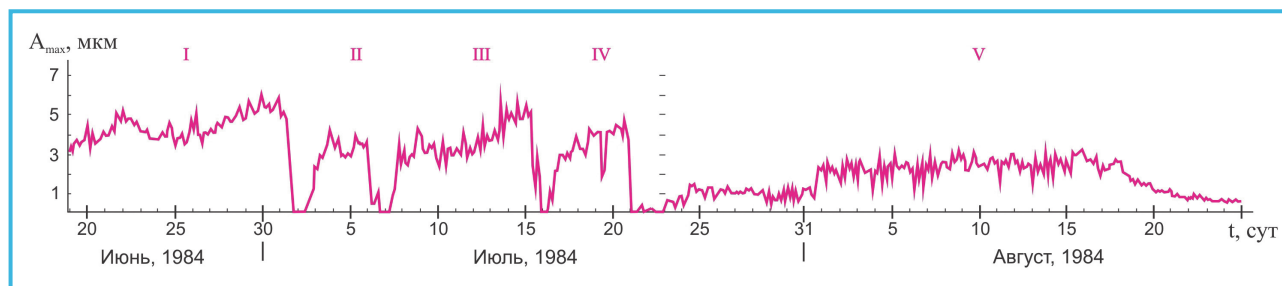


Рис. 3-08. График изменения во времени максимальной амплитуды вулканического дрожания ($A_{\max}$) для интервала времени с 19.06 по 25.08.1984 г.

По оси ординат максимальная амплитуда вулканического дрожания – $A_{\max}$, мкм, по оси абсцисс время – t , сутки; I–V – интервалы проявления вулканического дрожания, разделены между собой промежутками практически полного отсутствия вулканического дрожания

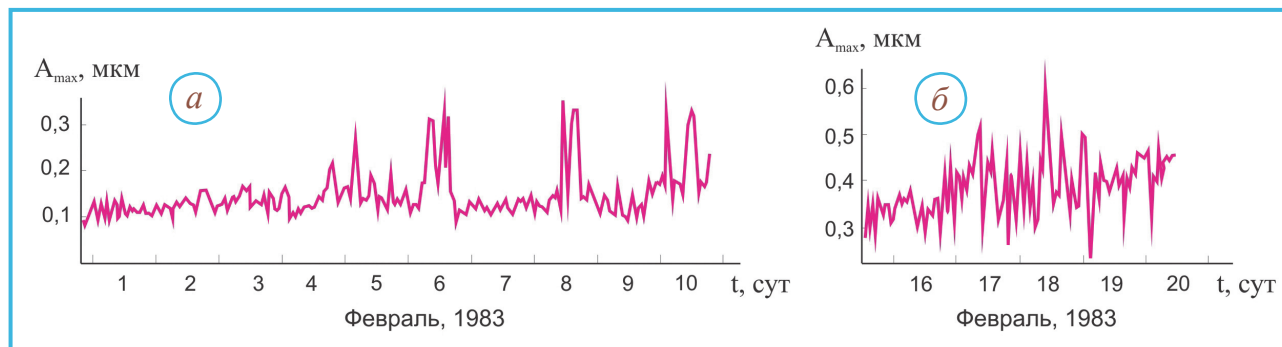


Рис. 3-09. Графики изменения во времени максимальной амплитуды вулканического дрожания ($A_{\max}$) для интервалов времени: с 31.01 по 10.02 (а), с 15.02 по 20.02.1983 г. (б).

По оси ординат максимальная амплитуда вулканического дрожания – $A_{\max}$, мкм, по оси абсцисс время – t , сутки

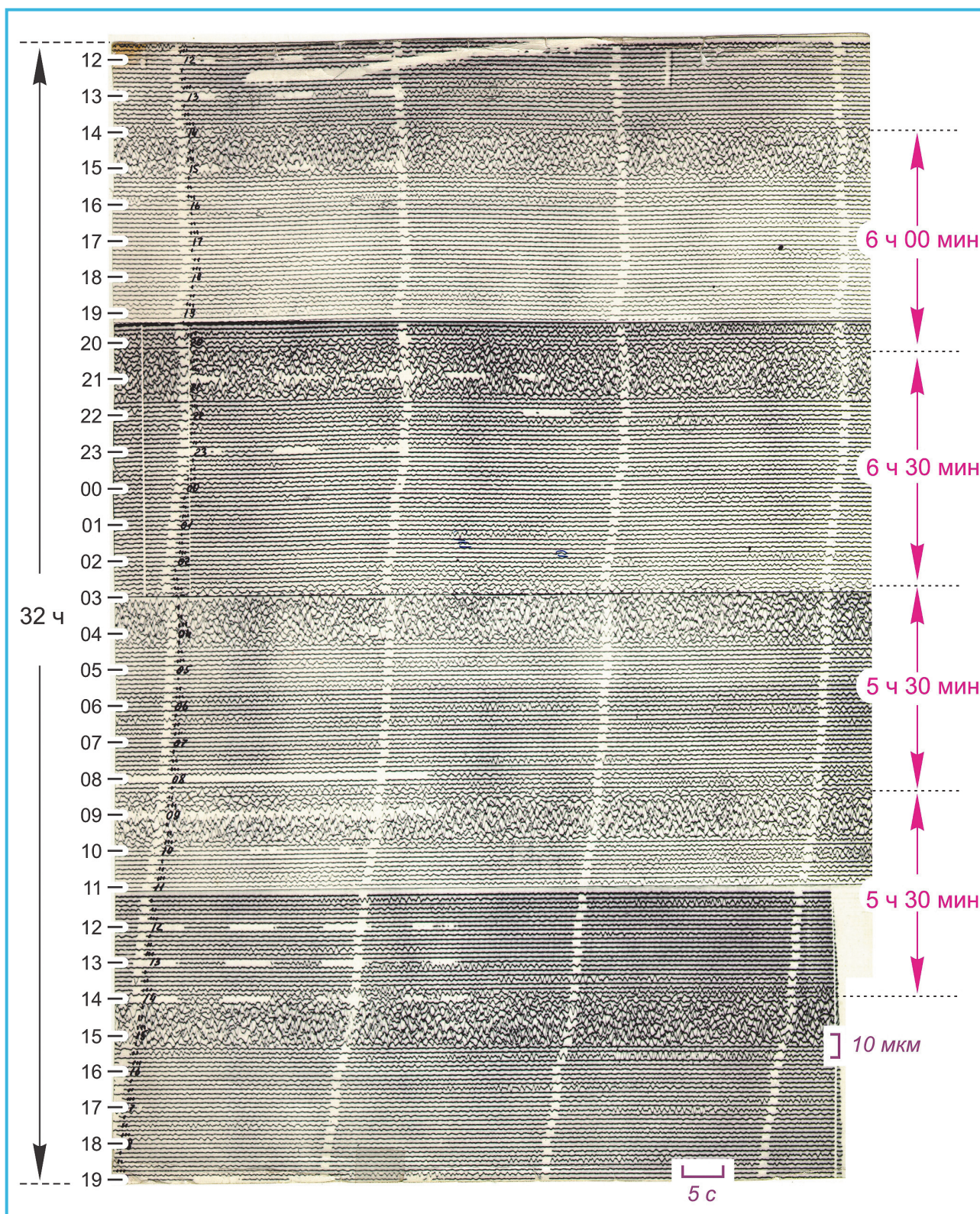


Рис. 3-10. Многочасовая периодичность ($T \sim 5 \text{ ч } 30 \text{ мин} - 6 \text{ ч } 30 \text{ мин}$) в динамике извержения Ключевского вулкана представлена на четырех последовательных фрагментах сейсмограмм, записанных с 11 ч 37 мин 30 июля до 19 ч 01 мин 31 июля 1984 г. на сеймостанции Апахончич.

По оси ординат время, в ч. Пробелы на записях сейсмического сигнала – маркеры времени; горизонтальное расстояние между ними 60 с; четыре полных периода (T) отмечены стрелками, расположенными в правой части сейсмограмм

с отдельными максимумами. Между указанными четырьмя интервалами наблюдаются резкие спады $A_{\max}$ вулканического дрожания – практически до нуля (2, 7, 16 и 22 июля). При этом спад вулканического дрожания происходит после того, как его уровень достигал максимального для данного интервала значения. На низком уровне дрожание держится не более суток, после чего происходит его резкое увеличение. Резкий характер спада и усиления (соответственно в конце и начале интервалов) – характерная черта I–IV интервалов. Другая их особенность – отсутствие строгой многочасовой периодичности в пульсациях амплитуды вулканического дрожания. Эпизоды усиления следуют друг за другом с интервалами от 3 до 9 часов.

Пятый интервал имеет другие характерные особенности (см. [рис. 3-08](#)). Здесь нет резкого подъема и спада вулканического дрожания в начале и в конце этапа, как во время вышеописанных I–IV интервалов. В целом значения вулканического дрожания

здесь ниже, чем у предыдущих 4-х интервалов, при этом наблюдаются два уровня, в пределах которых средний уровень значений вулканического дрожания практически постоянный (первый – с 25 июля по 01 августа, средний уровень $A_{\max}$ – 1,1 мкм; второй – с 01 по 18 августа, средний уровень $A_{\max}$ – 2,5 мкм). В отличие от первых четырех интервалов, в пятом интервале трижды фиксируется строгая периодичность в пульсациях вулканического дрожания с периодом 5–6 ч. Первый раз она возникает на общем низком уровне вулканического дрожания в 13 ч 29 июля и продолжается до 1 августа. Эту периодичность можно видеть даже на сейсмограммах, фрагмент 32-часовой записи вулканического дрожания приведен на [рис. 3-10](#). Второй и третий раз периодические пульсации возникают на более высоком уровне дрожания – 1–2 августа и 14–15 августа. На немодифицированном графике, приведенном для интервала 14–15 августа, представлена четкая шестичасовая периодичность: в течение 4–4,5 ч амплиту-

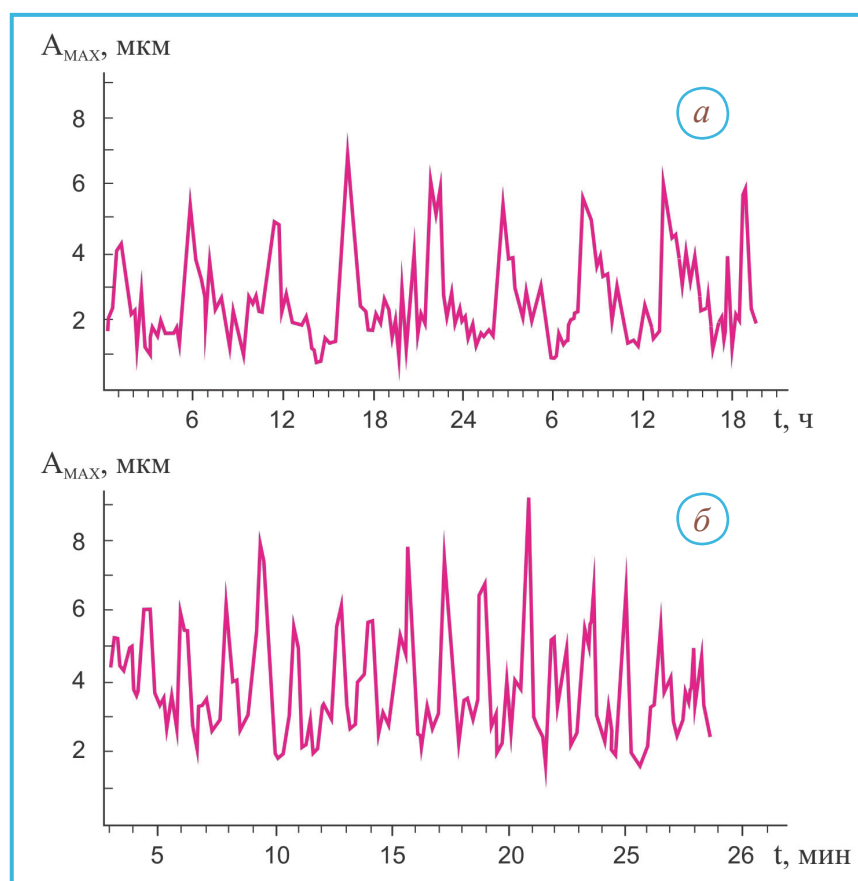


Рис. 3-11. Графики изменения максимальной амплитуды ($A_{\max}$) вулканического дрожания для интервалов времени 1984 г.: а – 00 ч 14 августа – 20 ч 15 августа (шаг измерения – 15 мин) и б – 03 ч 03 мин – 03 ч 29 мин 23 июля (шаг измерения – 10 с).

По оси ординат максимальная амплитуда вулканического дрожания – $A_{\max}$, мкм, по оси абсцисс время: а – t , ч; б – t , мин. Хорошо выражены пульсации амплитуды вулканического дрожания с периодами 5 ч 30 мин (а) и 1 мин 34 с (б)

да дрожания держится на уровне 1–2,5 мкм, затем, поднимается до 4–5 мкм, иногда достигая 6 мкм, и остается на этом уровне 1–1,5 ч, затем вновь снижается, и следующее усиление дрожания начинается через 4,5–5 ч (рис. 3-11а). 3–13 августа также продолжались многочасовые пульсации, однако, по сравнению с шестичасовыми периодичностями, их ритм несколько нарушился – они происходили через 4–7 ч.

С 16 августа и до конца пятого интервала эти пульсации пропадают. С 19 августа начинается плавное уменьшение амплитуды вулканического дрожания: 19 и 20 августа скорость спада $A_{\max}$ составляла 0,5 мкм в сутки, 20–27 августа – 0,1 мкм/сутки. Это соответствует резкому ослаблению эффузивно-эксплозивной деятельности, а с 21 августа в кратере вулкана наблюдалась только слабая фумарольная деятельность. Извержение закончилось.

Выше, при рассмотрении процесса извержения 1984 г., основной акцент был сделан на описании многочасовых (3–9 ч) пульсаций вулканического дрожания. Пульсации с меньшими периодами – вплоть

до 1,5 мин фиксировались при анализе немодифицированных графиков вулканического дрожания. Пример короткопериодной пульсации огибающей вулканического дрожания ($t = 1$ мин 34 с) приведен на рис. 3-11б.

Графики изменения амплитуды вулканического дрожания для временных интервалов извержения 1983 г. – от 31.01. до 10.02. и от 15.02. до 20.02. представлены на рис. 3-09 (данные усреднены за каждый час). Деятельность вулкана в это время определялась слабым эксплозивным извержением центрального кратера. В первый изученный отрезок времени амплитуда вулканического дрожания находилась в основном на низком уровне 0,11–0,13 мкм, кратковременно повышаясь до 0,35 мкм (5, 6, 8 и 10 февраля). Во второй отрезок времени $A_{\max}$ в среднем несколько выше и составляет 0,35 мкм, дважды повышаясь до 0,55 мкм (17 и 18 февраля). Такой ход дрожания соответствует неравномерному характеру извержения. Во время усиления эруптивной деятельности в кратере наблюдалось фонтанирование лавы и выбросы бомб на высоту первых сотен метров,

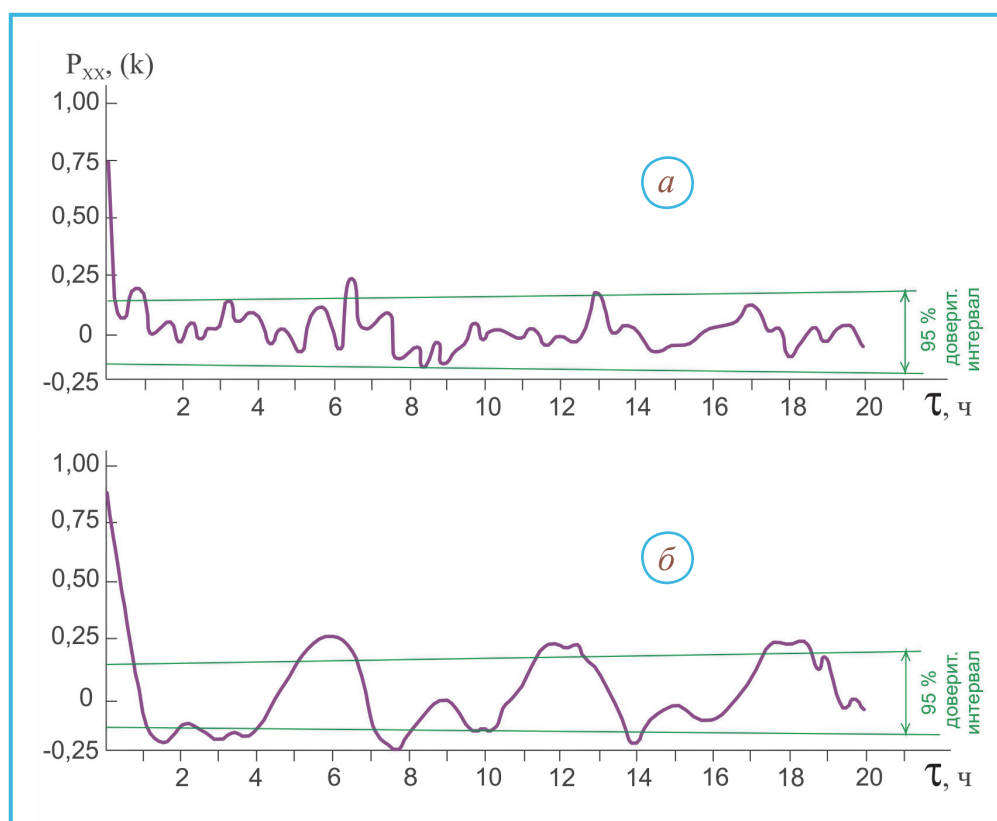


Рис. 3-12. Автокорреллограммы выборок из основного ряда огибающей вулканического дрожания 1984 г.: а – 17 ч 26 июня – 19 ч 27 июня и б – 00 ч 31 июля – 02 ч 1 августа.

На графиках по оси ординат отложен коэффициент автокорреляции – $P_{XX}(\tau)$, по оси абсцисс сдвиг по времени – τ , ч.

Зеленые линии на графиках ограничивают 95% доверительный интервал значений взаимной корреляции.

На рис. б корреляционная зависимость демонстрирует четко выраженную шестичасовую периодичность

а также газопепловые выбросы серого цвета на высоту 400–600 м, во время ослабления – редкие парогазовые выбросы белого цвета и спокойное истечение пара из кратера.

После общего рассмотрения вулканического дрожания, генерируемого извержениями 1983–1984 гг., приведем результаты выделения периодичностей в исходных рядах, полученные различными статистическими методами.

Автокоррелограммы были рассчитаны для всех исходных рядов и различных выборок из них. Одни из них содержат мало значимых пиков, и проследить периодичность в изменении коэффициентов корреляции невозможно; такая автокоррелограмма для выборки из основного ряда 1984 г. приведена на **рис. 3-12а**. На других (**рис. 3-12б**) четко выражено периодическое шестичасовое изменение коэффициентов корреляции, указывающее на закономерные изменения во времени амплитуды вулканического дрожания.

Для более точного выделения спектральных закономерностей вулканического дрожания была применена оценка максимальной энтропии, обладающая

высокой разрешающей способностью по частоте. Результаты исследования представлены в **табл. 3.03–3.05 (Приложение)**.

В **табл. 3.03 (Приложение)** представлен полный набор периодов, соответствующих спектральным максимумам в диапазоне – 40 мин – 36 ч для исходных рядов 1984 г. (с шагом 15 мин) и 1983 г. (с шагом 7,5 мин).

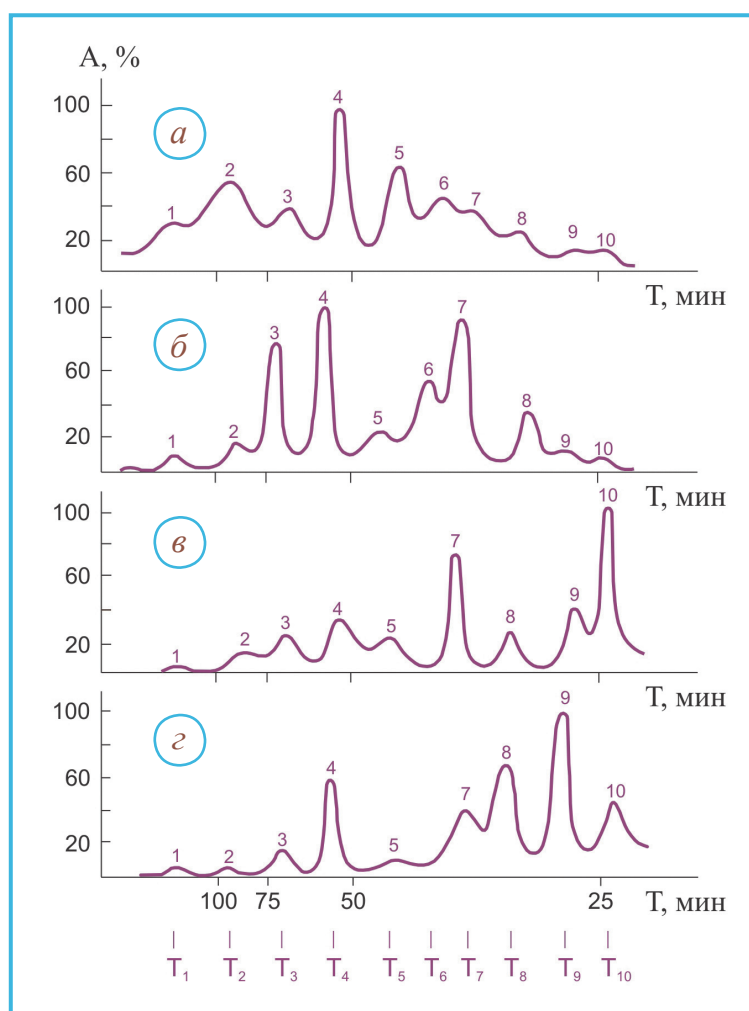
Первые четыре интервала времени I–IV в таблице соответствуют первым четырем интервалам, выделенным на графике изменения амплитуды вулканического дрожания в 1984 г. (см. **рис. 3-08**), а пятый интервал разделен в таблице на три части. Это сделано для того, чтобы выделить участки, для которых наблюдались квазипериодические пульсации амплитуды вулканического дрожания (29 июля – 15 августа).

Данные, приведенные в таблице, получены в результате анализа большого количества спектров, соответствующих различным выборкам из исходных рядов; примеры спектров для таких выборок приведены на **рис. 3-13**.

Рис. 3-13. Спектры огибающей вулканического дрожания, рассчитанные по методу максимальной энтропии, для интервалов времени 1983 г.: *а* – 20 ч 31.01 – 21 ч 01.02; *б* – 22 ч 01.02 – 23 ч 02.02; *в* – 00 ч 03.02 – 01 ч 04.02.; *г* – 02 ч 04.02 – 03 ч 05.02 (шаг 10 с).

По оси ординат отложена относительная спектральная плотность – A , %; по оси абсцисс длина периода – T , мин.

В нижней части графика представлены средние значения периодов ($T_1, \dots, T_{10}$), полученные из анализа пиков 1–10 (см. арабские цифры на графиках *а–г*)



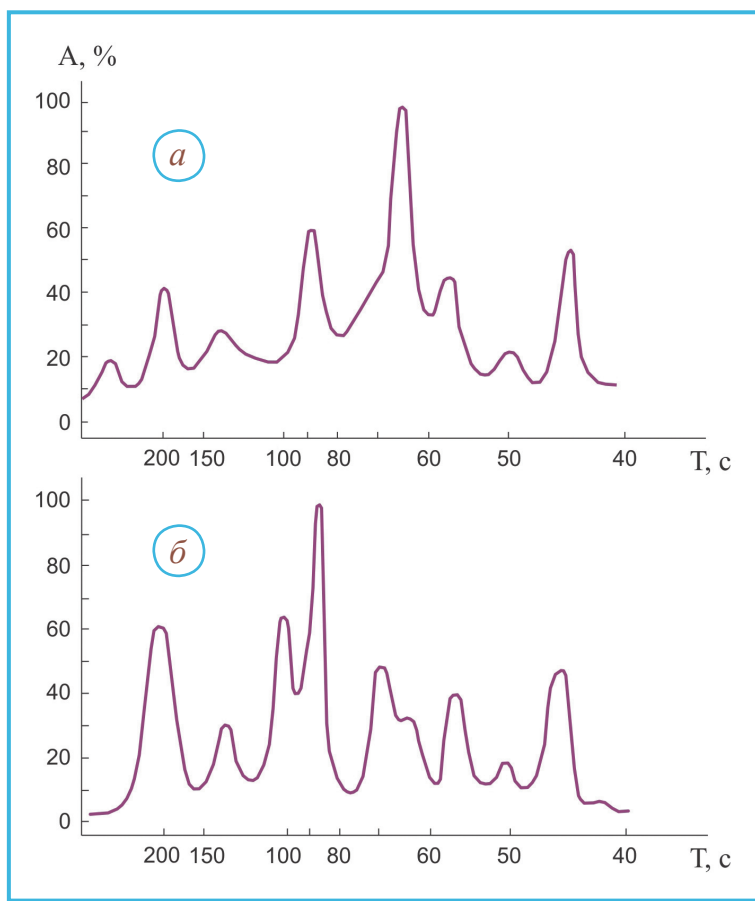


Рис. 3-14. Спектры огибающей вулканического дрожания, рассчитанные по методу максимальной энтропии, соответствующие: *a* – интервалу ослабления 09 ч – 10 ч 5 августа 1984 г. и *б* – интервалу усиления 07 ч – 08 ч 5 августа 1984 г. вулканического дрожания.

По оси ординат отложена относительная спектральная плотность – A , %. По оси абсцисс – длина периода – T , с

На рисунке величины отдельных пиков сильно меняются во времени, но набор пиков в различных выборках в основном остается постоянным. В **табл. 3.03 (Приложение)** указаны средние за данный промежуток времени значения периодов, соответствующих отдельным спектральным пикам. **Отдельные пики** (№№ 7, 11) устойчивы и содержатся во всех полученных спектрах, другие менее устойчивы и иногда пропадают. В этой таблице также хорошо видно, что спектральный состав огибающей вулканического дрожания 1983 г. хорошо соответствует таковому в 1984 г.

В **табл. 3.04, 3.05 (Приложение)** приведен полный набор периодов, соответствующих спектральным максимумам вулканического дрожания для некоторых исходных рядов: с шагом 1 минута в диапазоне 6–40 мин (1984 г.) и с шагом 10 с в диапазоне 40 с – 6 мин (1984, 1983 гг.). Из анализа таблиц следует, что и в этих диапазонах существует определенный набор спектральных пиков, хотя менее устойчивый во времени, чем в **табл. 3.03 (Приложение)**.

Из анализа данных **табл. 3.03–3.05 (Приложение)** следует, что огибающая вулканического дрожания, сопровождающего извержения Ключевского

вулкана 1983–1984 гг., имеет дискретный набор частот (периодов) в диапазоне $5,6 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_{\max}$ – 50 ч) до $2,5 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_{\min}$ – 40 с). Всего выделено в этом диапазоне 47 пиков (частот). Этот набор частот сохраняется на протяжении всего изученного времени – 1 года 7 месяцев. Поскольку амплитуда вулканического дрожания при извержении 1983 г. была на порядок ниже, чем во время 1984 г. (**рис. 3-08** и **рис. 3-09**), можно предположить, что выделенный набор частот (периодов) не зависит от мощности извержения.

Об этом же свидетельствует анализ спектров 10-секундных рядов, соответствующих интервалам усиления и ослабления эруптивной деятельности во время пульсаций амплитуды вулканического дрожания (**рис. 3-14**). Из графиков видно, что во время усиления эруптивной деятельности происходит возбуждение более длиннопериодных, а во время ослабления – более короткопериодных пиков, но набор частот огибающей дрожания не зависит от мощности извержения. Приведенные данные позволяют предполагать, что спектральный состав огибающей вулканического дрожания определяется либо строением и физическими свойствами вулканического аппарата, либо свойствами поднимающегося

магматического потока, либо сочетанием этих факторов.

Рассчитанные спектры огибающей вулканического дрожания очень сложны и непостоянны. Чтобы увидеть изменение выделенных пиков во времени, был проведен кросскорреляционный анализ. Для примера, проследим изменения многочасового пика – 5 ч 30 мин – 6 ч, отчетливо проявившегося во время извержения в августе 1984 г. Для этого интервала времени общий ход извержения и характер изменения вулканического дрожания представлен на **рис. 3-05**. До 28 июля исследуемый многочасовой пик на спектрах ничем не отличался от остальных. 29 июля он резко возрос, что совпало с возникновением пульсации амплитуды вулканического дрожания. Наблюдаемое во времени изменение картины спектров и появление этой частоты дает возможность говорить о возбуждении некоего процесса, который возник сначала с основной частотой около $4,6 \cdot 10^{-5}$ Гц, что соответствует периоду продолжительностью 6 ч. Последующие вариации многочасового пика хорошо отражаются на кросс-коррелограммах (**рис. 3-15**), последовательно построенных для двухсуточных интервалов активной фазы извержения с 1 по 14 августа (**рис. 3-15а–3-15е**) и для двухсуточного интервала 20–22 августа (**рис. 3-15ж**), соответствующего фазе перехода извержения в состояние покоя. Коэффициенты корреляции рассчитывались относительно интервала 04 ч 14 августа – 05 ч 16 августа 1984 г., во время которого основной максимум в спектре соответствовал 5 ч 30 мин (**рис. 3-16г**), немодифицированный график этой 5 ч 30 мин периодичности приведен на **рис. 3-11а**.

1–3 августа (**рис. 3-15а**) исследуемый период выражен нечетко, в это время динамика извержения была нестабильной, что выразилось в резком увеличении амплитуды вулканического дрожания 1 августа (**рис. 3-08**). 3–7 августа (**рис. 3-15б, 3-15е**) период 5 ч 30 мин проявляется достаточно четко – коэффициенты корреляции значительно превышают доверительный интервал. В это время средний уровень дрожания был стабильный – 2,3 мкм.

8–9 августа (**рис. 3-15г**) происходит деградация обсуждаемого периода, а 10–11 августа он вообще пропадает (**рис. 3-15д**). В это время наблюдалось повышение уровня вулканического дрожания на 0,5–0,6 мкм. 12 августа 5 ч 30 мин пик вновь восстанавливается (**рис. 3-15е**) и с некоторыми вариациями прослеживается до 15 августа (см. дополнительно **рис. 3-11а**). 16 августа периодические явления исчезают, что также происходит при повышении уровня вулканического дрожания на 0,5–0,6 мкм (**рис. 3-08**).

На **рис. 3-15ж** отчетливо видно постепенное уменьшение кросскорреляционной функции и полное исчезновение 5 ч 30 мин пика. В это время происходило ослабление и прекращение эксплозивной деятельности и остановка движения лавового потока.

Кросскорреляционный анализ дает ясное представление о том, что обсуждаемые периодичности не обладают строгой выдержанностью по времени и могут иметь некоторую изменчивость по частоте (длине периода).

Для выделения из всего набора полученных пиков основных, несущих частот был проведен комплексный анализ спектральных характеристик, авто- и кросскорреляционных функций, использованы таблицы полного набора периодов, также использовались первичные записи сейсмического сигнала и немодифицированные ряды данных огибающей вулканического дрожания. Вариации спектрального состава огибающей вулканического дрожания и возбуждение тех или иных частот в отдельные этапы извержения, позволили выделить в полученном наборе 5 основных частот **рис. 3-16** (в скобках приведены соответствующие им периоды): $1,1 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_1 = 1$ мин 34 с), $2,5 \cdot 10^{-3}$ Гц ($T_2 = 6$ мин 10 с), $4,2 \cdot 10^{-4}$ Гц ($T_3 = 40$ мин), $5,1 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T_4 = 5$ ч 30 мин), $7,7 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_5 = 36$ ч). На представленном рисунке хорошо видно, что помимо основных частот, в спектрах присутствуют их первые гармоники, а также суперпозиции основных частот, что свидетельствует о том, что процессы, генерирующие периодичности, происходят в системе с нелинейными свойствами.

Проведем сопоставление полученных результатов по вулканическому дрожанию 1983–1984 гг. с периодичностями прошлых лет – исторический обзор 1932–1984 гг. (**рис. 3-01**). Оно показывает, что выделенные в огибающей вулканического дрожания четыре основных периода – T_1 – T_4 хорошо согласуются с тремя диапазонами периодов, выделенных в извержениях вулкана за 52-летний интервал времени: T_1 (1 мин 34 с) и T_2 (6 мин 10 с) входят во вторую группу периодов исторического обзора (20 с – 20 мин), T_3 (40 мин) – в третью (30–60 мин), T_4 (5 ч 30) – в четвертую группу (1,5–8 ч). T_5 (36 ч) в извержениях прошлых лет не отмечался ни разу. На этом этапе исследований мы предлагаем рассматривать ее T_5 совместно с 4,7 суточной периодичностью (определенной в ходе извержения 1983 г.), объединив их в группу «длинных» периодичностей – продолжительностью более суток. Необходимо добавить, что это объединение пока достаточно условное, но наличие такой группы показывает, что в последующем суточным периодичностям, редко-

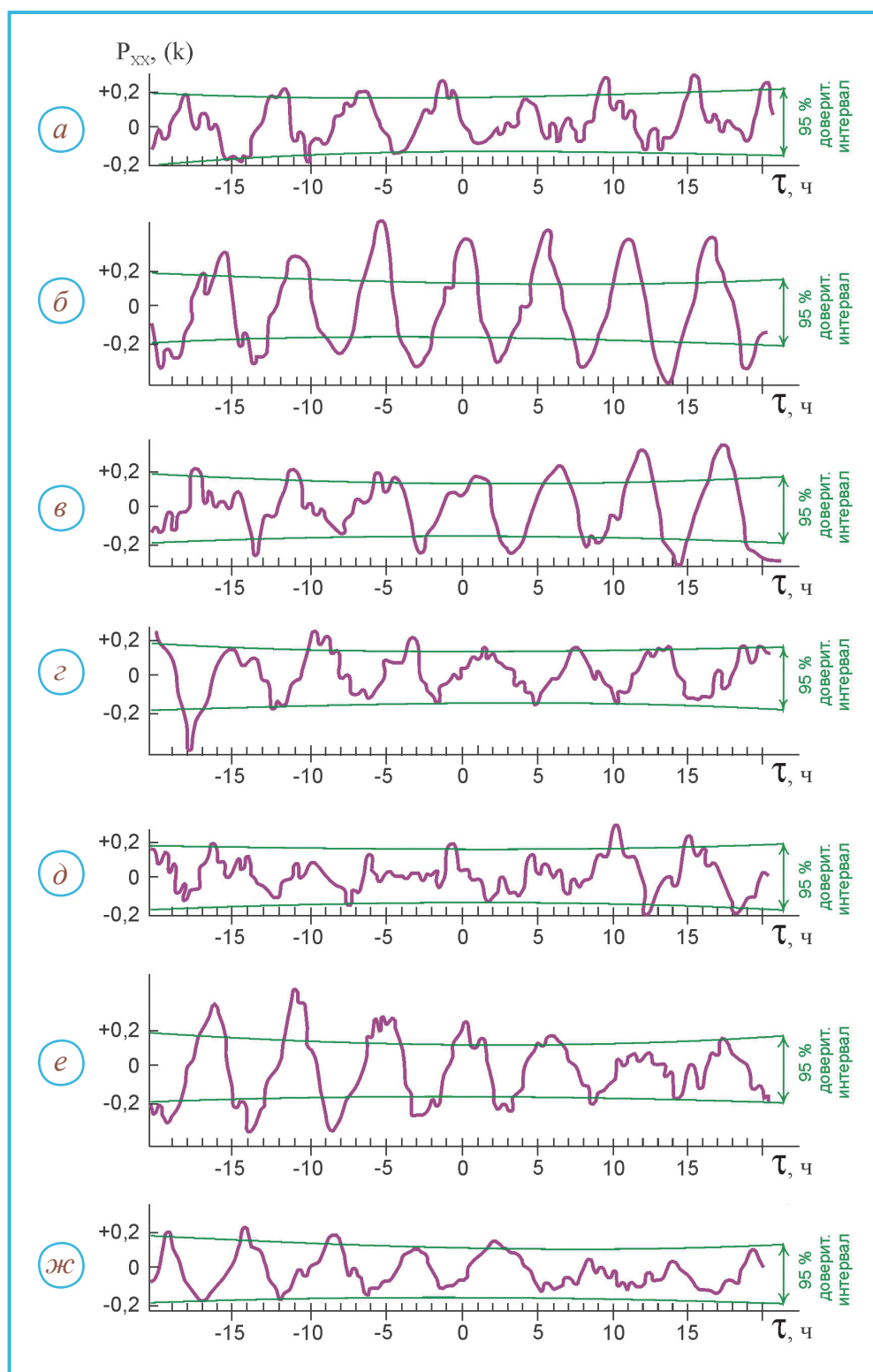


Рис. 3-15. Кросскоррелогаммы ряда огибающей вулканического дрожания, соответствующего интервалу времени 04 ч 14.08 – 05 ч 16.08.1984 г., с рядами огибающей вулканического дрожания, соответствующими следующим интервалам времени 1984 г.: *a* – 16 ч 01.08 – 17 ч 03.08; *б* – 18 ч 03.08 – 19 ч 05.08; *в* – 20 ч 05.08 – 21 ч 07.08; *г* – 22 ч 07.08 – 23 ч 09.08; *д* – 00 ч 10.08 – 01 ч 12.08; *е* – 02 ч 12.08 – 03 ч 14.08; *жс* – 19 ч 20.08 – 20 ч 22.08.

Для всех графиков по оси ординат отложен коэффициент кросскорреляции – $P_{XX}(\tau)$, по оси абсцисс сдвиг по времени – τ , ч; зеленые линии на графиках ограничивают 95% доверительный интервал значений взаимной корреляции

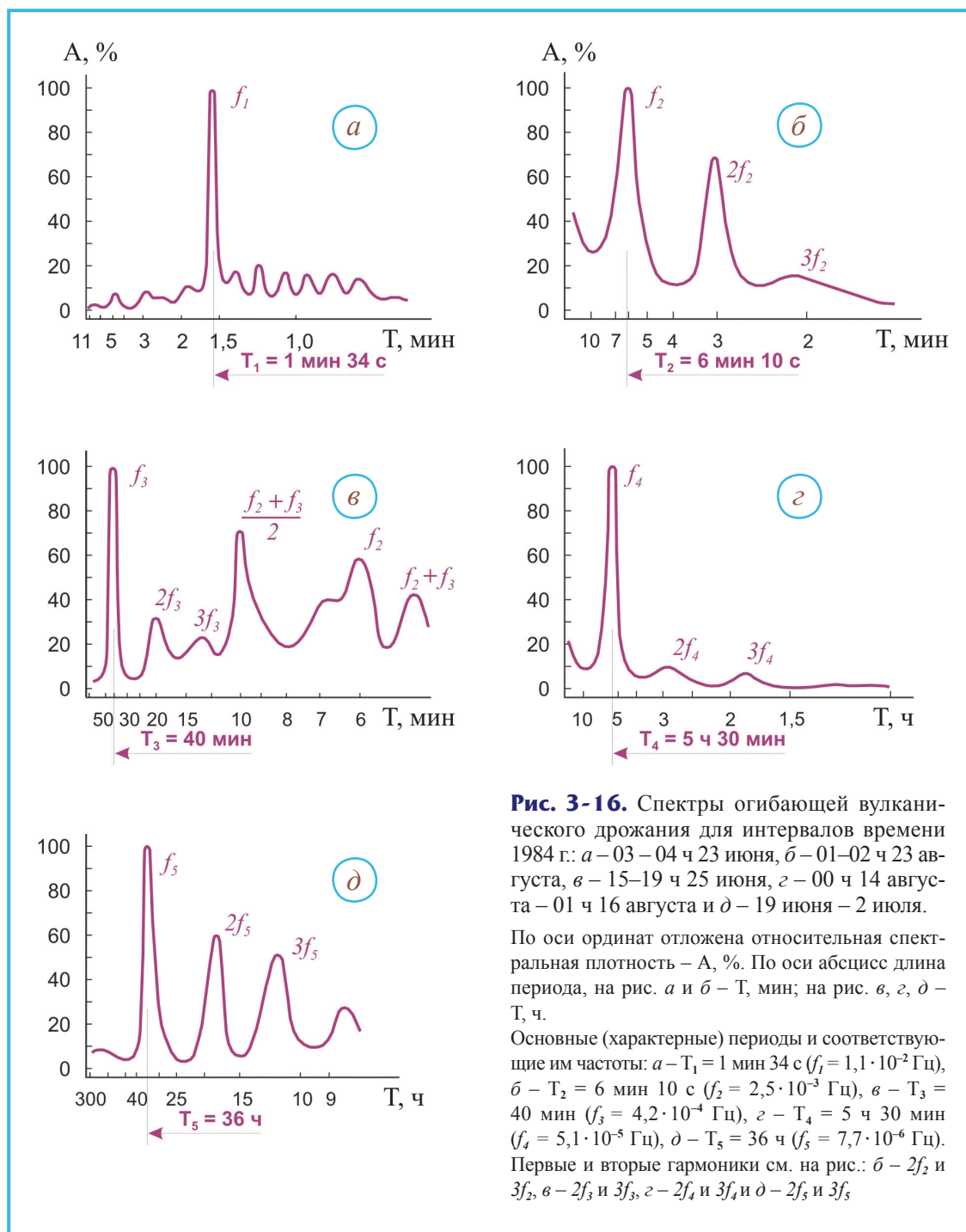


Рис. 3-16. Спектры огибающей вулканического дрожания для интервалов времени 1984 г.: *а* – 03–04 ч 23 июня, *б* – 01–02 ч 23 августа, *в* – 15–19 ч 25 июня, *г* – 00 ч 14 августа – 01 ч 16 августа и *д* – 19 июня – 2 июля.

По оси ординат отложена относительная спектральная плотность – A , %. По оси абсцисс длина периода, на рис. *а* и *б* – T , мин; на рис. *в*, *г*, *д* – T , ч.

Основные (характерные) периоды и соответствующие им частоты: *а* – $T_1 = 1 \text{ мин } 34 \text{ с}$ ($f_1 = 1,1 \cdot 10^{-2} \text{ Гц}$), *б* – $T_2 = 6 \text{ мин } 10 \text{ с}$ ($f_2 = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ Гц}$), *в* – $T_3 = 40 \text{ мин}$ ($f_3 = 4,2 \cdot 10^{-4} \text{ Гц}$), *г* – $T_4 = 5 \text{ ч } 30 \text{ мин}$ ($f_4 = 5,1 \cdot 10^{-5} \text{ Гц}$), *д* – $T_5 = 36 \text{ ч}$ ($f_5 = 7,7 \cdot 10^{-6} \text{ Гц}$). Первые и вторые гармоники см. на рис.: *б* – $2f_2$ и $3f_2$, *в* – $2f_3$ и $3f_3$, *г* – $2f_4$ и $3f_4$ и *д* – $2f_5$ и $3f_5$.

му и трудно выделяемому виду деятельности вулкана, необходимо уделять дополнительное внимание.

Секундные периодичности, установленные в ходе режимных наблюдений, по сейсмическим данным не выделялись, так как первичный материал – записи низкочастотного вулканического дрожания, исключает такую возможность.

3.3.5.2. Влияние лунно-солнечного деформирующего процесса

Кроме пяти основных периодов – T_1 – T_5 , в составляющей огибающей вулканического дрожания основного ряда 1984 г. были выявлены периодичности, которые обусловлены лунно-солнечным приливным деформирующим процессом. Для одного из интер-

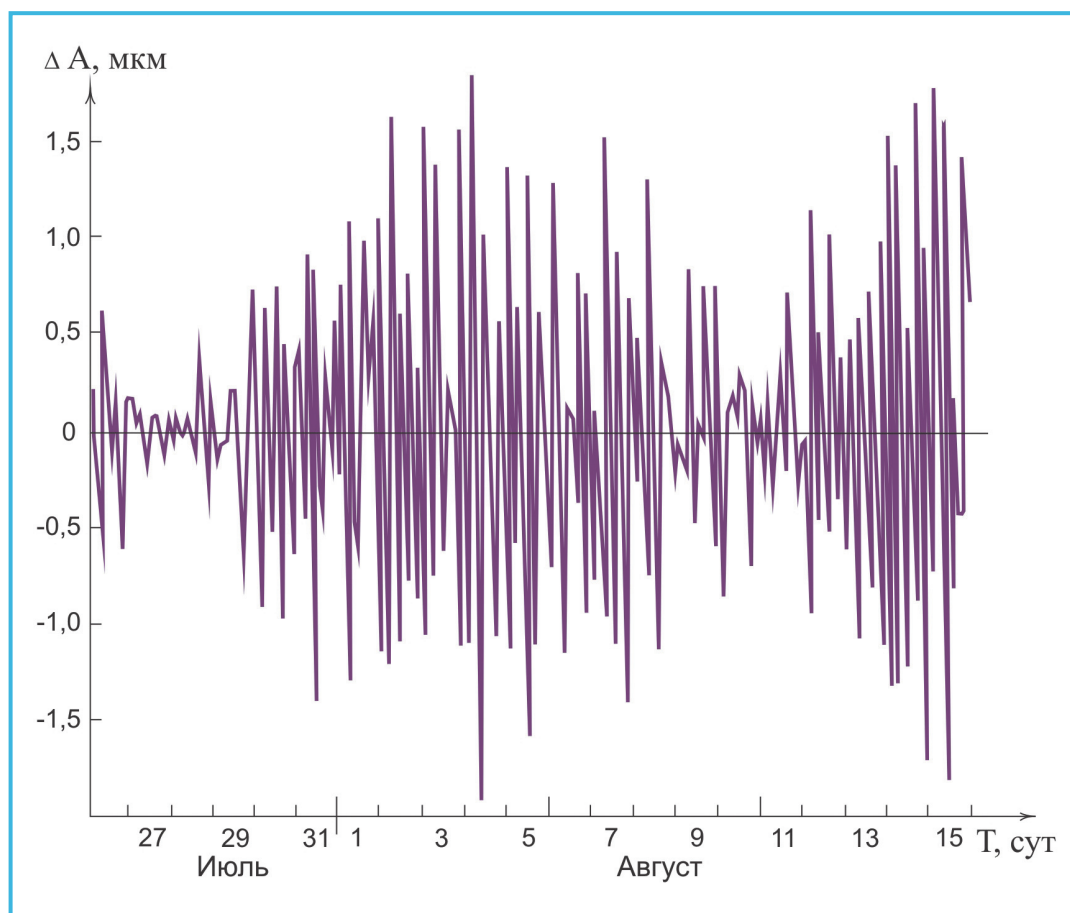


Рис. 3-17. Флуктуации приращения амплитуды вулканического дрожания относительно среднего уровня для интервала основного ряда 1984 г. с 16 июля по 26 августа.

По оси ординат отложено приращение амплитуды вулканического дрожания относительно среднего уровня — ΔA , мкм, по оси абсцисс время — t , сутки

валов основного ряда 1984 г. с 16 июля по 26 августа было проведено сглаживание скользящим средним по девяти точкам. Затем из него выбрана каждая девятая точка. Из полученной выборки был удален тренд (вычислены первые разности ряда). Остаток представлен на **рис. 3-17**. По виду графика можно предположить, что существует модуляция амплитуды вулканического дрожания, которая возбуждается периодическим процессом продолжительностью 14 суток. Максимальная глубина модуляции наблюдалась 10 и 11 августа, когда шестичасовые пульсации вулканического дрожания отсутствовали. Резкое повышение интенсивности дрожания (1 августа) на глубину модуляции не влияет. Отсюда следует, что на ход извержения оказывает влияние какой-то внешний процесс; вероятнее всего, это двухнедельный лунный прилив. К сожалению, длина исходного ряда была недостаточна для уверенного выделения 14-суточной периодичности.

Более информативны данные, полученные с помощью кросскоррелограмм, связывающих ряды поправок на приливное изменение силы тяжести (Δg) и соответствующие им по времени ряды значений огибающей вулканического дрожания для трех интервалов времени (13 ч 19 июня — 01 ч 01 июля; 02 ч 09 июля — 01 ч 16 июля; 02 ч 01 августа — 01 ч 12 августа 1984 г.). Значения Δg , измеряемые в миллигалах, были предварительно сняты с графика изменения силы тяжести от лунно-солнечного воздействия с отсчетом в 1 ч для тех же интервалов времени. На их основе получены временные ряды числовых значений, отражающие изменение силы тяжести за счет лунно-солнечного воздействия, и проведена их спектральная оценка; в итоге на результирующем графике зафиксировано два пика, соответствующие 12 и 24 ч (**рис. 3-18**). На кросскоррелограммах (**рис. 3-19**) четко видна та же периодичность — 12 и 24 ч. Кроме того, на кросскоррелограммах можно видеть, как

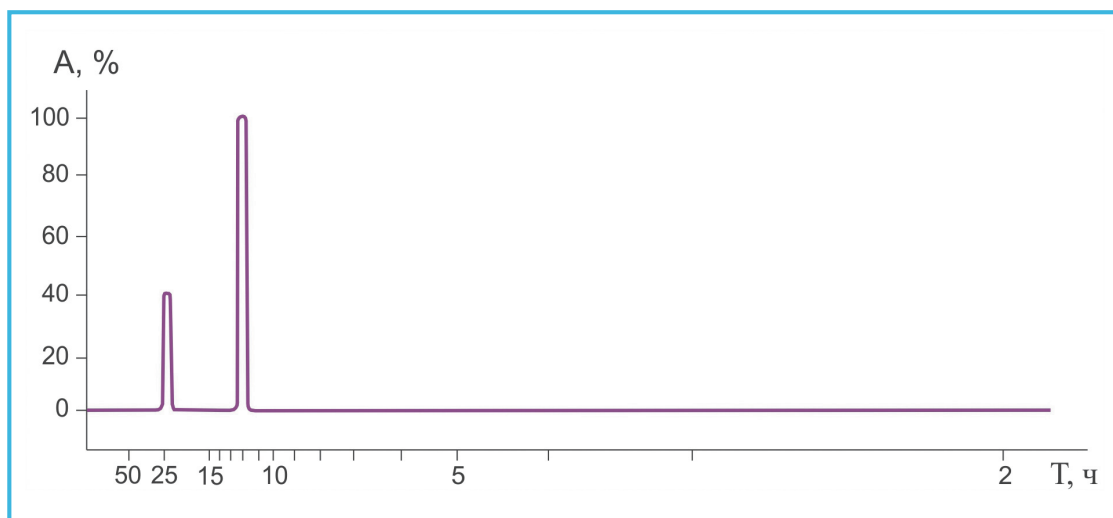


Рис. 3-18. Спектр ряда значений поправок на изменение силы тяжести от лунно-солнечного воздействия. По оси ординат отложена относительная спектральная плотность – A , %; по оси абсцисс длина периода – T , ч

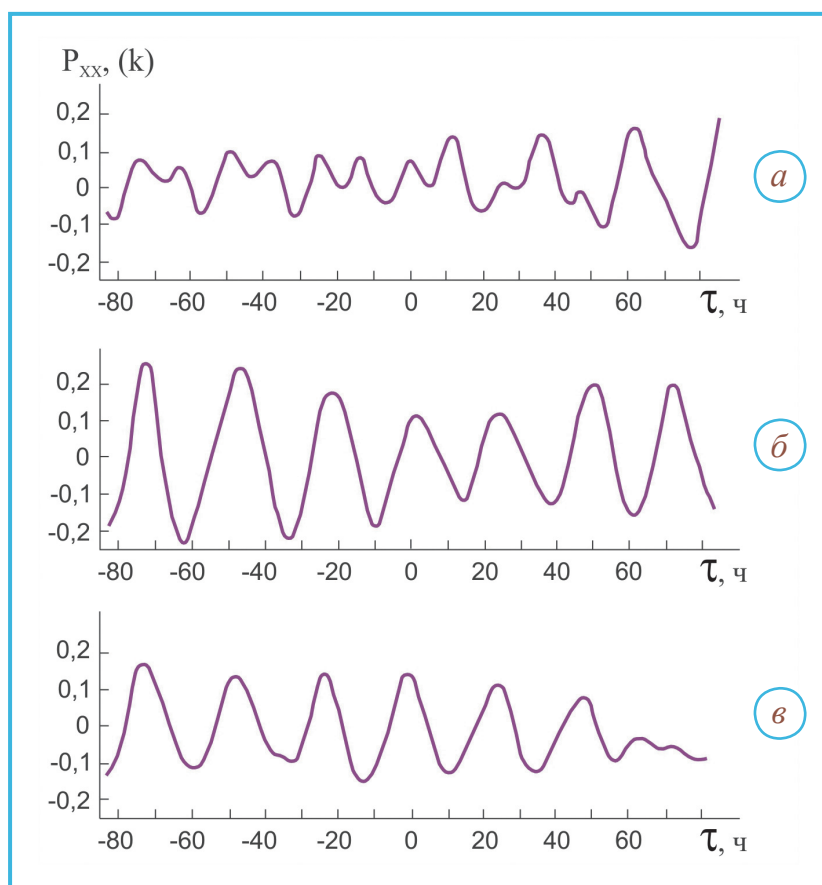


Рис. 3-19. Кросскоррелограммы рядов поправок на изменение силы тяжести от лунно-солнечного воздействия и соответствующих им по времени рядов значений огибающей вулканического дрожания для интервалов времени 1984 г.: a – 13 ч 19 июня – 01 ч 1 июля; $б$ – 02 ч 9 июля – 01 ч 16 июля; $в$ – 02 ч 1 августа – 01 ч 12 августа.

Для всех графиков по оси ординат отложен коэффициент кросскорреляции – $P_{xx}(\tau)$, по оси абсцисс сдвиг по времени – τ , ч

изменяются коэффициенты корреляции во времени. Сначала величины отдельных пиков примерно равновелики, затем заметно начинает преобладать 24-часовой пик, далее он становится доминирующим, а в конце рассматриваемого отрезка времени вновь появляется 12-часовой пик.

Приведенные материалы убедительно свидетельствуют о влиянии на динамику извержения лунно-солнечных приливных деформирующих процессов. Следует отметить, что такие же периодичности – полусуточная и суточная, фиксировались и в вышеприведенном литературном обзоре периодичностей за 1932–1984 гг. (см. **рис. 3-01**).

3.3.5.3. Периодичности 1978 г. (ретроспективный анализ)

Важным элементом исследований представлялось выявление в динамике извержений Ключевского вулкана периодического процесса с длиной периода более суток. Такие периодичности чрезвычайно сложно выделить при непосредственном изучении динамики извержений и при стандартном подходе к обработке сейсмических материалов.

Режимные наблюдения 1983 г. показали существование периодичности с длиной периода около 4,7 суток (см. **рис. 3-01**). Спектральный анализ данных 1984 г. позволил выделить 36-часовую периодичность (см. **рис. 3-16д**). Эти результаты были получены разными методами, на разных извержениях, при этом они имели значительную разницу в длине периода. Мы не могли объединить эти два разроз-

ненных значения в единую группу, но оставлять без внимания эти данные не считали возможным, поэтому был проведен ретроспективный анализ вулканического дрожания.

Были проанализированы сейсмические ленты, записанные во время предыдущих извержений Ключевского вулкана. Установлено, что периодичность с наиболее длинным периодом наблюдалась во время вершинного извержения 1978 г., она представлена на **рис. 3-20**. На графике хорошо выражены четыре полных периода, продолжительность каждого около 3-х суток (длины периодов слева направо – 64 ч, 70 ч, 67 ч и 81 ч). Следует обратить внимание на то, что вулканическое дрожание не опускалось ниже значения 0,4 мкм, это означает, что извержение не прекращалось, и представленная близкая к 3-суточной периодичность ($T_{\text{ср}} = 70,5$ ч) определяется свойствами магматической системы.

Полученные данные, рассмотренные совместно с 36-часовой (**рис. 3-01**) и 4,7 суточной (**рис. 3-16 д**) периодичностями, позволяют выделить еще одну – 6-ю группу периодичностей (T_6) в динамике извержений Ключевского вулкана. Это длинные суточные периодичности, имеющие период от 1,5 до 4,7 суток.

Заканчивая описание этого раздела, отметим, что для установления эруптивных периодических процессов и для определения свойств их проявления в динамике извержений необходимо использовать данные режимных наблюдений. Для анализа периодических процессов следует использовать инструментально зарегистрированные ряды непрерывных сейсмических данных, для их обработки следует применять соответствующие методики и методы

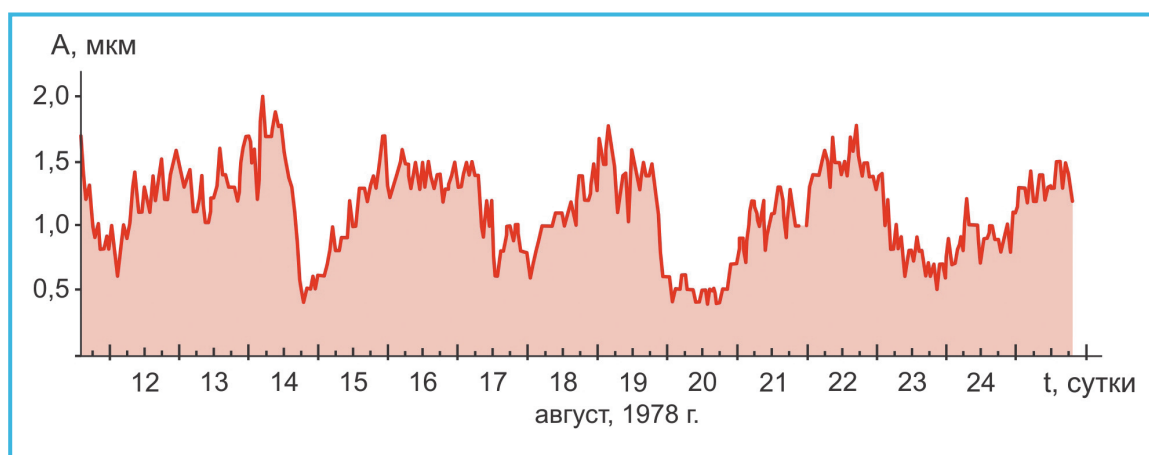


Рис. 3-20. График изменения во времени максимальной амплитуды вулканического дрожания (A_{max}) для интервала с 20 ч 11.08 по 20 ч 25.08.1978 г.

По оси ординат максимальная амплитуда вулканического дрожания – A , мкм, по оси абсцисс время – t , сутки. Четко выражена близкая к 3-суточной периодичность: четыре полных периода представлены на графике

математической статистики. Все это необходимые составляющие единого комплексного исследования, позволяющего изучить периодические флуктуации в динамике извержений.

3.3.6. Основные выводы по разделу 3.3

1. Анализ эруптивной деятельности Ключевского вулкана за 52 года по литературным данным и режимным наблюдениям показал, что в динамике извержений выделяются шесть групп периодичностей (3 – основные, 1 – промежуточная, 1 – многосуточная и 1 – наведенная). К основным относятся характерные, ярко выраженные события, занимающие четкий временной интервал, обладающие конкретными свойствами и коррелирующие с такими проявлениями вулканической активности как: пульсирующее фонтанирование – 0,66–5 с; стромболианские взрывы – 20 с – 20 мин и периодическое фонтанирование – 1,5–8 ч. Промежуточная группа характеризуется периодически возникающими сериями взрывов или кратковременными лавовыми фонтанами – 30–60 мин. Многосуточная периодичность ~4,7 суток – это единственное описание, которое приведено для эксплозивной активности. Наведенная периодичность – коррелирует с полусуточной, суточной и месячной периодичностью, проявляется в фумарольной деятельности и коррелирует с лунно-солнечными деформирующими процессами.

2. Создана новая методика исследования эруптивных закономерностей и периодичностей в динамике извержений базальтовых-андеизбазальтовых вулканов – метод эквидистантного поинтервального отсчета, предназначенный для изучения вулканического дрожания, непрерывно регистрируемого в районах извержений. Методика основана на изучении изменения одного параметра – максимальной амплитуды вулканического дрожания, и позволяет исследовать периодичности продолжительностью от 40 с до 50 ч.

3. В результате исследований временных вариаций уровня низкочастотного вулканического дрожания в ходе извержений Ключевского вулкана 1983–1984 гг. установлено, что в диапазоне $5,5 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-2}$ Гц существует дискретный набор частот (пять основных) огибающей вулканического дрожания (в скобках приведена длина периода): $1,1 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_1 = 1$ мин 34 с), $2,5 \cdot 10^{-3}$ Гц ($T_2 = 6$ мин 10 с), $4,2 \cdot 10^{-4}$ Гц ($T_3 = 40$ мин), $5,1 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T_4 = 5$ ч 30 мин), $7,7 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_5 = 36$ ч) и суперпозиции их гармоник. Этот набор частот сохраняется

в течение всего изученного интервала извержения 1983–1984 гг. – 1 год и 7 месяцев. В динамике извержения 1978 г. была установлена периодичность продолжительностью трое суток ($T_6 = 70,5$ ч).

4. Установлено, что набор основных частот огибающей вулканического дрожания в исследованном диапазоне $5,5 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-2}$ Гц не зависит от мощности извержения. В то же время с изменением мощности извержения, соответственно, изменяется амплитуда пиков в спектре огибающей вулканического дрожания (при увеличении мощности извержения увеличивается амплитуда низкочастотных пиков, и наоборот).

5. Изучение огибающей вулканического дрожания позволило установить влияние на динамику извержений Ключевского вулкана 1983–1984 гг. лунно-солнечных приливных деформирующих процессов, о чем свидетельствуют появление на кросскоррелограммах 24-часового и 12-часового пиков и характер изменения коэффициентов корреляции во времени. Такие же периодичности отмечена и при анализе исторических извержений 1932–1984 гг.

6. Показано, что основные эруптивные периоды (T_1 – T_6), выделенные при изучении огибающей вулканического дрожания, являются характерными для извержений Ключевского вулкана. Четыре из пяти периодов, полученных по сейсмологическим данным, проявлялись в динамике извержений прошлых лет – с 1932 по 1984 гг. Соответственно: T_1 (1 мин 34 с) и T_2 (6 мин 10 с) входят во вторую группу (стромболианские взрывы) периодичностей исторического обзора, T_3 (40 мин) – в третью (промежуточные периодичности) и T_4 (5 ч 30 мин) – в четвертую группу (периодическое фонтанирование). T_5 (36 ч) и T_6 (70,5 ч) в извержениях прошлых лет не отмечались, однако рассмотрение их совокупно с периодичностью 4,7 суток позволяет объединить их в единую группу «длинных», более суток, периодичностей.

7. Впервые в практике вулканологии было выполнено специальное исследование набора периодичностей (от секунд до нескольких суток), характерных для эруптивной деятельности базальтового-андеизбазальтового вулкана. Выявленный в ходе наших работ в середине 1990-х годов прошлого столетия на Ключевском вулкане широкий временной диапазон периодичностей не установлен до настоящего времени (2019 г.) ни для одного вулкана в мире.

Во время исследования извержений было установлено, что Ключевской вулкан фактически представляет собой мощный широкополосный генератор природных периодических процессов. Хотелось понять природу этих процессов, а также механизмы «запуска» и «выключения» периодических процес-

сов для каждого временного уровня. Для объяснения этих явлений в 1985–1990 гг. были привлечены данные по другим вулканам, но оказалось, что описания периодических явлений в динамике извержений не приводятся ни для одного вулкана в мире. Попытки определить причину периодичностей, используя известные физические законы, также не увенчались успехом: нам не удалось найти в физике изученного аналога этих процессов. Мы столкнулись с явлениями, ранее не описанными для других вулканов мира,

с процессами, которым не было объяснения в физической науке.

Для определения механизмов этих явлений было принято решение продолжить изучение периодических явлений в динамике извержений Ключевского вулкана. Мы полагали, что новые данные позволят установить основные характеристики периодических вариаций, которые в последующем лягут в основу модельных построений и позволят разобраться в природе этих процессов.

3.4. ТРИ ГРУППЫ ПЕРИОДИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ЭРУПТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

В предыдущем разделе было показано, что закономерной составляющей динамики извержений Ключевского вулкана являются периодические процессы. Они проявляются на разных временных уровнях и, как было установлено, связаны с разными проявлениями эруптивной активности. Анализ вулканологических и сейсмологических данных позволил выделить три основные группы периодических явлений в динамике извержений, охватывающие интервалы: секунды (пульсирующее фонтанирование), минуты–десять минут (стромболианские взрывы) и часы (периодическое фонтанирование). Рассмотрим каждую из них более детально.

3.4.1. Периодичность пульсирующего фонтанирования

Сведения о секундных периодичностях в динамике извержений крайне скудны, поэтому чтобы составить представление о характере этого явления, будут приведены описания всех имеющихся данных.

Первое наблюдение секундной периодичности пульсирующего фонтанирования на Ключевском вулкане относится к вершинному извержению 24 января 1938 г.: «выбросы бомб происходили, примерно, через 1 с» [Меняйлов, Набоко, 1939]. Наблюдения проводились с расстояния 45 км, высота выброса бомб не сообщается. Ниже по тексту будут приведены данные о высоте выбросов в тех случаях, если они указывались в первоисточнике.

Следующее описание секундных периодичностей было выполнено во время извержения прорыва Пий-па 1966 г.: взрывы происходили через 0,66–0,7 с – «фонтаны раскаленной лавы 300–400 м, отдельные бомбы на высоту 800–1000 м» (11–12 октября), через 2 с (конец октября – первая половина ноября), через 2,5–3 с (16 ноября) [Кирсанов, 1968].

Во время вершинного извержения Ключевского вулкана 1978 г. взрывы происходили через 1 с «взрывы с выбросом раскаленного лавового материала на высоту 100–150 м» (2–4 августа), 2–3 с (10 июля) и 3 с – «выбросы раскаленного материала на высоту до 250–300 м» (20 июля) (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

Во время извержения побочного прорыва Предсказанный в 1983 г. 23 марта взрывы следовали с интервалом 3–5 с – «выбросы бомб на высоту до 40 м над кромкой кратера», а 10 июня с интервалом 3–4 с – «высота полета бомб до 80 м» [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985].

Наиболее детальные наблюдения секундных периодичностей пульсирующего фонтанирования выполнены автором во время вершинного извержения в июле–августе 1984 г. с расстояния 14 км от кратера (домик Гляциологов). В деятельности вулкана выделялись эпизоды интенсивного фонтанирования, когда из кратера вырывались огненные фонтаны *раскаленного* шлака и вулканических *бомб* высотой 200–800 м. В динамике фонтанирующей струи было выделено два режима – равномерный и пульсирующий. При равномерном режиме огненная струя бомб имела достаточно постоянную форму однород-

ного факела. Пульсирующий режим характеризовался тем, что по огненной струе снизу вверх через каждые несколько секунд проскакивала более плотная, более яркая, более насыщенная порция бомб – своеобразный резкий кратковременный высокоинтенсивный импульс. Временами этот импульс выглядел как фронт распространяющейся волны, а иногда как общее кратковременное усиление. Иногда верхняя часть движущейся порции раскаленных бомб приобретала форму стрелы или нескольких стрел. В отдельные моменты каждый последующий импульс походил на взрыв (взрывообразное проявление), происходящий в нижней части огненной струи. В результате проявлений импульсов складывалась картина последовательно происходящих взрывов, следующих друг за другом через секундные интервалы. Иногда это выглядело как последовательное появление отдельных порций раскаленных бомб. Временами этот тип активности напоминал своеобразный кратковременный прострел раскаленной колонны. Описываемые импульсы, ритмично следующие друг за другом по огненной струе бомб, создавали эффект усиления и ослабления, а их последовательное чередование обеспечивало устойчивый повторяющийся процесс – пульсирующее фонтанирование.

Интервалы между следующими друг за другом пульсирующими усилениями не всегда были одинаковы. В одних случаях они составляли около 2 с (20 июля 1984 г.), в других – около 3 с (4 августа 1984 г.). Иногда пульсирующий характер исчезал, и струя фонтана выглядела довольно однородной (режим равномерного фонтанирования). При переходе извержения в пульсирующий режим интенсивность извержения увеличивалась – бомбы летели выше и разлетались дальше.

Наблюдения показали, что пульсирующее фонтанирование не было следствием аэродинамического преобразования, происходившего в огненной струе, как это часто наблюдается в газопепловой колонне. В нашем случае, периодические импульсы начинались непосредственно от кромки кратера, то есть процесс пульсирующего фонтанирования является следствием эндогенного структурирования в поднимающейся магматической колонне.

Выделение процесса пульсирующего фонтанирования проведено по материалам литературных источников и по результатам наших режимных наблюдений 1983–1984 гг. К сожалению, использование данных региональных сейсмических станций, расположенных на расстояниях 14 км и более от места извержения и регистрирующих низкочастотное вулканическое дрожание, не позволяет выделять периодические флуктуации пульсирующего фонтани-

рования из-за ослабления, рассеяния и преломления сейсмического сигнала.

Подводя итог описанию, отметим, что пульсирующее фонтанирование – это процесс, который возникает в огненной струе бомб. Оно реализуется в широком диапазоне интенсивности извержения – при высоте фонтанирования от 40 м до 800 м, а, возможно, и выше. Пульсирующее фонтанирование реализуется в интервале периодов – 0,66–5 с (см. [рис. 3-01](#)), оно возникает во время вершинных и побочных извержений, может происходить при одновременном излиянии лавовых потоков или без них. Режим пульсирующего фонтанирования обычно существует десятки секунд, минуты, возможно, десятки минут, затем может сменяться равномерным фонтанированием, а через какое-то время вновь переходить в пульсирующий режим.

Механизм пульсирующего фонтанирования в литературе не описан, его обсуждение будет проведено в [Главе 5](#) настоящей работы.

3.4.2. Периодичность стромболианских взрывов

Ритмичность в повторяемости вулканических выбросов/взрывов – стромболианский тип извержения – описана в литературе для многих базальтовых и андезибазальтовых вулканов мира. Впервые четыре типа извержений выделили [[Lacroix, 1904](#); [Mercalli, 1907](#)] – гавайский, стромболианский, вулканический и пелейский; они предложили отличать один тип от другого по легкости выделения газа из лавы, что в свою очередь зависит от вязкости магм. Эта классификация является базовой и широко применяется при описании извержений.

Несмотря на то, что термину «стромболианский тип извержения» уже более 100 лет, до настоящего времени не существует определения, которое могло бы дать полное представление об этом явлении. В работах указываются разные интервалы между выбросами/взрывами, например: «в среднем через минуту» [[Escher, 1929](#)], «10–12 мин» [[Wolff, 1914](#)], «с интервалами от нескольких минут до получаса, чаще всего, промежутки равны 15 мин» [[Тазиев, 1961](#)], «интервал 15–20 мин» [[Bullard, 1963](#); [Луцкий, 1971](#)] и «от 15 мин до нескольких часов» [[Путман, 1964](#)]. Указываются разные высоты выбросов/взрывов: 10–100 м [[Макдоналд, 1975](#)], 50–300 м [[Тазиев, 1961](#)], 150–350 м [[Bullard, 1963](#)], бомбы до 300 м, а пепел до 600 м [[Путман, 1964](#)]. Конкретный выброс/взрыв описывается по-разному, например: «короткие выстрелоподобные взрывы» [[Wolff, 1914](#)], «выброс газа и раскаленных облаков представлял со-



Рис. 3-21. Пепловый выброс на вулкане Стромболи, высота ~300 м. 29 августа 2004 г. Фото А.Ю. Озерова

бой «стремительное выделение», подобное выстрелу ракеты, а не взрыв» [Bullard, 1963], «слабые до мощных выбросы пастообразных пузырей» [Макдоналд, 1975] и «выбросы продолжаются от 10 до 40 с» [Путман, 1964].

Исследователи, как обязательное условие, обычно отмечают в выбросах раскаленные обрывки лавы, скрученные и грушевидные бомбы. При этом о наличии пепла в облаках выбросов существуют значительные расхождения: «сопровождаемых выбросом раскаленных продуктов (но не пеплов)» [Lacroix, 1904]; «эруптивные тучи, почти свободные от пепла, поэтому имеющие светлую, а не устрашающую темную окраску» [Mercalli, 1907]; «большие массы пепла не выбрасываются» [Wolff, 1914]; «пепел выбрасывается незначительно» [Escher, 1929]; «Выбросы раскаленных обломков лавы вместе с белым эруптивным облаком, указывающим на малое содержание в нем пепла» [Bullard, 1962]; «Пепел находится в относительно подчиненном количестве; выше границы выбросов лапиллей цвет вулканического облака в основном желтоватый до белого» [Макдоналд, 1975]; «Плотные буро-серые тучи пепла часто достигают 500–600-метровой высоты» [Путман, 1964]. Собственные наблюдения автора на вулкане Стромболи в 2004 г., показывают, что пепел

(в значительном его количестве) по всему облаку выброса/взрыва распределялся достаточно равномерно (рис. 3-21).

Кроме того, в описаниях отсутствуют данные о важных характеристиках: устойчивость параметров отдельных, следующих друг за другом, выбросов/взрывов, размеры бомб, количество выброшенного магматического вещества, не визуализирована динамическая составляющая взрывного процесса.

Отметим также, что не все вулканологи считают правомочным использование термина «стромболианский тип извержения». Приведем полную цитату из книги [Путман, 1964]: «Стромболи издавна известен своей деятельностью с выбросом шлаков и лавы, которая по его имени получила название стромболианской деятельности. Но деятельность Стромболи отнюдь не ограничивается выбросом шлаков и лавы. Временами преобладают ритмичные выделения пара, затем снова происходят сильные извержения с излиянием лавы, после которых наступает состояние истощения, сопровождаемое только сольфатарной деятельностью. Поэтому автор предпочел не говорить о стромболианской деятельности, а применить однозначное название – *деятельность с выбросами шлаков* (Schlackenwurfätigkeit) или *деятельность с выбросом обрывков лавы* (Lavawurfätigkeit)».

Из приведенного обзора следует, что использующийся в литературе термин «стромболианский тип извержения» имеет широкое толкование. В данном разделе, чтобы представить полную картину описываемого события, приведем новые характеристики стромболианского типа извержения на Ключевском вулкане. В **Главе 5** будут изложены наши представления о механизме этого явления.

В результате комплексного анализа данных исторических извержений Ключевского вулкана (1932–

1984 гг.), изучения извержений 1983–1984 гг. и результатов сейсмологических исследований извержений 1983–1984 гг. установлено, что существует широкий диапазон проявления периодичностей (от 20 с до 20 мин) в динамической последовательности одиночных стромболианских взрывов/выбросов (см. **рис. 3-01**). Приведем пример, характеризующий различные составляющие этого процесса.

На **рис. 3-22** представлены две стороны одного и того же взрыва: его внешнее проявление – трассы

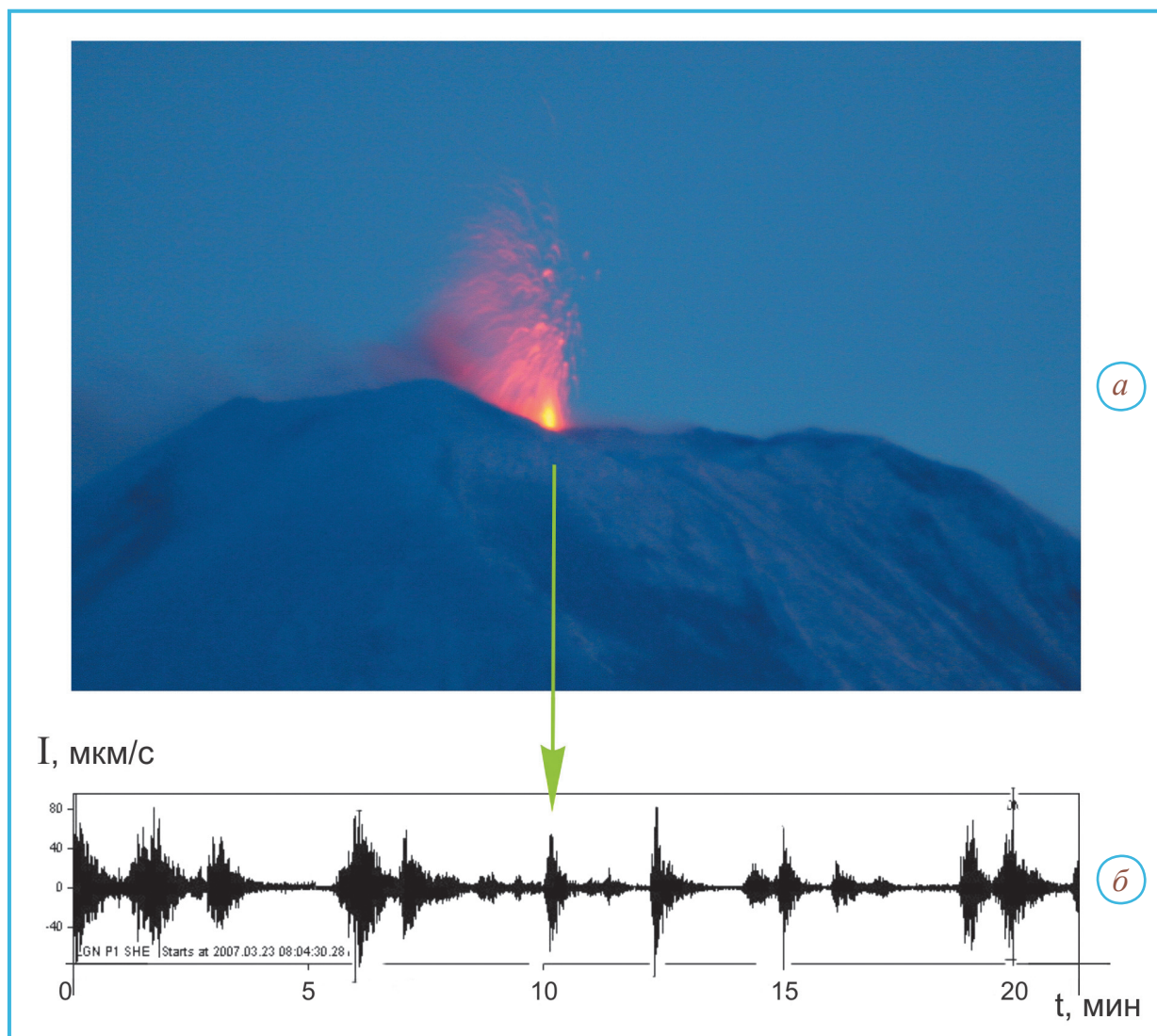


Рис. 3-22. Сопоставление особенностей взрывной деятельности в вершинном кратере вулкана Ключевской с характером сейсмического режима [Ozerov, 2009].

а – взрыв в вершинном кратере вулкана Ключевской 23 марта 2007 г. (08 ч 14 мин 30 с; GMT). Вид с севера. Максимальная высота выброса бомб – 230 м. Объем выброшенного магматического материала ~32 т (минимальная оценка). Съемка выполнена с расстояния 32 км. Фото Ю.В. Демянчука;

б – фрагмент (21 мин) сейсмической записи взрывной активности вершинного кратера вулкана Ключевской, 23 марта 2007 г. (начало записи 08 ч 04 мин 30 с; GMT). Регистрация проводилась на сейсмостанции Логинов в 3,85 км от кратера. Данные Камчатского филиала Геофизической службы РАН.

Зеленой стрелкой показано сейсмическое событие, сопровождающее взрыв

бомб (**a**) и внутреннее – сейсмический отклик среды (**б**) [Ozerov, 2009]. На фотографии в центральной части вершинного кратера Ключевского вулкана хорошо виден красный султан взрыва, состоящий из светящихся раскаленных вулканических бомб, максимальная высота выброса бомб – 230 м (рис. 3-22a). Наблюдение за взрывами, проводимое синхронно с фоторегистрацией, показало, что за вылетом пластичных бомб следовали плотные клубы пепла. Во время съемки на вершине вулкана дул сильный ветер, который сносил бомбы и пепел в юго-восточном направлении, именно поэтому форма облака выброса/разлета бомб не симметрична.

Для оценки количества выброшенного материала использовались фотокадры начальника Камчатской вулканологической станции Ю.В. Демянчука, по которым проведено фотоизмерение (пиксельный анализ). Фотографирование выполнено в ночное время из пос. Ключи (расстояние 32 км от вершинного кратера) и в дневное время при аналогичной активности с сейсмостанции Апахончич (14,6 км от кратера). Размеры бомб определялись при помощи базовой компьютерной программы ACDSee. Эта программа позволяет устанавливать вывод изображения в пикселях и задавать увеличение фотокадра в интервале 200–500%. При таком подходе, можно четко видеть изображение каждого пикселя и подсчитать количество пикселей в диаметре каждой измеряемой бомбы. Далее, используя данные о расстоянии от места фотосъемки до вершины вулкана, угловой размер кадра в градусах, разрешение матрицы фотоаппарата в пикселях и фокусное расстояние объектива, можем рассчитать линейный размер пикселя в кадре.

Анализ условий фотографирования в дневное время показал, что на расстоянии 14,6 км размер одного пикселя $\sim 0,20$ м, то есть бомба размером 1 м на матрице фотоаппарата засвечивает 5 пикселей. Можно полагать, что точность измерений в случае 1-метровой бомбы при таком расстоянии составляет $\pm 0,20$ м.

Анализ ночных фотокадров показал, что «пиксельные» размеры бомб больше реальных, из-за засветки на матрице. Но количество средних и крупных бомб определяется более точно, так как в меньшей степени маскируется газовыми и пепловыми выделениями низкой концентрации.

Комбинированный анализ ночных и дневных фотоматериалов дает основание считать, что на фотографии рис. 3-22a средний размер светящихся бомб $\sim 0,5$ м. Подсчет количества светящихся точек и трасс по этой фотографии показал, что в представленном выбросе ~ 175 бомб такого размера. Если учесть, что бомбовой завесой закрыт левый сектор выброса, в котором по минимальным оценкам может находиться

около 15% бомб, то тогда общее количество полуметровых бомб достигает значения ~ 200 .

Плотность базальтов-андезитобазальтов Ключевского вулкана изменяется в широких пределах от 1,6 до 3,0 г/см³ [Козырев, 1990] и от 1,3 до 2,85 г/см³ [Ладыгин, Фролова, 2002]. Для пород вулкана, обладающих среднепористой текстурой, в работе [Ладыгин, Фролова, 2002] установлена плотность 2,05 г/см³. Именно это значение мы приняли для расчетов за среднюю плотность бомб. Если объем бомбы размером 0,5 м $\sim 0,07$ м³, тогда ее масса равна 0,134 т, соответственно 200 бомб $\sim 26,8$ т. Если к полученной цифре добавить еще большое количество невидимых на фотографии мелких бомб (допустим $\sim 10\%$, 2,68 т) и вулканический пепел (допустим $\sim 10\%$, 2,68 т), то получится, что представленный на фотографии взрыв выносит на поверхность по минимальным оценкам ~ 32 т раскаленных магматических пород. Точность нашего определения невысока, но оно позволяет составить общее представление о количестве выброшенных продуктов извержения.

Сейсмограмма, представленная на рис. 3-22б, отображает динамику последовательно происходящих стромболианских взрывов. Сейсмическая запись характеризует временной интервал продолжительностью 21 мин; за это время произошло 10 сильных сейсмических событий. Хорошо видно, что события отличаются друг от друга амплитудой, продолжительностью и характеристиками вступления. Интервалы между взрывами отличаются как по продолжительности, так и по интенсивности сигнала – в одних случаях уровень сигнала опускается до фонового значения, а в других – между взрывами наблюдаются слабые сейсмические события.

Совместное рассмотрение внешнего проявления взрыва и его запись на сейсмограмме показывают, что взрыв генерировал далеко не самое сильное сейсмическое событие (см. рис. 3-22). Запись сейсмограммы демонстрирует и более сильную активность, и более слабую. Вулканологи вынуждены разделять стромболианские взрывы по количеству выбрасываемых магматических продуктов [Ozerov, 2009]: слабые взрывы – менее 10 тонн, средние – 10–100 тонн и сильные – более 100 тонн. Таким образом, на фотографии представлен взрыв средней силы.

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что в целом стромболианскую деятельность следует охарактеризовать как дискретный квазипериодический разноамплитудный процесс, в котором отдельные взрывы могут отличаться как по характеру начальной фазы, так и по продолжительности.

Механизм формирования стромболианских взрывов, как процесс выхода из жидкой магмы крупных газовых снарядов, предложен в теоретических ра-

ботах [Дрознин, 1969; Дрознин, 1980]. Существуют две конструктивно разные газогидродинамические лабораторные установки для физического моделирования этих процессов: барьерный накопитель-дозатор [Vergniolle, Jaupart, 1985; Jaupart, Vergniolle, 1987] и комплекс аппаратуры моделирования базальтовых извержений (КАМБИ) [Озеров, 2007, 2009, 2010, 2016]. На этих установках реализованы разные принципы получения и подбора дискретных газожидкостных режимов. Обсуждение этих работ проведено в Главе 5.

3.4.3. Периодичность в динамике фонтанирования

С 1983 г. нами проводятся вулканологические и геофизические (вулканическое дрожание) исследования фонтанов раскаленных бомб на Ключевском вулкане. На основе анализа данных, обработанных с помощью статистических методов, впервые в динамике фонтанирования базальтовых-андезитобазальтовых вулканов были установлены устойчивые периодичности, которые проявляются в широком временном диапазоне – от 1 ч 30 мин до 8 ч [Озеров, Конов, 1987, 1988; Конов, Озеров, 1988], описание этих исследований приведено в предыдущих разделах настоящей главы.

Кроме исследований на Ключевском вулкане, были проведены поиски свидетельств периодического фонтанирования раскаленных бомб на других вулканах. Как уже отмечалось, описаний периодического фонтанирования в научной литературе нет. В связи с этим автором был выполнен анализ опубликованных записей сейсмограмм, фотографических и видеоматериалов, позволивший установить, что периодическое фонтанирование характерно и для других вулканов мира: Каркар и Маннам (Папуа – Новая Гвинея) [McNutt, 1992, 2002], Килауэ (Гавайи) [Barker et al., 2003], Нирагонго (Конго, Африка) [Kasereka, Wafula, Kavotha et al., 2003], НВ Рота-1 (Марианская впадина) [Chadwick et al., 2008], Толбачинский (Камчатка) [Горельчик, Сменаков, Хонзутин, 1978] и Этна (Италия) [Privitera et al., 2003].

Приведем описание периодического фонтанирования. Результаты наших исследований охватывают 30-летний интервал деятельности Ключевского вулкана (1978–2008 гг.). Работы проводились по следующим направлениям:

1) определение проявления режима периодического фонтанирования в ряду других режимов извержения;

2) исследование начальных и конечных параметров режима периодического фонтанирования;

3) выявление характерных особенностей периодического фонтанирования;

4) выявление тенденций в изменении длины периода в динамике периодического фонтанирования;

5) анализ литературных данных, выделение установленных тенденций в опубликованных материалах других авторов;

6) анализ геологических свидетельств периодического фонтанирования в строении шлаковых конусов.

3.4.3.1. Соотношение равномерных и периодических режимов извержения

Во время изучения извержения Ключевского вулкана 1993 г. нами было установлено, что при повышении интенсивности извержения в динамике фонтанирования возникли четкие периодичности. Детальный анализ этого явления был выполнен с использованием записей вулканического дрожания [Озеров, Firstov, Gavrilov, 2007]. На рис. 3-23а представлено изменение интенсивности вулканического дрожания (I , мкм/с) с 28 июня по 24 июля 1993 г.

Рассмотрим более детально события, представленные на графике. 29 июня около 16 ч при достижении интенсивности вулканического дрожания $I = 0,6$ мкм/с в структуре интенсивности дрожания возникает периодическая компонента, она сохраняется до 14 ч 2 июля (~3 суток); размах амплитуды интенсивности вулканического дрожания – 0,2–0,3 мкм/с. Спектральная плотность мощности интенсивности вулканического дрожания $S(\omega)$, вычисленная для указанного интервала времени представлена на рис. 3-23б (максимум приходится на период 2 ч 48 мин).

Далее на графике со 2-го по 9-ое июля наблюдается относительно плавный рост амплитуды интенсивности вулканического дрожания. Около 23 часов 10 июля при приближении к значению $I = 3$ мкм/с начинаются резкие глубокие флуктуации интенсивности вулканического дрожания, которые продолжаются около суток и в 18 ч 11 июля переходят в периодические колебания. Режим периодических колебаний, отмеченный на графике вертикальными пунктирными линиями, сохранялся до 14 ч 21 июля. За ~10 суток (с 18 ч 11 июля по 14 ч 21 июля) зарегистрировано 40 четких пиков; максимум спектральной плотности мощности интенсивности вулканического дрожания для этого интервала приходится на 6 часов 12 мин (рис. 3-23в). При этом мы осозна-

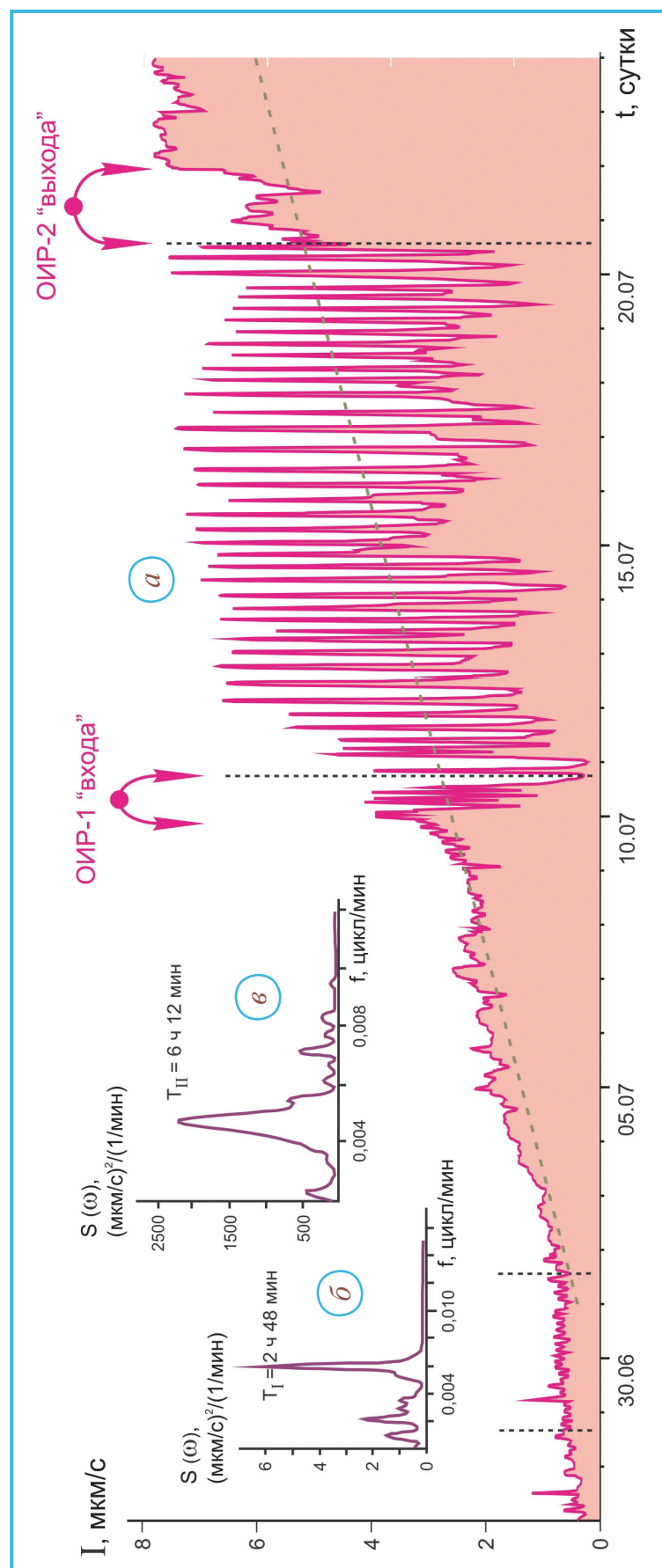


Рис. 3-23. График изменения интенсивности вулканического дрожания во времени, демонстрирующий возникновение, проявление и исчезновение двух видов периодичности ($T_I = 2 \text{ ч } 48 \text{ мин}$ и $T_{II} = 6 \text{ ч } 12 \text{ мин}$) в динамике извержения вершинного кратера Ключевского вулкана в 1993 г. [Ozerov, Firsov, Gavrilov, 2007].

a – график изменения интенсивности вулканического дрожания во времени для интервала 28 июня – 24 июля 1993 г. По оси ординат интенсивность вулканического дрожания – I , $\mu\text{m/s}$, по оси абсцисс время – t , сутки;
 b и ω – спектральная плотность мощности интенсивности вулканического дрожания для двух интервалов времени, показанных на графике a вертикальными пунктирными линиями: b – 19 час 29 июня – 14 час 2 июля и ω – 00 час 11 июля – 14 час 20 июля; по оси ординат спектральная плотность мощности вулканического дрожания – $S(\omega)$, $(\mu\text{m/s})^2/(1/\text{min})$, по оси абсцисс частота – f , цикл/мин;
 ОИР – области изменения режима извержения; ОИР-1 (далее «входа») – область интенсивности вулканического дрожания, соответствующая началу периодического режима, ОИР-2 (далее «выхода») – область завершения периодического режима; серо-зеленым пунктиром показана линия регрессии интенсивности вулканического дрожания для интервала 1 июля – 24 июля 1993 г.

ем, что это средняя длина периода. На графике хорошо видно, что длина периода изменяется во времени, например: 17 июля длина периода была ~8 ч, а 20 июля она составляла ~4 ч, при этом система не выходит за пределы периодического режима. В структуре описываемого периодического режима (11–21 июля) общее повышение интенсивности вулканического дрожания визуально фиксируется не очень выразительно: существуют интервалы возрастания (резкого – 11–13 июля, плавного – 13–17 июля) и убывания (18–20 июля), хотя в целом за 10 суток средний уровень вулканического дрожания увеличился на заметную величину. Это увеличение хорошо иллюстрирует линия регрессии, представленная на графике серо-зеленым цветом. В начале периодического интервала – 11 июля среднее значение $I \sim 2,8$ мкм/с, а в конце периодического интервала – 21 июля $I \sim 5,2$ мкм/с. Таким образом, амплитуда интенсивности дрожания за 10 суток выросла на значительную величину – 2,4 мкм/с.

21 июля начинается смена режима, глубокие периодические колебания интенсивности вулканического дрожания исчезают. Уровень постоянной составляющей интенсивности вулканического дрожания достигает значения 5,7 мкм/с. В области смены режимов еще наблюдаются реликты предыдущего периодического режима: с 20 ч 20 июля до 12 ч 21 июля в составляющей интенсивности вулканического дрожания прослеживаются три пика – расстояние между ними около 6 ч, близкое к значениям длины периода, только что описанного периодического режима. Затем к 23 июля амплитуда интенсивности вулканического дрожания достигает высокого уровня, 7,4 мкм/с, и начинается новый относительно равномерный режим извержения вулкана.

Отметим наиболее значимые эруптивные события, произошедшие с 2 по 24 июля. За это время на фоне общего повышения интенсивности вулканического дрожания последовательно проявились три режима: равномерного повышения – низкоинтенсивный (2–10 июля), периодический (40 периодов за 10 суток) и равномерный – высокоинтенсивный (23–24 июля). При этом на графике хорошо выделяются две области изменения режимов (ОИР), где извергающаяся система приобретает новые качества. Выделенные области имеют продолжительность около суток. Причем, на графике выделяются две разные области смены режимов, в них наблюдаются принципиально разные тенденции: «входа» в периодический режим и «выхода» из него. Опишем их более подробно. Относительно плавный рост вулканического дрожания 10 июля сменяется резкими глубокими нерегулярными изменениями амплитуды, которые продолжаются в течение суток (ОИР-1 «вхо-

да») и затем переходят в устойчивый периодический режим. Через 10 суток, «отработав» 40 периодов при продолжающемся повышении уровня дрожания, 21 июля происходит выход из периодического режима – ОИР-2 «выхода». Смена режимов в обоих случаях происходит на фоне общего повышения уровня вулканического дрожания, но в первом случае система «входит» в периодический режим, а во втором «выходит» из него, поэтому мы и предлагаем рассматривать выделенные области перехода как принципиально разные. ОИР-области ограничивают амплитудный интервал проявления периодического режима, это дает основание полагать, что они являются нижней (~3 мкм/с) и верхней (~5,2 мкм/с) амплитудными границами интенсивности вулканического дрожания, при которых возникает периодический режим.

Анализ графика **рис. 3-23а** показывает, что существует два вида периодического фонтанирования. В первом случае уровень постоянной составляющей интенсивности вулканического дрожания опускается до минимальных, близких к фоновым, значений – 0,2–0,3 мкм/с (11 июля), в это время визуальное извержение практически не наблюдается. Во втором случае, постоянная составляющая интенсивности вулканического дрожания находится на значимом уровне (>1 мкм/с), то есть между фазами интенсивного фонтанирования извержение становится значительно слабее, но при этом имеет отчетливое внешнее проявление.

Заканчивая описание периодических флуктуаций извержения 1993 г., отметим:

1. В динамике извержения установлены четкие периодические флуктуации ($T_I = 2$ ч 48 мин и $T_{II} = 6$ ч 12 мин).

2. При увеличении интенсивности извержения возбуждаются более продолжительные периоды: при низкой интенсивности – 2 ч 48 мин, а при более высокой – 6 ч 12 мин.

3. Длина периода не является фиксированной величиной, она может изменяться («растягиваться» и «сжиматься») в пределах интервала проявления периодического режима.

4. На фоне общего повышения интенсивности вулканического дрожания в интервале около 20 суток установлено последовательное проявление трех режимов: равномерный низкоинтенсивный, периодический и равномерный высокоинтенсивный.

5. Выявлены две области изменения режима извержения: ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода», в них эруптивная система приобретает новые качества. Эти области представляют нижнюю и верхнюю границы амплитуды интенсивности вулканического дрожания, ограничивающие периодический режим.

6. Установленные в 1993 г. периодичности двух типов ($T_I = 2 \text{ ч } 48 \text{ мин}$ и $T_{II} = 6 \text{ ч } 12 \text{ мин}$) хорошо коррелируют с описанной в разделах 1 и 2 третьей основной группой – периодическое фонтанирование (1,5–8 ч).

3.4.3.2. Учащающаяся периодичность в динамике фонтанирования

Во время извержения вершинного кратера Ключевского вулкана 2008–2009 гг. было установлено еще одно свойство периодического процесса – закономерное и значительное уменьшение длины периода в ходе извержения. Рис. 3-24, 3-25 и 3-26 демонстрируют этот процесс за один и тот же интервал времени – с 00 ч 00 мин 25 ноября по 24 ч 00 мин 5 декабря 2008 г. На рис. 3-24 приведены одиннадцать последовательных фрагментов суточных сейсмограмм, зарегистрированных на станции Каменистая. Чтобы увидеть целостную картину событий, представлены левые половины сейсмограмм, при этом, ввиду однородности записи, потери информации практически не происходит. График 3-25 демонстрирует изменения интенсивности вулканического дрожания. На рис. 3-26 приведена спектрограмма, отражающая изменение длины периода для исследуемого интервала извержения.

На сейсмолентах, графике интенсивности и спектрограмме хорошо видно, что 25 и 26 ноября извержение имело равномерный характер. Затем, 27 ноября около 02 ч 30 мин неожиданно и резко начался первый эпизод сильного фонтанирования, то есть произошло включение периодического режима. Извергающаяся система перешла в новое качество. 27 ноября длина периода составляла ~290 мин, затем происходило постепенное уменьшение длины периода: 28.11. ~240 мин; 29.11. ~140 мин; 30.11. ~140 мин; 01.12. ~130 мин, 02.12. ~100 мин и 03.12. ~90 мин. Длина периода 3 декабря приведена за первые 12 часов, так как во второй половине суток режим извержения изменился. 3 (вторая половина суток), 4 и 5 декабря в динамике извержения отсутствует явно выраженная периодическая составляющая. Общая продолжительность периодического режима составила 6,5 суток, за это время произошло около 60 периодических колебаний.

При рассмотрении рисунков следует обратить внимание на ОИР-1 «входа». На рис. 3-24 и 3-25 хорошо видно, что 25 и 26 ноября наблюдался низкий равномерный уровень дрожания, затем, 27 ноября в интервале 02 ч 15 мин – 02 ч 30 мин неожиданно произошло резкое возрастание интенсивности вул-

канического дрожания. За 10–15 мин извержение поменяло свой облик: интенсивность извержения увеличилась почти в два раза и вулкан мгновенно превратился в источник значительной опасности, за счет выброса раскаленных бомб, поднимающихся на высоту сотни метров.

Представленные материалы наглядно иллюстрируют, что при повышении интенсивности извержения в кратере вулкана последовательно проявляются три режима фонтанирования: равномерный низкоинтенсивный, периодический и равномерный высокоинтенсивный. Были установлены две области изменения режимов – ОИР-1 «входа» в периодический режим и ОИР-2 «выхода» из него, проявившиеся соответственно 27 ноября 02–03 ч и 4 декабря 10–15 ч. Такая структурная особенность, состоящая из 3-х режимов и 2-х областей изменения режимов, впервые была выделена при изучении извержения 1993 г. (см. рис. 3-23) и описана в публикациях [Ozerov, Firstov, Gavrilov, 2007; Ozerov, 2010].

Обратим внимание на главную особенность извержения, продемонстрированную на рис. 3-25. Установлено новое свойство извергающейся системы – уменьшающийся период огибающей вулканического дрожания. Постепенно, за несколько дней длина периода закономерно уменьшается от 290 до 80 мин. Хорошо видно, что сокращение периода происходит за счет уменьшения расстояния между эпизодами фонтанирования, при этом продолжительность эпизодов фонтанирования остается практически постоянной. На спектрограмме рис. 3-26 видно, что уменьшение периода происходит практически линейно при переходе извержения от низкоинтенсивного уровня к высокоинтенсивному.

Из вышеизложенного по извержению 2008 г., отметим:

1. В динамике извержения установлена сокращающаяся периодичность, выражающаяся в том, что за несколько дней длина периода закономерно уменьшилась от 6 ч до 1 ч 30 мин.

2. В характере огибающей вулканического дрожания в интервале около 11 суток установлена последовательная реализация трех режимов: равномерный низкоинтенсивный, периодический и равномерный высокоинтенсивный.

3. Определены области изменения режимов: ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода», которые представляют нижнюю и верхнюю амплитудные границы периодического режима.

4. Показано, что переход от низкоинтенсивного режима извержения к энергичному фонтанированию может происходить за 10–15 мин, причем без видимой сейсмической подготовки.

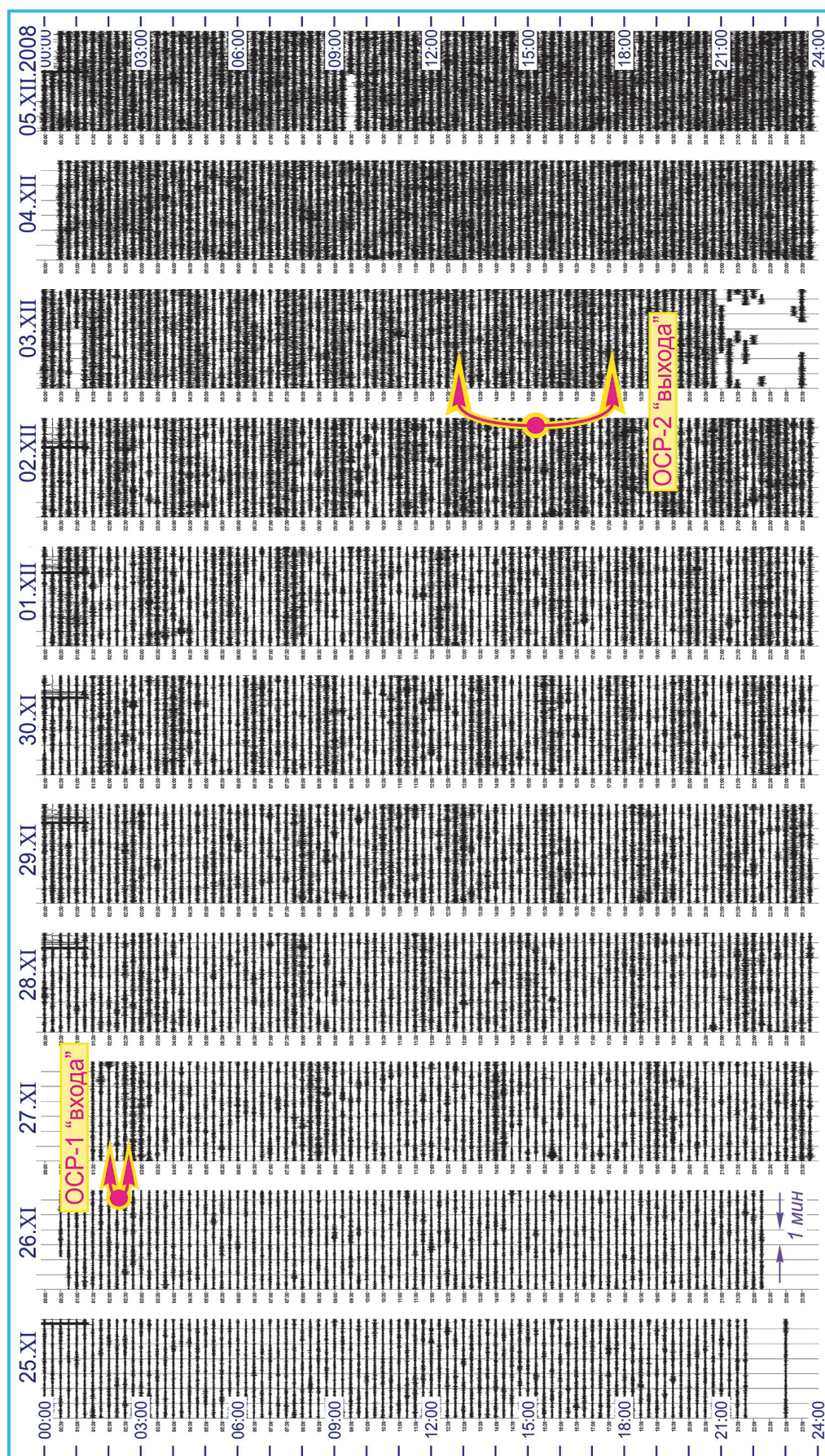


Рис. 3-24. Одинадцать последовательных фрагментов суточных сейсмограмм с 00 ч 00 мин 25 ноября по 24 ч 00 мин 5 декабря 2008 г., записанных во время извержения вершинного кратера Ключевского вулкана на сейсмической станции Каменистая.

По оси ординат время, в ч. Черные вертикальные линии на сейсмограммах – маркеры времени, горизонтальные – маркеры скорости вулканического дрожания; приведенные левые половины сейсмограмм, ввиду однородности записи, потеря информации не значительны; На лентах представлена запись скорости вулканического дрожания; темные полосы – эпизоды интенсивного фонтанирования, светлые – интервалы ослабления. На лентах за 25 и 26 ноября хорошо выражен равномерный низкоинтенсивный режим; 27 ноября – 3 декабря – периодический режим с последовательным уменьшением длины периода; 4 и 5 декабря относительно равномерный высокоинтенсивный режим. Области изменения режима извержения – ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода» представлены дугами ограничивающими стрелками

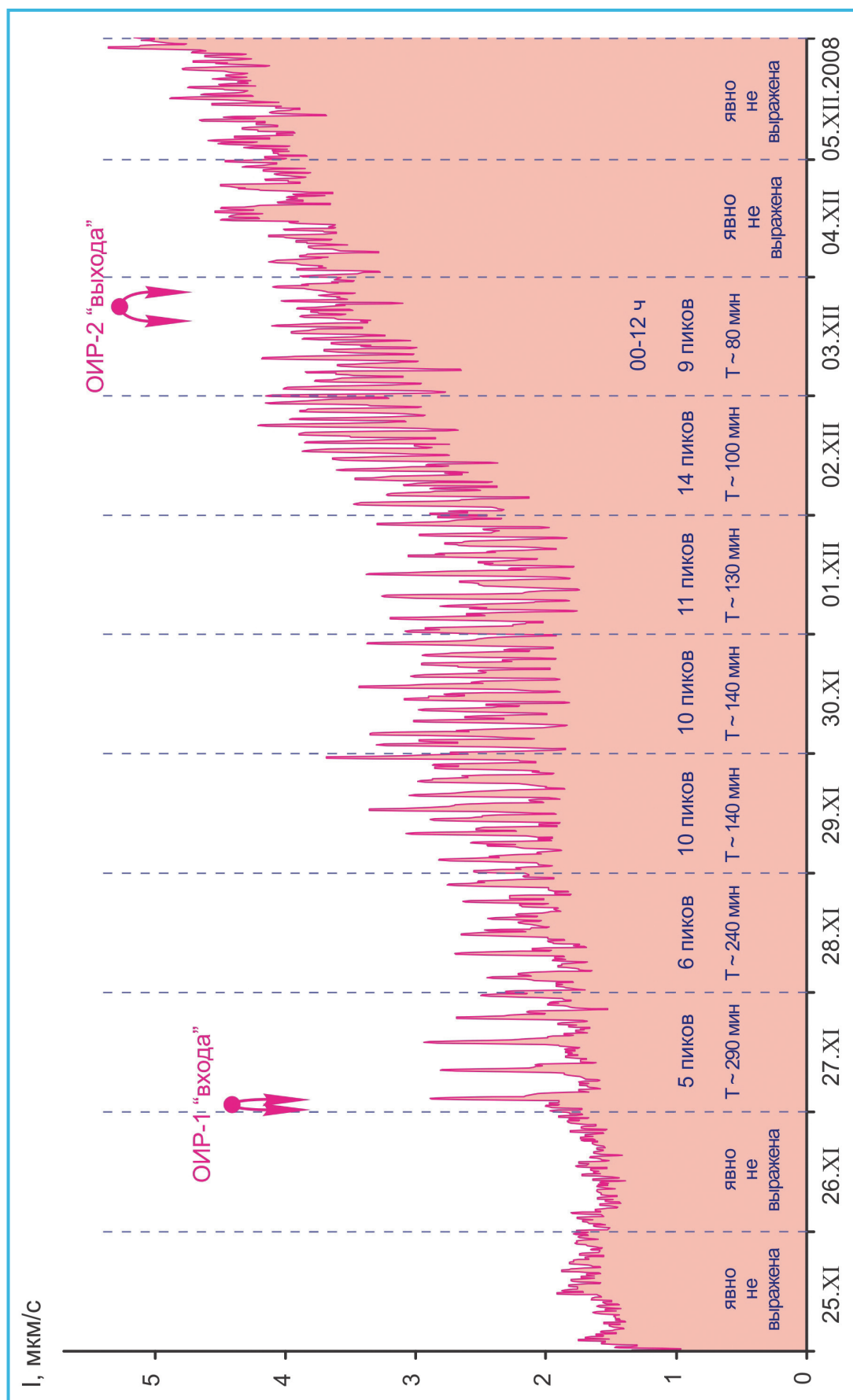


Рис. 3-25. График изменения интенсивности вулканического дрожания во времени, демонстрирующий возникновение, проявление и исчезновение учащейся периодичности (от $T_{\max} \sim 290$ мин до $T_{\min} \sim 80$ мин) в динамике извержения вершинного кратера Ключевского вулкана 25 ноября – 5 декабря 2008 г. По оси ординат интенсивность вулканического дрожания – I , мкм/с, по оси абсцисс время – t , сутки.

ОИР – области изменения режима извержения, ОИР-1 «входа» – показывает область интенсивности огнивающей вулканического дрожания, соответствующую началу периодического режима извержения, ОИР-2 «выхода» – область завершения периодического режима извержения

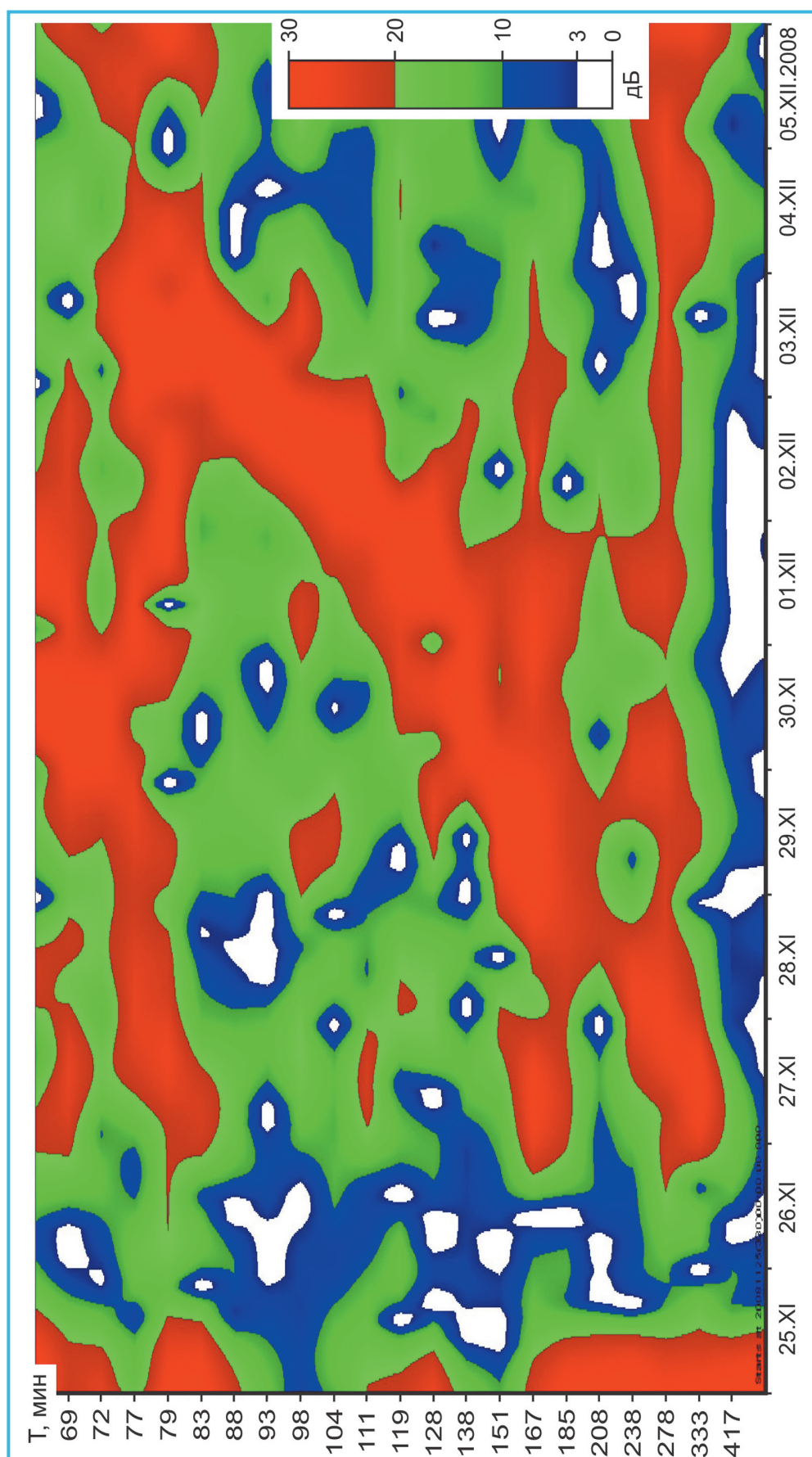


Рис. 3-26. Спектрограмма интенсивности вулканического дрожания, демонстрирующая возникновение, проявление и исчезновение учащающейся периодичности (от $T_{\max} \sim 300$ мин до $T_{\min} \sim 80$ мин) в динамике извержения вершинного кратера Ключевского вулкана 25 ноября – 5 декабря 2008 г.

По оси ординат – период интенсивности вулканического дрожания – T , мин, по оси абсцисс время – t , сутки.

Вертикальная цветовая шкала показывает значение спектральной плотности интенсивности вулканического дрожания в децибелах

3.4.3.3. Периодическое фонтанирование Ключевского вулкана по литературным данным (ретроспективный анализ)

После того, как в динамике извержений Ключевского вулкана 1993 и 2008 гг. нами была выделена новая структурная закономерность (три режима и две ОИР) и исследованы характеристики периодического фонтанирования, был проведен ретроспективный анализ опубликованных материалов других авторских коллективов. Мы стремились, используя независимые результаты исследования, провести своеобразную внутреннюю проверку методического и теоретического подхода, используемого в наших работах. Наиболее детально необходимые данные представлены в работе [Гордеев и др., 1986]. Проведение их рассмотрение.

В 1984 г. во время вершинного извержения Ключевского вулкана Е.И. Гордеев, Ю.Ю. Мельников, В.И. Сеницын и В.Н. Чебров исследовали вулканическое дрожание при помощи трехканальных автономных сейсмических станций типа АСС с регистрацией на магнитную ленту. Исследования были направлены на определение источника дрожания. Дополнительно ими приведены данные, которые наглядно демонстрируют многочасовой (3–9 ч) процесс квазипериодических флуктуаций [Гордеев и др., 1986]. На **рис. 3-27** мы объединили приведенные в статье первичные записи сейсмического сигнала, а также графики огибающей вулканического дрожания и провели их анализ. На графиках амплитудные характеристики дрожания представлены в условных единицах (у.е.), используемых в обсуждаемой статье.

На **рис. 3-27а** хорошо видно, что 29 июля около 15 ч, после того, как в течение нескольких суток вулканическое дрожание имело равномерный низкоинтенсивный характер ($E = 1-3$ у.е.), произошло неожиданное и резкое возрастание интенсивности дрожания ($E = 25$ у.е.). За 15–20 мин (ОИР-1 «входа») извержение поменяло свой облик: интенсивность его увеличилась на порядок и из спокойного оно «мгновенно» превратилось в сильное, за счет фонтанирования раскаленных бомб, вылетающих на высоту сотни метров.

В ходе последующего развития периодического процесса обращает на себя внимание наличие двух уровней постоянной составляющей огибающей интенсивности вулканического дрожания. Сначала с 15 ч 29 июля по 15 ч 01 августа 1984 г. уровень постоянной составляющей находится в интервале – 1–2 у.е., то есть между эпизодами интенсивного фонтанирования он опускался до минимальных

(фоновых) значений. Затем, около 15 ч 1 августа произошло общее усиление: уровень постоянной составляющей вулканического дрожания поднялся до 6,5–7 у.е., увеличилась амплитуда периодических модуляций. 3 августа уровень постоянной составляющей опускался до значений 3–4 у.е., при этом дрожания были в 2 раза выше фоновых значений и продолжительность минимальных интервалов в 3–4 раза короче, чем 29.07.–01.08. Две постоянные составляющие дрожания дополнительно проиллюстрированы на первичных записях вулканического дрожания (**рис. 3-27б, в**), где представлены обе разновидности периодического режима: на **рис. 3-27б** между эпизодами усиления – низкий (фоновый) уровень вулканического дрожания, а на **рис. 3-27в** – более высокий.

Можно предположить, что подготовка к переходу на более высокий уровень постоянной составляющей огибающей интенсивности вулканического дрожания началась за двое суток до того, как это произошло. Эта подготовка выражалась в возрастании интенсивности фаз фонтанирования – 31.07 в 03 ч – 28 у.е., 31.07 в 9 ч – 31 у.е., 31.07 в 15 ч – 36 у.е., 01.08 в 01 ч – 38 у.е. При этом нижний уровень постоянной составляющей вулканического дрожания оставался на минимальных значениях. 1.08. около 18 ч постоянная составляющая дрожания резко переходит на более высокий уровень, а интенсивность фазы фонтанирования продолжает близкую к линейной тенденцию возрастания и достигает значения 54 у.е. в 23 ч 01.08.

На следующем графике (**рис. 3-27г**) представлен еще один интервал извержения 1984 г. Отчетливо выражен короткий интервал относительно равномерного повышения интенсивности вулканического дрожания (с 5 ч до 23 ч 17 июля), затем в ОИР-1 «входа» одномоментно происходит изменение режима и в последующем наблюдается периодический режим (00 ч 18 июля до 15 ч 19 июля). 19 июля около 15 ч извержение переходит на более высокий уровень интенсивности и периодическая компонента становится менее выраженной и устойчивой, а затем 20 июля около 18 ч извержение переходит в равномерный высокоинтенсивный режим. В области смены режимов ОИР-2 «выхода» с 15 ч 19 июля до 15 ч 20 июля наблюдаются реликты периодического режима, проявленные в виде пяти импульсов, более слабо выраженных над уровнем постоянной составляющей вулканического дрожания. 20 июля около 18 ч уровень вулканического дрожания увеличивается, и извержение переходит в равномерный высокоинтенсивный режим.

Подведем итог описания событий по данным независимых исследований [Гордеев и др., 1986], представленных на **рис. 3-27а, 3-27г**. Отметим, что

были определены структурные закономерности (три режима и две ОИР-области) и характеристики периодического фонтанирования, такие как мгновенный и постепенный вход в режим периодического

фонтанирования, два уровня постоянной составляющей вулканического дрожания, редуцированные пики и реликтовые пики, проявляющиеся в ОИР-2 «выхода».

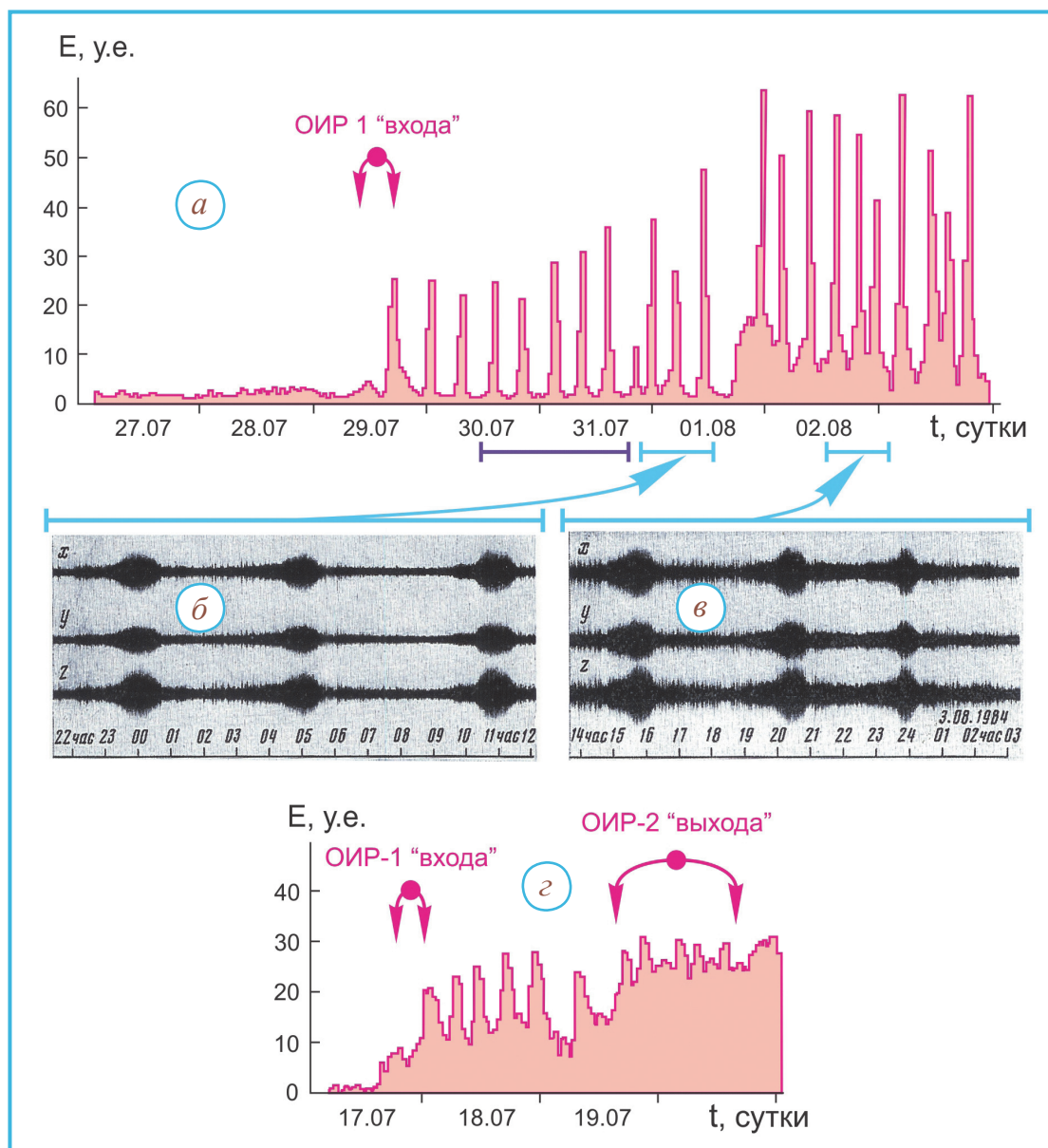


Рис. 3-27. Графики огибающей вулканического дрожания и сейсмические записи формы многочасовых периодических структур фонтанирования раскаленных бомб, извержение вершинного кратера Ключевского вулкана в 1984 г. [Гордеев, Мельников, Сеницын, Чебров, 1986].

a и *z* – графики изменения интенсивности вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервалов времени: *a* – 27 июля – 03 августа 1984 г. и *z* – 17 июля – 20 июля 1984 г.; по оси ординат интенсивность вулканического дрожания – *E*, у.е., по оси абсцисс время – *t*, сутки;

б и *в* – сейсмические записи амплитуды вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервалов времени: *б* – 21 ч 30 мин 31 июля – 12 ч 15 мин 01 августа 1984 г., *в* – 13 ч 45 мин 02 августа – 03 ч 15 мин 03 августа 1984 г.; по вертикали – амплитуда вулканического дрожания, представленная по трем каналам сейсмометра: *x* – север–юг, *y* – восток–запад, *z* – вертикальный; по оси абсцисс время – *t*, час.

Светло-синие интервальные отрезки ниже рис. *a* соответствуют продолжительности сейсмических записей *б* и *в*; темно-синий интервальный отрезок соответствует продолжительности сейсмической записи, представленной на рис. 3-10

Заканчивая описание периодического фонтанирования, необходимо акцентировать внимание на том, что после того, как по данным вулканического дрожания 1993 и 2008 гг. нами были определены основные структурные закономерности, такие же закономерности были выделены ретроспективно, в уже опубликованных данных [Гордеев и др., 1986], по графикам, построенным без нашего участия. Это демонстрирует правомерность применения предложенного нами подхода как для изучения современных извержений, так и для ретроспективного анализа активности конкретного вулкана по данным сейсмических записей и опубликованных графиков вулканического дрожания.

Теперь рассмотрим структурные особенности отложения базальтовых–андезитобазальтовых пород, формирующиеся во время режима периодического фонтанирования.

3.4.3.4. Слоистость шлаковых конусов

Геологический эффект периодического фонтанирования определяется выбросом тефры, пепловая фракция которой разносится ветром на значительные расстояния, а крупная – лапилли и бомбы формируют специфические слоистые пирокластические отложения. На **рис. 3-28** представлена фотография шлакового конуса «М» или «Меняйлова» (первое название по [Ермаков, 1974], второе по [Хренов, 2002]), расположенного на восточном склоне Ключевского вулкана. Северный сектор конуса частично эродирован, что позволяет видеть слоистое строение внутренней части постройки. Причем, в разрезе хорошо выделяются два вида слоистости – субгоризонтальная, проявленная в привершинной части конуса, и крутопадающая (30–35°), параллельная западной и восточной образующим склонов конуса. В западной части разреза (правая часть фотографии) видно изменение угла наклона слоев от субгоризонтального до крутопадающего.

Формирование постройки описываемого шлакового конуса происходило за счет выноса пирокластиков из центральной части кратера, то есть оба вида слоистости образовались одновременно. Субгоризонтальная – при выпадении пирокластиков на кромку кратера, а крутопадающая – при выпадении тефры на склоны конуса. Описываемые виды слоистости обусловлены разными углами первоначальной поверхности, на которую они отлагались во время извержения, то есть слои находятся в первичном залегании.

При выделении слоистости за один слой мы принимаем последовательное сочетание плотной, вы-

ступающей в разрезе и более рыхлой, углубленной составляющих частей пирокластической толщи. Более плотная часть слоя состоит из крупных вулканических бомб, которые в меньшей степени поддаются эрозии, а более рыхлая – сложена мелкими бомбами и пеплом, такие отложения легко поддаются процессам выветривания и быстро разрушаются.

На **рис. 3-28** в разрезе конуса Меняйлова общая толщина слоистой пачки отложений около 30 м, она состоит из ~15 слоев, таким образом, мощность одного слоя составляет в среднем 2 м. Последовательное чередование слоев создает пирокластическую толщу с периодически повторяющейся структурой. Описываемый шлаковый конус является моногенным образованием, таким образом, слоистая толща сформировалась в ходе одного извержения, во время которого существовали фазы усиления и ослабления взрывной деятельности, закономерно сменяющие друг друга.

Вышеприведенные данные по динамике периодического фонтанирования показывают, что во время фазы усиления извержения в большом количестве выбрасываются крупные бомбы, а во время фазы ослабления – более мелкие бомбы, лапилли и пепел. Соответственно во время одного цикла периодического фонтанирования образуется слой, последовательно состоящий из крупно- и мелкообломочных составляющих частей, а во время проявления режима периодического фонтанирования должна формироваться слоистая толща. Именно такая толща описана в разрезе шлакового конуса Меняйлова.

Слоистость в строении шлаковых конусов Ключевского вулкана также установлена на конусах Цирк (**рис. 3-29**), Лепешка, Заварицкого. Мощность слоев в разных случаях варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров. Другие шлаковые конусы Ключевского вулкана эродированы или разрушены в меньшей степени, что препятствует изучению их внутреннего строения.

Особенности режима периодического фонтанирования и слоистое строение шлаковых конусов позволяет рассматривать эти явления как закономерные следствия одного и того же глубинного магматического процесса, обуславливающего периодическое поступление крупных объемов тефры на поверхность. В настоящей работе мы впервые определенно указываем причину образования ритмичной (периодической) слоистости в строении шлаковых конусов.

Заканчивая описание слоистости шлаковых конусов, отметим, что приведенные данные демонстрируют еще одну – палеовулканологическую возможность выявления существования периодического фонтанирования по разрезам древних шлаковых конусов.

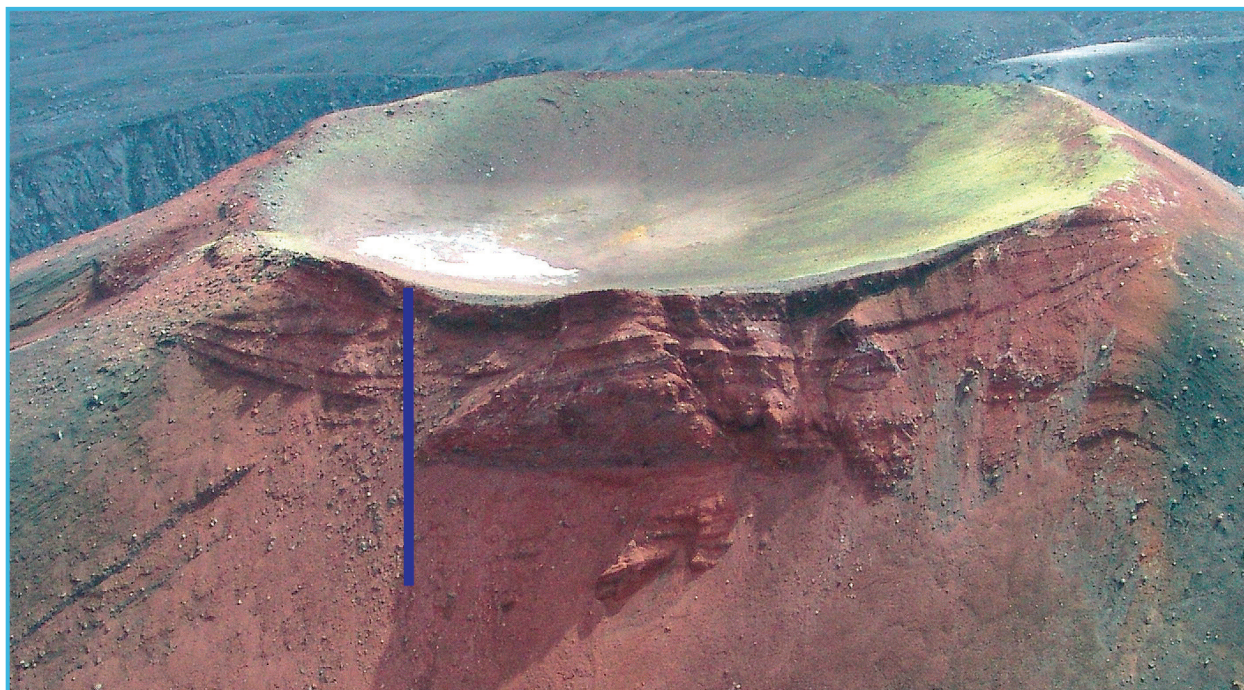


Рис. 3-28. Бомбово-шлаковая слоистость в верхней части шлакового конуса Меняйлова (М). Вид с севера. Северо-восточный склон Ключевского вулкана.

Высота вертикального синего маркера – 30 м. Перспективная аэрофотосъемка А.Ю. Озерова, 21 августа 2006 г.



Рис. 3-29. Шлаковый конус Цирк. Бомбово-шлаковая слоистость в верхней части. Вид с северо-запада. Северо-восточный склон Ключевского вулкана. 30 августа 2010 г.

В нижней левой части фотографии в строении конуса хорошо выражены 5 слоев тефры. Геодезический пункт на левой кромке конуса имеет высоту 1,6 м, а высота домика на правой кромке – 1,9 м. Фото Ю.В. Демянчука

3.4.4. Характеристики главных типов периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана

В предыдущих разделах настоящей главы были представлены данные о трех основных группах периодических явлений, проявляющихся в динамике извержений Ключевского вулкана: пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы и периодическое фонтанирование. Показано, что они реализуются на разных временных уровнях и имеют разные эруптивные характеристики.

Пульсирующее фонтанирование и периодическое фонтанирование – это новые в вулканологической литературе понятия. Эти явления автору удалось установить и исследовать в результате изучения извержений Ключевского вулкана, а в последующем выделить в отдельные типы вулканической деятельности.

Отметим главные характеристики трех основных групп периодических процессов, которые были выделены в результате комплексных междисциплинарных исследований извержений Ключевского вулкана, описанных в 1–3 разделах настоящей главы.

Пульсирующее фонтанирование – это периодический процесс резкого кратковременного усиления интенсивности фонтанирования раскаленных бомб. Оно наблюдается в динамике струи, по которой через короткие секундные интервалы снизу вверх проскакивала более плотная, более яркая, более интенсивная порция бомб. Высота выброса бомб, при которой наблюдаются эффекты пульсирующего фонтанирования, составляет от 80 м до 800 м. Последовательное чередование этих порций обеспечивает повторяющийся пульсирующий процесс с периодом, установленным в разные годы, от 0,66 до 5 с (см. **рис. 3-01**). Описываемые импульсы усиливают интенсивность фонтанирования – раскаленные бомбы вылетают выше и разлетаются дальше. Последовательное проявление отдельных импульсов создает пульсирующий режим, поэтому автором было предложено использовать для этого режима термин «пульсирующее фонтанирование».

Описываемый тип вулканической деятельности впервые наблюдался нами во время побочного извержения 1983 г., затем он был изучен в ходе вершинного извержения 1984 г. Проведенный в последующем литературный обзор извержений Ключевского вулкана в совокупности с фото- и видеоматериалами по извержениям вулканов: Толбачинский, Этна, Килауэа позволил выделить этот тип извержения в качестве самостоятельного, его описание впервые приведено в настоящей работе.

Стромболианские взрывы – выбросы раскаленных вулканических бомб в виде веера или вертикального султана на высоту десятков–сотен метров. При этом могут образовываться пепловые облака, которые достигают высот сотен, реже тысячи, метров, а затем в виде эруптивных шлейфов разносятся ветром на десятки километров. В некоторых случаях образования вулканического пепла не происходит, и веер взрыва состоит только из пластичных светящихся бомб. В других случаях стромболианские взрывы происходят на фоне достаточно равномерной эмиссии пепла. Этот случай нехарактерен для вулкана Стромболи, но проявляется на Ключевском вулкане. Взрывы обычно кратковременны: продолжительность активной фазы взрыва – секунды–десятки секунд. Далее следует интервал покоя или слабой пепловой активности – десятки секунд, минуты или десятки минут, затем происходит новый взрыв и т.д. Для стромболианских взрывов выявлен набор периодичностей, проявляющихся в интервале от 20 с до 20 мин (**рис. 3-01**). Наиболее характерной периодичностью для Ключевского вулкана является 5-минутная, также на фоне других периодичностей хорошо выражены 2-минутная и 15-минутная периодичности. Слабые стромболианские взрывы выносят на поверхность до 10 тонн магматических продуктов, средние – 10–100 тонн, а сильные – более 100 тонн. Взрывная активность может сопровождаться одновременным излиянием лавовых потоков или происходить без них.

В целом проявление стромболианских взрывов (стромболианскую деятельность) Ключевского вулкана следует охарактеризовать как дискретный квазипериодический разноамплитудный процесс, в котором отдельные взрывы могут отличаться как по характеру начальной фазы, так и по своей продолжительности.

Периодическое фонтанирование характеризуется последовательным чередованием фаз интенсивного фонтанирования раскаленных бомб и фаз значительного ослабления или прекращения деятельности лавовых фонтанов. Фазы усиления и ослабления последовательно сменяют друг друга, формируя периодический процесс, который в ходе одного извержения может продолжаться от одного до 10 дней. Продолжительность активной фазы обычно от десятков минут до одного часа. Фазы ослабления обычно более продолжительны. Установленный для исследуемого процесса набор периодичностей проявляется от 1 ч 30 мин до 8 ч (**рис. 3-01**). Хотя мы допускаем, что минимальная граница периодичности может в отдельных случаях составлять десятки мин (промежуточные периодичности), а максимальная – уходить в зону суточных периодичностей. Во время активной

фазы раскаленные вулканические бомбы в виде веера или вертикальной струи выбрасываются на высоту, которая, в зависимости от интенсивности извержения, изменяется в интервале 150–800 м. Наряду с выбросом раскаленных бомб, обычно формируются пепловые облака, которые поднимаются на высоту в сотни – тысячи метров, а затем разносятся ветром в виде эруптивных шлейфов на десятки и сотни километров. Периодическое фонтанирование наблюдается во время вершинных и побочных извержений, оно может сопровождаться излиянием лавовых потоков, но может происходить и без них. Кроме того, в строении многих базальтовых шлаковых конусов наблюдается слоистость, свидетельствующая о проявлении здесь периодического/квазипериодического фонтанирования базальтовых магм. Фазы периодического фонтанирования могут осложняться наложением на них еще одного процесса – пульсирующего фонтанирования.

При фонтанировании слабой интенсивности на поверхность Земли поступает менее 10 т/с магматических продуктов, средней – 10–100 т/с, и сильной – более 100 т/с.

Приведем основные характерные свойства периодического фонтанирования.

I. Соотношение режима периодического фонтанирования с другими режимами извержения. Результаты наших исследований охватывают 30-летний интервал деятельности Ключевского вулкана (1978–2008 гг.). Данные, приведенные для трех извержений: 1984 г. (рис. 3-27г), 1993 г. (рис. 3-23а) и 2008 г. (рис. 3-24, 3-25), иллюстрируют, что периодическое фонтанирование является закономерной составляющей более крупной эруптивной последовательности и проявляется на фоне общего повышения интенсивности эруптивного процесса между двумя режимами – равномерным низкоинтенсивным и равномерным высокоинтенсивным.

II. Области изменения режима (ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода»). В ходе исследования начальных и конечных параметров интервала периодического фонтанирования были определены две области изменения режима – ОИР-1 «входа» в периодический режим и ОИР-2 «выхода» из него. Выделенные области принципиально отличаются друг от друга – в первом случае, извержение при повышении интенсивности «входит» в периодический режим, а во втором также при повышении интенсивности «выходит» из него. Таким образом, в каждой из этих областей изменения режима эруптивная система изменяет свои свойства и приобретает новые качества.

Рассмотрение последовательности проявления режимов: равномерный – периодический – равно-

мерный при постоянном повышении интенсивности извержения и ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода» показывает, что выделенные области являются нижней и верхней границами интенсивности извержения, между которыми может существовать периодическое фонтанирование. А при более низкой и более высокой интенсивности извержения могут реализовываться относительно равномерные режимы или режимы с менее ярко выраженной периодичностью.

Опишем области возникновения и исчезновения периодического режима более детально.

III. Вход в режим периодического фонтанирования (ОИР-1 «входа»). Установлено два сценария входа в периодический режим: «мгновенный» и «затяжной», происходящие в ОИР-1 «входа».

Мгновенный – в 1984 г. (рис. 3-27) и 2008 г. (рис. 3-24, 3-25) одномоментное изменение характера извержения приводит к режиму периодического фонтанирования. Эруптивная система, без видимой подготовки, сразу вошла в режим периодического фонтанирования. За 10–20 мин интенсивность извержения увеличилась на порядок – с низкого, фонового уровня активности, извержение перешло в мощный режим фонтанирования раскаленных бомб. Такие резкие и неожиданные скачки интенсивности извержения чрезвычайно опасны для населения и для авиации.

Затяжной – в 1993 г. (рис. 3-23а), когда в течение ~21 часа происходила перестройка характера извержения, и затем началось собственно периодическое фонтанирование. И в ОИР-1 «входа», и в начале периодического режима пики максимальной интенсивности огибающей дрожания имеют близкие амплитудные характеристики. При таком типе входа нет резкого скачка интенсивности, соответственно, периодический режим не столь опасен своей неожиданностью.

IV. Выход из режима периодического фонтанирования (ОИР-2 «выхода»). Выход из режима периодического фонтанирования также обладает своими специфическими свойствами. В ОИР-2 «выхода» периодическая компонента сразу полностью не исчезает, она проявляется над уровнем постоянной составляющей вулканического дрожания в виде нескольких слабо выраженных реликтовых пиков, унаследованных от предыдущего периодического режима (см. рис. 3-23а – 14 ч 21 июля до 23 ч 22 июля – 3 пика и рис. 3-27г – 15 ч 19 июля – 18 ч 20 июля – 5 пиков). Наличие реликтовых пиков показывает, что процесс периодического фонтанирования имеет определенную инертность.

V. Два сценария развития периодического фонтанирования. Рассмотрение данных извержений 1984, 1993 и 2008 гг. показывает, что могут существовать

два разных сценария развития периодического процесса: 1-й – с достаточно постоянным периодом и 2-й – с уменьшающимся периодом.

1-й – постоянный период ($T_{\text{ep}} \sim 4\text{--}6$ ч). Этот тип деятельности проявлялся во время извержений 1984 г. с 29 июля по 3 августа (см. **рис. 3-27a**) и 1993 г. с 11 по 21 июля (см. **рис. 3-23a**).

2-й – уменьшающийся период (T от 6 ч до 1 ч 20 мин). Такой тип извержения наблюдался в 2008 г. с 27 ноября по 3 декабря (см. **рис. 3-25**).

Таким образом, для Ключевского вулкана периодическое фонтанирование может развиваться как квазистационарный, так и нестационарный процесс.

VI. Два уровня периодического фонтанирования.

Графики вулканического дрожания 1984 г., 1993 г. и 2008 г. наглядно иллюстрируют существование двух разновидностей режима периодического фонтанирования, которые хорошо различаются по уровню постоянной составляющей вулканического дрожания. Назовем эти уровни «фоновым» и «значимым».

Фоновый уровень характеризуется тем, что между эпизодами сильного фонтанирования уровень вулканического дрожания опускается до минимальных – низких фоновых значений (см. **рис. 3-23a** – 0,2–0,3 мкм/с 18–24 ч 11.07 и **рис. 3-27a** – 1–2 у.е. 29–31.07 и 1.08), во время которых вулканическая деятельность может вообще не иметь внешнего проявления или быть выражена очень слабо.

Значимый уровень периодического фонтанирования характеризуется высоким уровнем постоянной составляющей вулканического дрожания (см. **рис. 3-23a** – 12–21.07, **рис. 3-24, 3-25** – 27.11–03.12 и **рис. 3-27c** – 18–19.07), то есть между эпизодами сильного фонтанирования вулканическая деятельность проявляется менее интенсивно, но все же выражена достаточно определенно.

VII. Редуцированные пики режима периодического фонтанирования. Одна из особенностей периодического фонтанирования относится к структуре пиков фонтанирования. Обычно следующие друг за другом пики наследуют определенную тенденцию развития процесса. Например, каждый последующий пик выше, ниже или они располагаются примерно на одном уровне. Но иногда в этой закономерной последовательности происходит своеобразный «сбой» и формируется пик значительно меньшей амплитуды (см. **рис. 3-23a** – 14.07 в 10 ч, 16.07 в 20 ч, 18.07 в 11 ч, 19.07 в 12 и в 23 ч; **рис. 3-25** – 27.11 в 23 ч, 28.11 в 03 ч и в 15 ч, 29.11 в 00 ч и в 06 ч, 01.12 в 05 ч и т.д.; **рис. 3-27a** – 31.07 в 20 ч, 01.08 в 05 ч, 02.08 в 03 и в 23 ч, 03.08 в 14 ч). Такие ослабленные, уменьшенные в размерах пики мы называем «редуцированными».

VIII. Слоистость шлаковых конусов. Периодическое фонтанирование имеет свое отображение в строении шлаковых конусов. Слоистость в отложениях тефры, находящейся в первичном залегании, является хорошим свидетельством проявления периодического (квазипериодического) фонтанирования жидких магм. Когда при каждом эпизоде сильного фонтанирования формируется плотный слой, состоящий из крупных бомб, а во время ослабления извержения либо откладывается слой пористого шлака, либо тефры вообще нет. В последнем случае будут наблюдаться резкие границы между плотными слоями крупных бомб. Последовательное залегание таких слоев создает слоистость в строении шлаковых конусов. Чередование слоев тефры свидетельствует о существовании периодического режима фонтанирования в процессе извержения.

IX. Ключевской тип вулканической деятельности. Теперь несколько слов об истории выделения описанного типа вулканической деятельности – периодического фонтанирования. Впервые оно было установлено автором во время изучения извержения Ключевского вулкана 1984 г. Затем совместно с А.С. Коновым этот тип извержения был детально исследован с использованием вулканологических, сейсмологических и статистических методов [Ozerov, Konov, 1987, 1988; Конов, Озеров, 1988]. С тех пор и до настоящего времени автором проводилось изучение этого феномена как во время извержений, так и по записям сейсмических станций [Ozerov, 1993, 2003; Ozerov, 2004; Ozerov, Firstov, Gavrilov, 2007]. И лишь спустя 27 лет со времени первого описания периодического фонтанирования в результате режимных наблюдений, после того как были определены характеристики этого процесса, установлены формируемые им слоистые пирокластические отложения и смоделирован его механизм (см. Глава 5), автор счел возможным выделить периодическое фонтанирование в качестве самостоятельного типа извержений базальтовых-андезиобазальтовых вулканов [Ozerov, 2011].

Описаний периодического фонтанирования на других вулканах мира в научной литературе нет, несмотря на то, что он проявлялся в извержениях целого ряда вулканов. Именно поэтому автор предлагает называть этот тип извержения – **Ключевским типом вулканической деятельности**, по имени вулкана, на котором он был детально исследован. Автор считает, что этот тип активности должен иметь свое терминологическое представление, которое следует использовать наряду с такими, как Стромболианский, Вулканский, Гавайский и Пелейский тип деятельности.

3.4.5. Сравнительный анализ периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана

Проведем общий анализ периодических процессов, описанных в настоящей главе. Пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы и периодическое фонтанирование – это три разных дискретных процесса, реализующихся в кратере вулкана. Они отличаются длиной периода, внешними проявлениями и временем проявления и имеют сходные черты, такие как конфигурация подводящей системы, состояние магматического потока, магматическое вещество.

1. Различия в длине периода – периодичность проявляется на разных временных уровнях: *пульсирующее фонтанирование* – секунды, *стромболианские взрывы* – десятки секунд – десятки минут, *периодическое фонтанирование* – часы. Отчетливо видно, что по длине периода реализации описываемые явления отличаются друг от друга фактически на порядок значения.

2. Различия внешнего проявления – *пульсирующее фонтанирование* проявляется в квазипериодическом изменении интенсивности струи раскаленных вулканических бомб, по которой снизу вверх проскакивает кратковременная более плотная порция бомб, создающая эффект кратковременного усиления. Последовательное проявление этих порций создает устойчивый пульсирующий процесс. *Стромболианские взрывы* – единичный кратковременный выброс вулканических бомб, после которого наблюдается продолжительная пауза, характеризующаяся либо полным отсутствием вулканических проявлений, либо значительно более слабой активностью извержения, во время которой наблюдается поступление вулканического пепла. *Периодическое фонтанирование* – последовательное чередование фаз продолжительного монотонного энергичного фонтанирования раскаленных бомб и продолжительных фаз значительного ослабления вулканической деятельности или полного покоя.

3. Различия во времени проявления – режим *стромболианских взрывов* проявляется отдельно от режимов *периодического фонтанирования* и *пульсирующего фонтанирования*. Между проявлением стромболианского и фонтанирующего режимов, в классическом их виде, обычно существует интервал протяженностью от суток до недель. Пульсирующее фонтанирование проявляется в струе раскаленных бомб во время монотонного или периодического фонтанирования.

4. Различия в частоте проявления (встречаемости). Стромболианские взрывы проявляются во время извержений слабой и средней интенсивности, это один из самых характерных видов базальтовой вулканической деятельности. Реже наблюдается пульсирующее фонтанирование, оно может возникать как при монотонном, так и периодическом фонтанировании. Наиболее редкий вид эруптивной активности – это периодическое фонтанирование.

5. Различия в расходе магматических продуктов, поступающих на поверхность: самый низкий расход – режим стромболианских взрывов, средний – режим периодического фонтанирования, высокий – режим пульсирующего фонтанирования.

6. Сходство магматического вещества. Описанные три основных типа периодической деятельности генерируются известково-щелочными базальтовыми и андезибазальтовыми магмами, характерными для современных извержений Ключевского вулкана. Это магнезиальные (побочные извержения Туйла 1932 г., Билукай 1938 г.) и глиноземистые, высокоглиноземистые разности, которые с 1944 г. поступают на поверхность в ходе вершинных и побочных извержений. В результате изучения этих пород [Луין, 1956; Хренов, Озеров и др., 1985; Хренов и др., 1989; Озеров, Хубуня, 1992; Арискин и др., 1995; Озеров, Арискин, Бармина, 1996; Озеров и др., 1997; Ozerov, 2000] показано, что они однородны на протяжении недель и месяцев извержения, то есть они не имеют каких-либо периодических (квазипериодических) флуктуаций химического и/или минерального состава на коротких временных интервалах – секунды, минуты, часы, сутки. Отсюда следует, что вариации состава пород не могут быть причиной исследуемых периодичностей в динамике извержения Ключевского вулкана.

7. Сходство конфигурации подводящей системы – все три группы основных периодичностей генерируются в одной магматической питающей системе вулкана. Они могут проявляться в процессе одного и того же извержения, на достаточно близких временных интервалах. Периодические режимы могут еще перемежаться с равномерными режимами. Это свидетельствует о том, что питающая система Ключевского вулкана не перестраивает свою конфигурацию при переходе от одного режима к другому.

8. Сходство морфологии эксплозивных продуктов – обусловлено тем, что во время проявления трех видов описываемой периодической деятельности на поверхность поступали морфологически сходные магматические образования: раскаленные пластичные вулканические бомбы, вулканический шлак, вулканический пепел и большое количество

во газа. Это показывает, что во всех описываемых случаях периодических процессов, общие свойства магматического потока были сходными: при подходе к поверхности магма представляла собой двухфазную смесь – жидкий базальтовый-андезиобазальтовых расплав с находящимися в нем пузырьками газа.

3.4.6. Общие представления о причинах периодических явлений

Из приведенного описания следует, что выделенные в динамике извержений Ключевского вулкана три группы основных периодичностей не могут быть объяснены вариациями химического и минерального составов магматических расплавов или перестройкой конфигурации магматической системы. Можно предположить, что основная роль в формировании периодических режимов принадлежит свойствам поднимающихся базальтовых-андезиобазальтовых расплавов. Мы полагаем, что три основных периодических режима следует рассматривать как проявление на поверхности, в кратере, трех разных типов газожидкостных потоков, движущихся по подводящему каналу и приобретающих свои индивидуальные периодические особенности в процессе подъема за счет перераспределения газовой фазы. При движении по каналу в магме, благодаря ее высокой текучести, по-видимому, происходит структурирование газовых пузырьков. Они формируют сгустки (кластеры), которые порциями достигают жерла вулкана, причем для каждого из трех основных видов периодичности должны существовать свои собственные условия генерации кластеров. Порции магматических расплавов, содержащие большое количество пузырьков, реализуются на поверхности значительно более интенсивно, чем порции магмы без пузырьков или с малым их количеством. Таким образом, мы полагаем, что генерация периодических режимов определяется свойствами газожидкостного потока, который структурируется в процессе подъема.

3.4.7. Выводы по разделу 3.4

1. Впервые в практике вулканологии на Ключевском вулкане выполнено специальное исследование полного набора периодов, характерных для эруптивной деятельности базальтовых-андезиобазальтовых вулканов, которые проявляются в широком диапазоне – от секунд до нескольких суток. Используя

данные о длине периодов и об особенностях проявления эксплозивной активности были выделены три основные группы периодичностей в динамике извержений, которые проявляются в виде пульсирующего фонтанирования, стромболианских взрывов и периодического фонтанирования.

2. Выделен новый тип вулканической активности – пульсирующее фонтанирование, это ритмичный процесс резкого, кратковременного усиления интенсивности фонтанирования раскаленных бомб. Оно наблюдается в динамике фонтанирующей струи, по которой через секундные интервалы снизу вверх проскакивает своеобразный импульс – более плотная, более яркая, более интенсивная порция бомб. Последовательное проявление этих порций обеспечивает устойчивый повторяющийся пульсирующий процесс с периодом для разных этапов извержения или разных извержений от 0,66 до 5 с. Импульсы усиливают процесс фонтанирования – раскаленные бомбы летят выше и разлетаются дальше.

3. Детально охарактеризованы стромболианские взрывы – выбросы раскаленных вулканических бомб в виде веера или вертикального султана на высоту в десятки–сотни метров. Могут сопровождаться выносом пепла. Взрывы обычно кратковременны: время продолжительности активной фазы взрыва – секунды–десятки секунд. Далее следует фаза покоя – десятки секунд – минуты – десятки минут, затем происходит новый взрыв и т.д. Последовательное проявление этих фаз представляет дискретный квазипериодический разноамплитудный процесс, в котором отдельные взрывы могут отличаться как по характеру начальной фазы, так и по своей продолжительности. Для стромболианских взрывов выявлен набор периодов, проявляющийся в интервале от 20 с до 20 мин. Слабые стромболианские взрывы выносят на поверхность менее 10 тонн магматических продуктов, средние – 10–100 тонн, а сильные – более 100 тонн. Взрывная активность может сопровождаться одновременным излиянием лавовых потоков или происходить без них.

4. Выделен новый тип вулканической активности – периодическое фонтанирование характеризуется последовательным чередованием фаз интенсивного фонтанирования раскаленных бомб и фаз ослабления или прекращения деятельности огненных фонтанов. Фазы усиления и ослабления последовательно сменяют друг друга, формируя периодический процесс. Фазы усиления обычно короче фаз ослабления. Для исследуемого процесса минимальная длина периода – $T_{\min} \sim 1 \text{ ч } 30 \text{ мин}$, а максимальная – $T_{\max} \sim 8 \text{ ч}$. Во время активной фазы раскаленные вулканические бомбы в виде веера или вертикальной струи выбрасываются на высоту, которая в зависи-

мости от интенсивности извержения изменяется в интервале 40–800 м. Наряду с выбросом раскаленных бомб формируются пепловые облака. Периодическое фонтанирование может сопровождаться излиянием лавовых потоков, но может происходить и без них.

При фонтанировании слабой интенсивности на поверхность Земли поступает менее 10 т/с магматических продуктов, средней – 10–100 т/с, и сильной – более 100 т/с.

5. Показано, что периодическое фонтанирование формирует присущий только ему определенный тип отложений – слоистые бомбово-шлаковые толщи, которые хорошо выражены в строении шлаковых конусов Ключевского вулкана. Во время эпизодов сильного фонтанирования формируется более плотный слой, в котором преобладают крупные бомбы. Затем, во время ослабления, формируется менее плотный шлаковый слой – мелкие бомбы, лапилли, пепел. Последовательное чередование этих слоев определяет слоистость побочных конусов.

6. Установлена новая структурная особенность, проявляющаяся в характере эксплозивной деятельности Ключевского вулкана. Показано, что в динамике извержений 1984, 1993 и 2008 гг. на фоне общего повышения интенсивности эруптивного процесса последовательно проявлялись три режима: равномерный низкоинтенсивный, периодический и равномерный высокоинтенсивный. Выявленная 3-х режимная динамическая структурная последовательность для разных извержений может иметь продолжительность от 3,5 до 23 суток. Определены две области изменения режима – ОИР-1 «входа» в периодический режим и ОИР-2 «выхода» из него, которые представляют нижнюю и верхнюю границы периодического режима, в них эруптивная система меняет свои свойства и приобретает новые качества.

7. Определены характеристики режима периодического фонтанирования. Мгновенный и затяжной вход в периодический режим. Вход в периодический режим с минимального или с высокого уровня интенсивности извержения. Проявление периодического фонтанирования на фоне низкого (фоновое) и значимого уровней вулканической активности. Частота периодического фонтанирования может оставаться постоянной, но может наблюдаться ее увеличение. Особенностью этого процесса является наличие редуцированных и реликтовых пиков.

8. Анализ вулканологических и сейсмологических данных показывает, что описанные три основные группы периодичностей (пульсирующее фон-

танирование, стромболианские взрывы и периодическое фонтанирование) не являются следствием перестройки подводящей системы вулкана и не обусловлены последовательными периодическими флуктуациями состава магматического расплава. Основное значение при формировании периодических режимов играет состояние поднимающегося магматического расплава. Эти три группы основных периодических режимов следует рассматривать как поверхностное проявление свойств трех разных типов газожидкостных магматических потоков, движущихся по вертикальному подводящему каналу и приобретающих периодический характер за счет перераспределения газовой фазы в процессе подъема.

9. Установлен новый тип вулканической деятельности – периодическое фонтанирование раскаленных бомб – яркое, необычное и опасное природное явление. Впервые оно было выделено нами в 1984 г., а затем определено в динамике извержений 1993 и 2008 гг. Исследования, проведенные с применением вулканологических, геофизических и статистических методов показали, что этот тип извержения обладает своими собственными, присущими только этому явлению, устойчивыми характеристиками. Такой тип деятельности до настоящего времени не был установлен и описан ни для одного вулкана мира. Аналитические исследования литературных источников показали, что он проявлялся в извержениях вулканов: Каркар и Маннам (Папуа – Новая Гвинея), Килауэа (Гавайи), Нирагонго (Конго, Африка), НВ Рота-1 (Марианская впадина), Толбачинский (Камчатка) и Этна (Италия). Автор предлагает выделить этот вид деятельности в самостоятельный и называть его – Ключевским типом вулканической деятельности. Мы полагаем, что этот термин следует употреблять для описания вулканической активности наряду с такими как Стромболианский, Вулканский, Гавайский и Пелейский тип деятельности.

10. Описанные периодичности и закономерности в эруптивной деятельности Ключевского вулкана могут быть рассмотрены как эталонные данные, с которыми следует сопоставлять результаты экспериментального моделирования, направленного на определение и изучение механизма извержений базальтовых вулканов.

Обсуждение природы трех основных групп периодичностей в динамике извержений (пульсирующего фонтанирования, стромболианских взрывов и периодического фонтанирования) проводится в следующих главах настоящей работы.

3.6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ГЛАВЕ 3

Выявлено новое свойство базальтового-андеизобазального вулканизма – устойчивые периодичности в динамике извержений, проявляющиеся в широком временном диапазоне (секунды–сутки). В основу выделения этих периодичностей легло обобщение результатов 80-летнего мониторинга извержений Ключевского вулкана (литературные данные, исследование динамики извержений, результаты изучения огибающей амплитуды вулканического дрожания) и анализ строения шлаковых конусов. Установлены три основные группы периодичностей: пульсирую-

щее фонтанирование – 0,66–5 с; стромболианские взрывы – 20 с – 20 мин и периодическое фонтанирование – 1,5–8 ч. Пульсирующее фонтанирование и периодическое фонтанирование – впервые выделенные на Ключевском вулкане типы базальтовых-андеизобазальных извержений, в последующем были установлены на других вулканах мира (Килауэа, Толбачик, Этна и др.). Выявленные периодичности в динамике извержений Ключевского вулкана могут служить эталонами для сравнения с результатами моделирования вулканических процессов.

Глава 4

КОМПЛЕКС АППАРАТУРЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ (КАМБИ) И ПРЕДПОСЫЛКИ ЕГО СОЗДАНИЯ

4.1. ПРЕАМБУЛА

Цель работы – создание принципиально новой экспериментальной аппаратуры для выявления, моделирования и изучения механизмов пульсирующего фонтанирования, стромболианских взрывов и периодического фонтанирования при извержениях базальтовых-андезибазальтовых вулканов.

Основной метод – разработка общей концепции экспериментальной аппаратуры, проектирование, изготовление механических и электронных узлов. Монтаж экспериментального комплекса, тестовые испытания, заключительная отладка и запуск в эксплуатацию.

Назначение экспериментальной установки – экспериментальное моделирование газогидродинамических процессов в магматическом потоке во время подъема по подводящему каналу вулкана (экспериментальная колонна) и периодических взрывных эффектов извержений в кратере вулкана (верхний срез колонны).

В качестве **природного объекта** исследований выбран Ключевской вулкан – типичный представитель базальтового-андезибазальтового вулканизма, один из наиболее активных и продуктивных вулканов в мире, на котором широко проявлены периодические процессы.

В настоящей главе рассматриваются методические приемы и экспериментальные установки, которые используются вулканологами для объяснения

взрывных процессов, происходящих во время извержений. В более ранних исследованиях еще никому не удалось найти объяснения причин периодичностей (пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы, периодическое фонтанирование), установленных автором данной работы на Ключевском вулкане и описанных в **Главе 3**. Именно поэтому мы были вынуждены перейти к разработке и строительству оригинальной авторской лабораторной экспериментальной установки физического моделирования динамических процессов на базальтовых-андезибазальтовых вулканах. В настоящей главе представлены основные принципы, положенные в основу созданного нами **Комплекса Аппаратуры Моделирования Базальтовых Извержений (КАМБИ)**, а также его конструктивные характеристики. В следующей **Главе 5** будут представлены результаты моделирования и проведено их сопоставление с данными, полученными при изучении динамики извержений (см. **Главу 3**).

Переходя к содержательной части настоящей главы, сделаем необходимые пояснения, связанные с аббревиатурой созданной нами установки КАМБИ. Установка, в первую очередь, была сконструирована для моделирования магматических процессов на Ключевском вулкане. Для него характерны базальтовые и андезибазальтовые расплавы, см. **Главу 2**. Для лаконичности аббревиатуры автор использовал

только базальтовую составляющую, показывающую, что мы моделируем динамику жидких магматических расплавов. При этом мы акцентируем внимание на том, что КАМБИ предназначена для моделирования процессов, происходящих в подводных системах

как базальтовых, так и андезибазальтовых вулканов, магмы которых имеют сходную реологию, и в которых газовые пузыри обгоняют движение заключающего их расплава.

4.2. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

В конце XX века в вулканологии сформировался общий подход к пониманию процессов, происходящих в верхних частях питающих систем базальтовых-андезибазальтовых вулканов. В качестве основы для интерпретации вулканических процессов начали использовать законы движения газожидкостных потоков в вертикальных трубах. Впервые системное исследование режимов течения двухфазных смесей в вертикальных трубах было выполнено Б.К. Козловым, который установил четыре основных режима течения двухфазных смесей – пузырьковый, пробковый (снарядный), эмульсионный (смешанный) и пленочный (кольцевой) [Козлов, 1954б]. Через год им была составлена карта режимов течения газожидкостных потоков в вертикальных трубах [Козлов, 1955]. С тех пор это направление получило широкое развитие, результаты фундаментальных исследований двухфазных режимов течения опубликованы в обобщающих монографиях [Уоллис, 1972; Кутателадзе, Накоряков, 1984; Брилл, Мукерджи, 2006; Путеводитель Прандтля по Гидроаэродинамике, 2007].

В 1960-е годы были предприняты попытки объяснения природы взрывных явлений с позиции газогидродинамики. Одним из первых был А. Ритман – по результатам наблюдений взрывов на базальтовых вулканах он сделал теоретическое предположение о том, что всплывающие в магме пузырьки должны объединяться в вертикальные вытянутые полосы [Rittmann, 1960]. Выход на поверхность такой полосы пузырьков генерирует взрыв, продолжающийся от 5 до 15 с. «После взрыва одной полосы пузырей следует фаза относительного покоя, которая длится до тех пор, пока до поверхности магмы из глубины не поднимется следующая полоска пузырей» [Ритман, 1964 (С. 339)]. Генезис формирования полосы пузырьков в книге не обсуждается.

Впервые прямое сопоставление режимов течения двухфазных смесей с конкретным типом вулканических извержений провел В.А. Дрознин [Дрознин, 1969]. Впоследствии он продолжил исследования. Опираясь на собственные данные, полученные во время работы на извержении прорыва Пийпа (1966 г., Ключевской вулкан), и используя схемы газогидродинамических режимов в вертикальных трубах [Козлов, 1954], он наглядно проиллюстрировал (рис. 4-01), что конкретный тип извержения должен быть связан с определенным газогидродинамическим режимом [Дрознин, 1980].

Газогидродинамические исследования также проводились в ряде стран мира. В конце 1970-х годов, после нескольких лет опытов с газожидкостными потоками в горизонтальных трубах, Y. Taitel и A.E. Dukler начинают эксперименты с многофазными потоками в вертикальных трубах. В статье [Taitel, Barnea, Dukler, 1980] они представили свою (рис. 4-02), сходную с [Козлов, 1954], схему течения двухфазных потоков, которая вызвала большой интерес зарубежных вулканологов. С тех пор и до настоящего времени представление о механизмах вулканических извержений основывается на данных газогидродинамических исследований движения двухфазных смесей в вертикальных трубах. Эти режимы приводятся и обсуждаются в подавляющем количестве работ, рассматривающих природу эруптивных процессов. На рис. 4-03, в качестве примера, представлены схемы из публикаций, рассматривающих природу эруптивных процессов. В 2008 г., почти через 40 лет после новаторской работы [Дрознин, 1969], его представления были проиллюстрированы: появилась публикация [Vergnolle, 2008], в которой приводились фотографии конкретного типа извержения, обусловленного определенным режимом двухфазного потока – рис. 4-04.

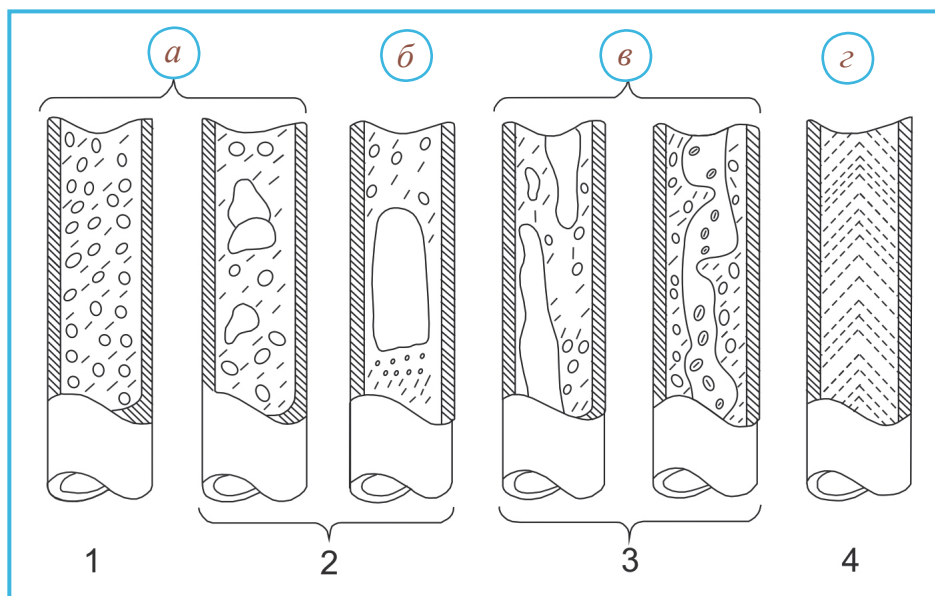
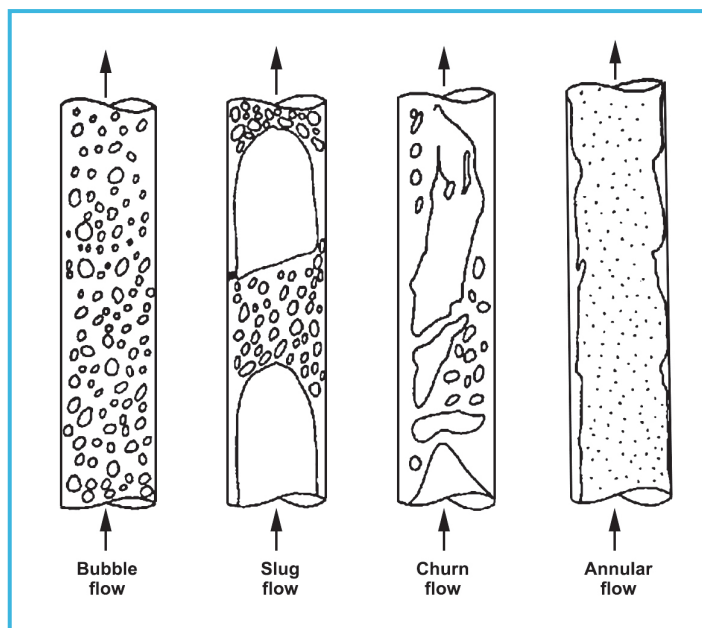


Рис. 4-01. Режимы течения двухфазных смесей, соответствующие определенным типам извержений по [Дроздин, 1980].

a–г – режимы течения двухфазных смесей: *a* – пузырьковый, *б* – снарядный, *в* – диспергированный, *г* – дисперсный.
1–4 – типы извержений: 1 – гавайский, 2 – стромболианский, 3 – этно-везувианский, 4 – вулканский

Рис. 4-02. Режимы течения двухфазных смесей по вертикальным трубам, по [Taitel, Barnea, Dukler, 1980].

Режимы слева направо: bubble – пузырьковый; slug – снарядный; churn – смешанный; annular – кольцевой



Представленные на **рис. 4-03** и **4-04** материалы свидетельствуют, что для объяснения механизмов извержений вулканологи фактически используют четыре газогидродинамических режима в вертикальных трубах. Причем, анализ литературных данных показывает, что за 60 лет, с момента открытия этих режимов [Козлов, 1954] и до настоящего времени, представления о процессах движения двухфазных

смесей в вертикальных трубах фактически не изменились. Не было выполнено принципиально новых разработок, не было открыто ни одного нового режима, поэтому вулканологи вынуждены использовать газогидродинамические режимы практически в «первозданном» [Козлов, 1954] виде.

Приведенные колонки режимов течения двухфазных смесей по вертикальным трубам (см. **рис. 4-01**

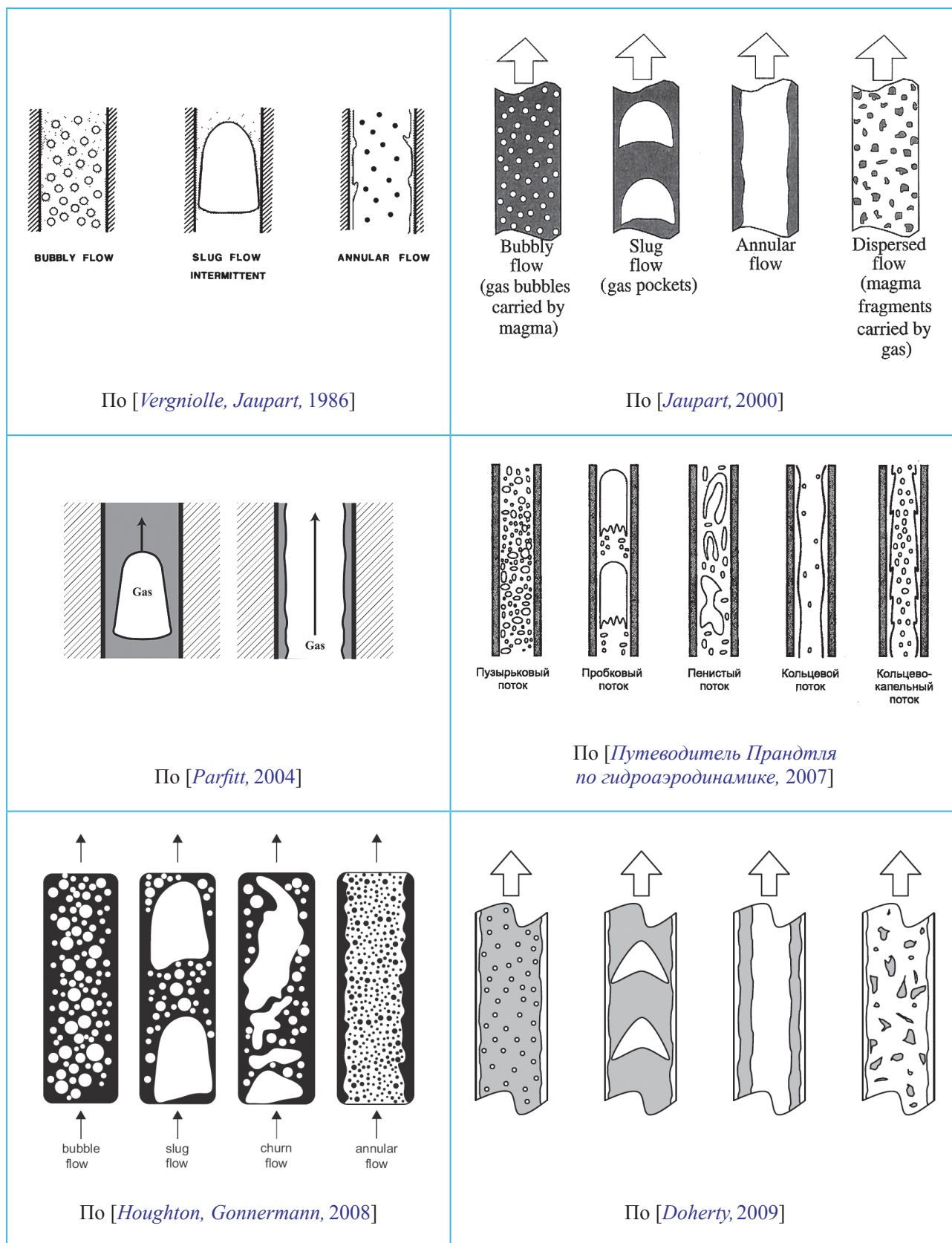


Рис. 4-03. Схемы режимов течения двухфазных потоков в вертикальных трубах, представленные в работах разных исследователей. Авторы и годы выхода публикаций приведены под каждым рисунком

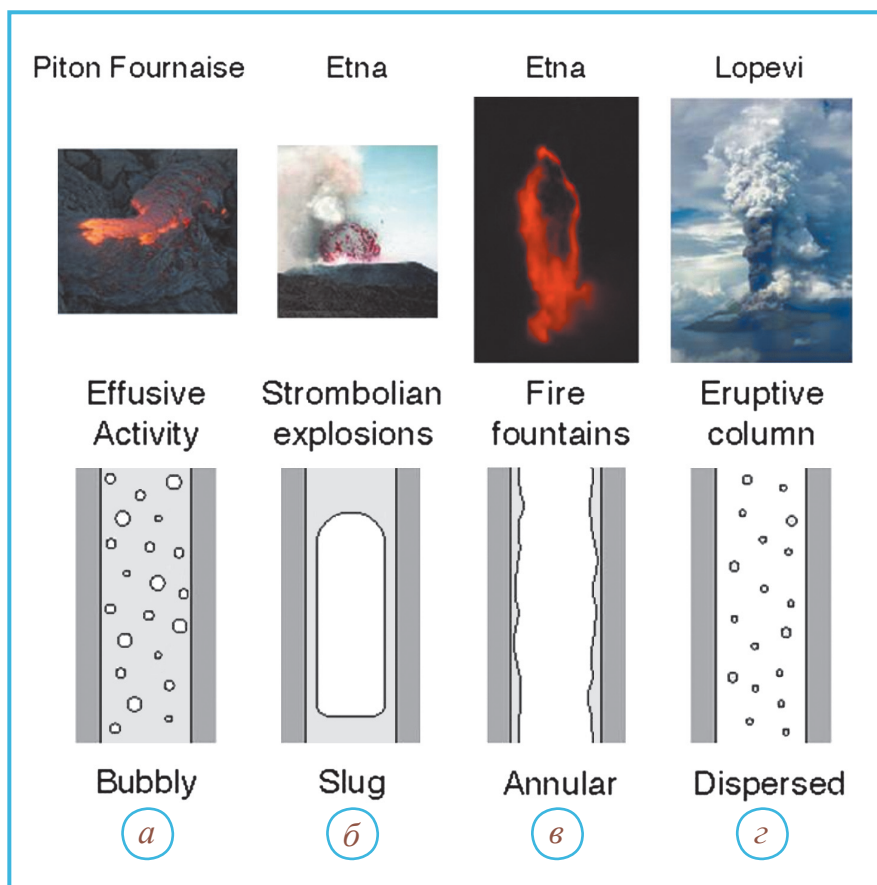


Рис. 4-04. Схемы, иллюстрирующие формы течения двухфазных потоков в верхней части выводного магматического канала, соответствующие четырем типам вулканических извержений, по [Vergnolle, 2008]:

a – мелкие пузырьки в магме – лавовые потоки;

б – газовые снаряды – стромболианские взрывы;

в – кольцевой режим – фонтаны раскаленных бомб;

г – капли магматического расплава в мощной струе газа – пепловые эруптивные колонны

и 4-02) имеют ряд ограничений. Все они представляют собой глазомерные схематические зарисовки, крайне упрощенные и не обладающие строгостью в деталях. В таком виде они, с одной стороны, дают каждому исследователю возможность для фантазии (см. рис. 4-03), а с другой – не позволяют корректно интерпретировать вулканологические данные, полученные на извержениях с помощью современной геофизической аппаратуры. Приведенные схематические изображения иллюстрируют лишь короткие вертикальные интервалы проявления газогидродинамических режимов. Они не позволяют понять, как двухфазный поток переходит из одного режима в другой (например, пузырьковый в снарядный) и не дают возможности увидеть полную картину эволюции двухфазного потока. Отсутствуют данные об особенностях роста пузырьков и об их взаимодействиях друг с другом. Нет данных об образовании

устойчивых газовых структур, о формировании пузырьковых кластеров, об объединении пузырьков. Кроме того, в представленном виде они не позволяют проводить сопоставления с записями геофизических сигналов, полученными в ходе извержений.

Для решения этих вопросов разными учеными проводились новые экспериментальные исследования, которые можно сгруппировать в три направления. *Первое направление* – поиск неописанных явлений в системе газ–жидкость и учет обнаруженных эффектов при создании концепции о деятельности питающей системы вулкана. *Второе направление* – моделирование структурных изменений двухфазного потока при его переходе из широкого «магматического очага» в узкий «подводящий канал». *Третье направление* – изучение процессов эволюции двухфазного потока в длинной вертикальной трубе – «подводящем канале».

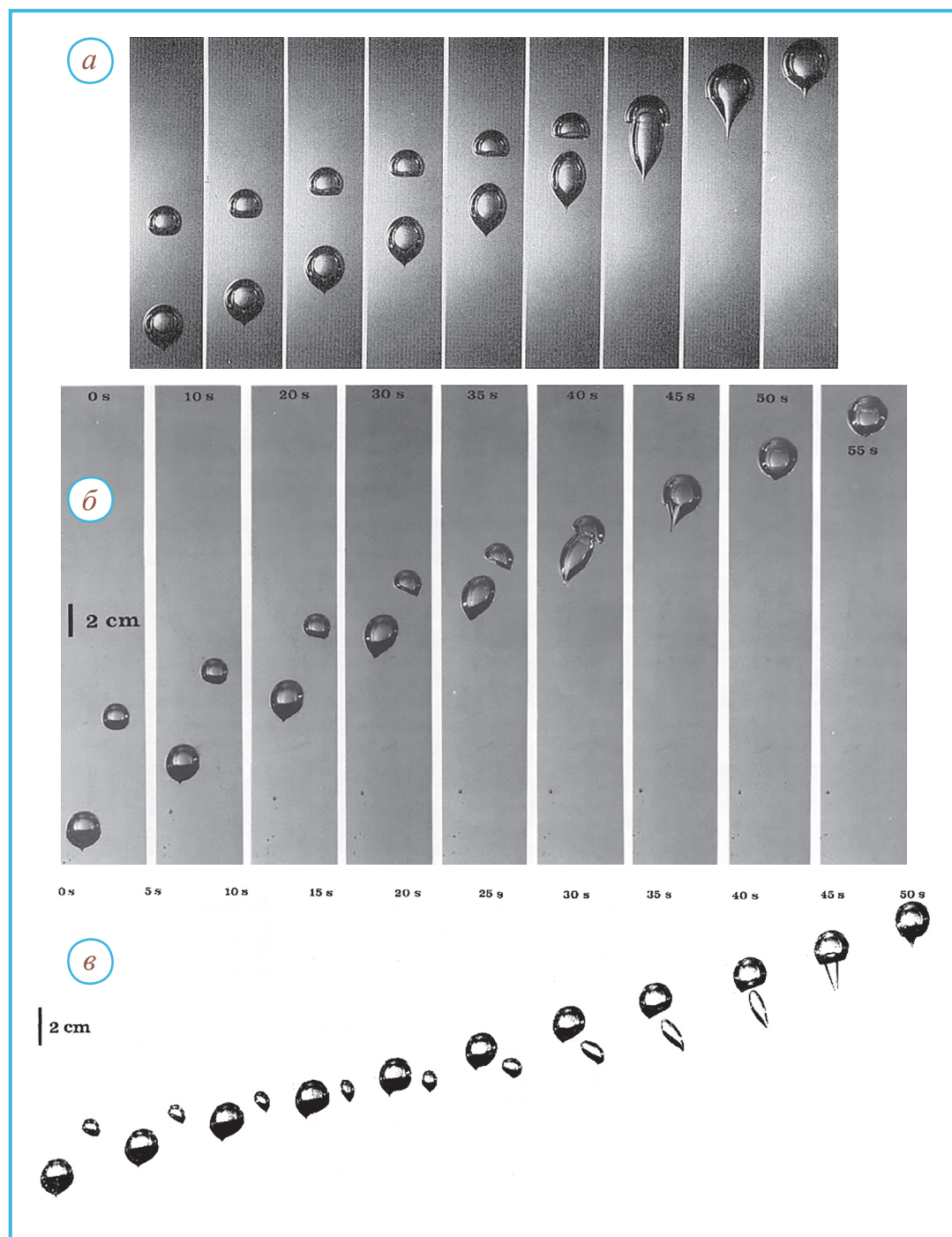


Рис. 4-05. Взаимодействие, деформация и объединение двух газовых пузырьков, всплывающих в неподвижном кукурузном сиропе. Представлена последовательная подборка фотографий, по [Manga, Stone, 1994].

a – большой пузырек выпущен вслед за маленьким; *б* и *в* – маленький и большой пузырьки, выпущенные через несколько секунд из разных отверстий, горизонтально смещенных относительно друг друга;

б – большой пузырек меняет траекторию движения и надевает на себя маленький;

в – большой пузырек проходит выше маленького и затем всасывает его в себя.

Фотографии выполнены с 5-секундным интервалом, исключение составляют первые четыре фотографии на рис. *б*, они выполнены через 10 с.

Опыты проведены в крупной емкости – высота 122 см, прямоугольное основание – 61×61 см, что исключало эффекты пристеночного взаимодействия.

Число Рейнольдса (Re) $\sim 0,005$ и число Бонда (B) ~ 20

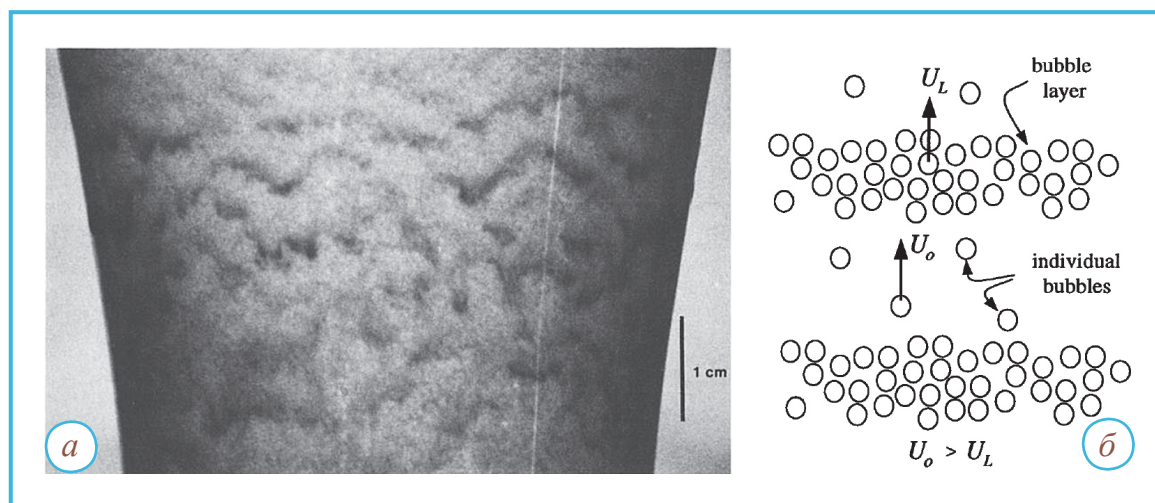


Рис. 4-06. Расслоение пузырьков в неподвижной жидкости (а) и схематическое представление слоев из мелких пузырьков (б), по [Manga, 1996].

а – пенные слоистые структуры в стакане пива Гиннесс. Изначально, после заполнения стакана, пузырьки были распределены равномерно в объеме жидкости, затем произошло расслоение;

б – схема движения пузырьков. М. Manga полагает, что скорость подъема пузырьков уменьшается по мере увеличения их концентрации. Пузырьки в верхней части каждого пенного слоя всплывают быстрее, чем располагающиеся в середине слоя. Соответственно, верхние пузырьки быстрее переходят в нижнюю часть следующего пенного слоя, чем находящиеся в середине слоя

Первое направление экспериментального исследования продемонстрировано в работах [Manga, Stone, 1994; Manga, 1996]. Выявлены новые эффекты в системе газ–жидкость. Показана возможность объединения/слияния свободно всплывающих пузырьков (рис. 4-05) и возможность формирования расслоенных пенных структур в неподвижной жидкости (рис. 4-06). Несмотря на изящество выполненных работ, следует отметить, что эти эксперименты, на которых основывались последующие теоретические построения, были проведены в условиях неподвижной жидкости; на коротких вертикальных интервалах; без учета воздействия краевых (пристеночных) эффектов. Это препятствовало созданию целостной картины эволюции высокодинамичного двухфазного потока, соответствующего поднимающемуся к поверхности магматическому расплаву.

Второе направление было реализовано в работах [Vergnolle, Jaupart, 1986, 1990; Jaupart, Vergnolle, 1988, 1989; Vergnolle, 1996, Vergnolle, Mangan, 2000]. Ими создана междисциплинарная теория дискретного выхода на поверхность магматического материала, представляющая собой своеобразный синтез структурной вулканологии и газогидродинамики. Основой их модели, объясняющей причины последовательно происходящих взрывов или эпизодов фонтанирования, является наличие крупного промежуточного очага, который соединяется с поверхностью тонким

подводящим каналом; диаметр очага в сотни–тысячи раз больше диаметра канала (рис. 4-07). Поднимающийся сквозь неподвижную жидкость поток газовых пузырьков встречает на своем пути преграду в виде свода магматического очага; под этим сводом пузырьки накапливаются, трансформируются в пену и затем отдельными порциями поступают в подводящий канал. Появление в жерле порции газовых пузырьков приводит к вулканическому взрыву или эпизоду фонтанирования. Таким образом, С. Верниолли и К. Джапарт вводят обязательный геометрический структурный барьер (свод промежуточного очага), который работает как накопитель-дозатор газовой фазы.

С 1986 г. их построения широко обсуждаются практически во всех публикациях, связанных с механизмом извержений. В современной вулканологии модель Верниолли–Джапарта является доминирующей. Структурный барьер, предложенный ими для объяснения дискретного поступления магматического вещества в процессе извержения, в той или иной интерпретации используется вулканологами, см. примеры рис. 4-08.

Третье направление экспериментальных исследований. Использование модели Верниолли–Джапарта для Ключевского вулкана неприемлемо. Во-первых, в динамике извержений Ключевского вулкана нами выявлены несколько групп устойчивых

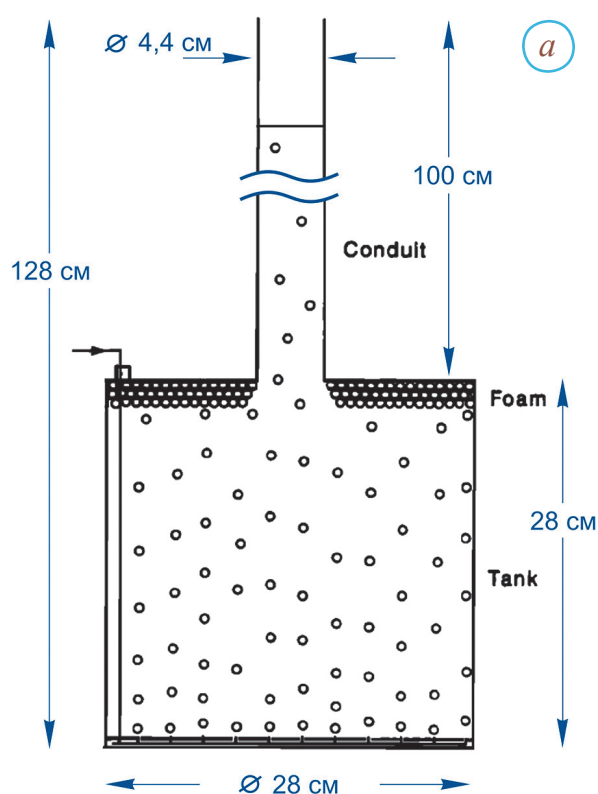
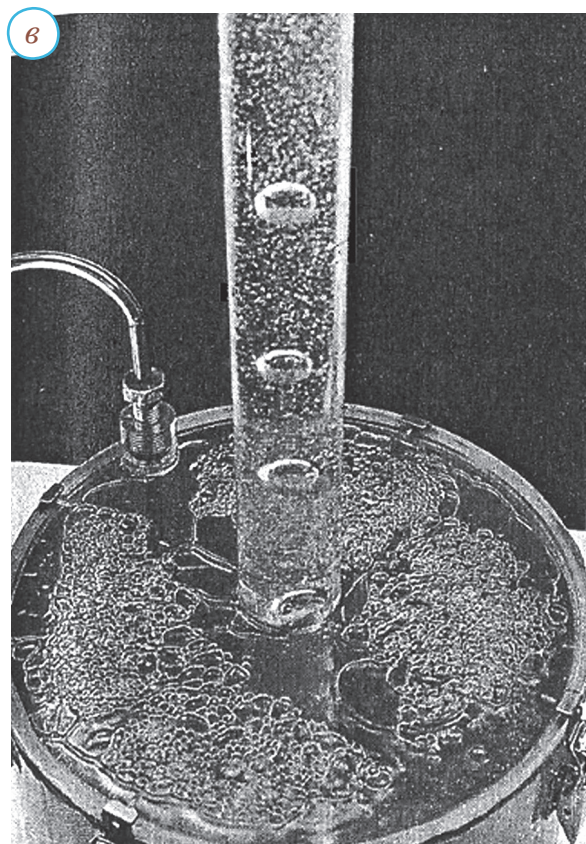
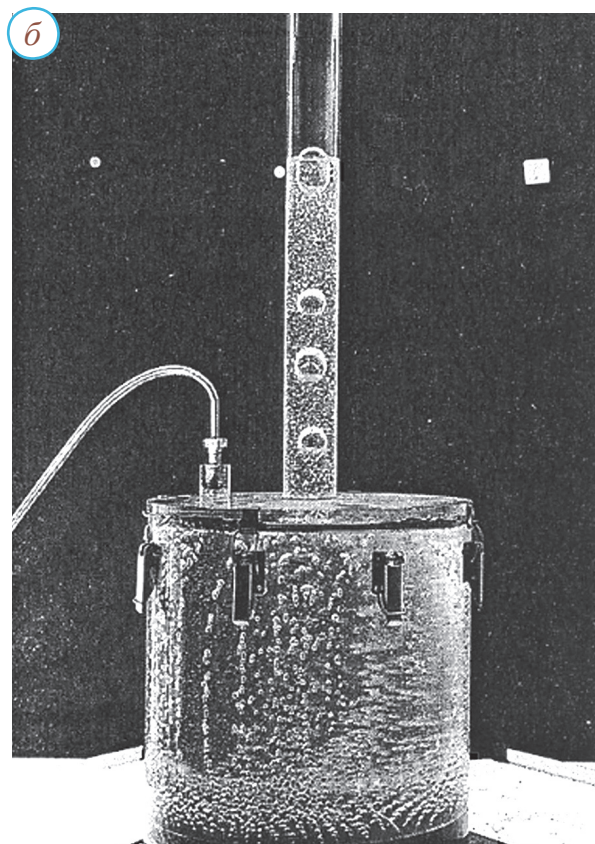


Рис. 4-07. Экспериментальная лабораторная установка С. Верниолли и К. Джапарта, предназначенная для моделирования процессов, происходящих в питающих системах базальтовых-андезибазальтовых вулканов при переходе двухфазных (газ-жидкость) расплавов из широкого магматического очага в узкий подводящий канал.

a – схема установки. Цилиндрическая емкость и выходящая из ее верхней части трубка. В дно емкости вставлены капилляры, предназначенные для введения газа. Емкость заполняется прозрачным силиконовым маслом, вязкость которого от 0,1 до 5 паскаль в секунду. Кружками изображены газовые пузырьки ($\varnothing$ от 1,8 до 4 мм). Под верхней частью емкости изображен слой накопившейся пены [Vergnolle, Jaupart, 1990];

b – общий вид установки в процессе эксперимента. Из слоя пены в верхней части емкости формируются отдельные крупные пузыри ($\varnothing \approx 3$ см), которые через примерно одинаковые интервалы поднимаются к поверхности [Jaupart, Vergnolle, 1989];

в – вид слоя пены, образовавшейся под верхней крышкой из одиночных ($\varnothing$ от 1,8 до 4 мм) поднимающихся пузырьков [Jaupart, Vergnolle, 1989]



периодичностей, значительно отличающихся друг от друга, см. Глава 3. Например, во время извержений 1983–1984 гг. установлены пять периодичностей: $T_1 = 1$ мин 34 с, $T_2 = 6$ мин 10 с, $T_3 = 40$ мин, $T_4 = 5$ ч 30 мин, $T_5 = 36$ ч [Ozerov, Konov, 1987; 1988; Конов, Озеров, 1988; Ozerov, Firstov, Gavrilov, 2007]. Если использовать модель, предложенную С. Верниолли и К. Джапартом, то, с учетом выделенных периодичностей, необходимо предположить существование нескольких близповерхностных магматических очагов, значительно отличающихся по своим размерам. Причем, каждый очаг должен иметь свой питающий канал, напрямую сообщающийся с вершинным кратером.

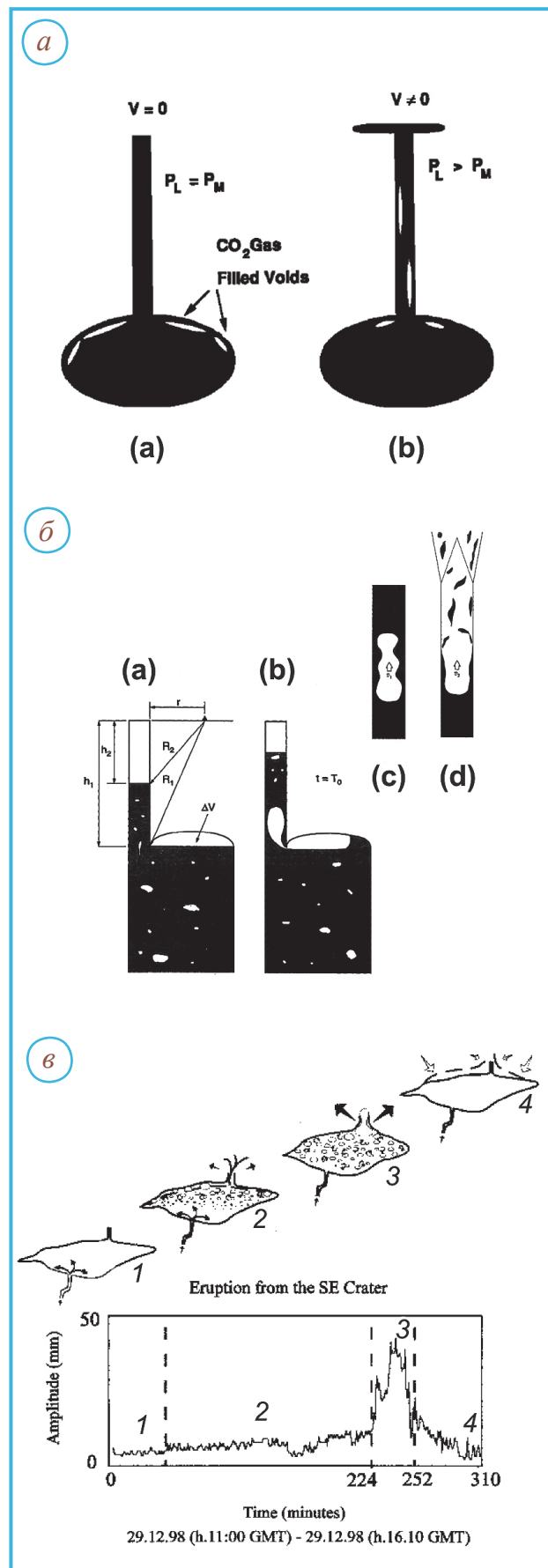
Во-вторых, в питающей системе Ключевского вулкана по сейсмологическим и петрологическим данным не установлено нескольких близповерхностных магматических очагов, напрямую связанных с вершинным кратером вулкана [Горшков, 1956; Фирстов, Широков, 1971; Utnasin, Abdurakhmanov, Anosov, et al., 1976; Балеста, Иванов, Утнасин и др., 1976; Федотов, Жаринов, Горельчик, 1988; Федотов, 1993, 2006; Озеров, Арискин, Бармина, 1996; Озеров, Арискин, Кайл и др., 1997; Lees, Symons, Chubarova, Gorelchik, Ozerov, 2007; Хубуная, Гонтовая, Соболев, Низкоус, 2007; Koulakov, Gordeev, Dobretsov et al., 2011; Хубуная, Гонтовая, Москалева и др., 2012; Levin, Droznina, Gavrilenko et al., 2014; Ермаков, Гараш, Гонтовая, 2014].

В рамках известных газогидродинамических построений и модели дискретного поступления магмы

Рис. 4-08. Вулканологические модели дискретного поступления магмы на поверхность, основанные на принципах, разработанных С. Верниолли и К. Джапартом.

а – схематическая модель, иллюстрирующая накопления газовой фазы под кровлей магматического очага (*а*) и переход ее в подводящий канал (*б*) [Carrigan, Schubert, Eichelberger, 1992]; *б* – концептуальная модель объединения мелких газовых пузырьков в питающей системе вулкана Стромболи (*а*) и последующего перетекания крупного пузыря в подводящий канал (*б*). Выход такого пузыря на поверхность (*с*) генерирует стромболианский взрыв (*д*) [Chouet et al., 1997];

в – геолого-геофизическая модель подготовки и реализации эпизода фонтанирования на вулкане Этна. В прямоугольной рамке – реальная сейсмическая запись 29 декабря 1998 г. Выше в виде последовательных схем приведены представления авторов о процессах в магматическом очаге: 1 – наполнение очага (слабый сейсмический сигнал); 2 – начальный этап дегазации (усиление сейсмичности); 3 – пароксизмальная дегазация – эпизод фонтанирования на поверхности (мощный всплеск сейсмичности); 4 – опустошение очага (постепенное ослабление сейсмического сигнала) [Delfa et al., 2001]



мы на поверхность, разработанной С. Верниолли и К. Джапартом, объяснить эти противоречия не представляется возможным.

Для объяснения периодических процессов, выявленных в динамике извержений Ключевского вулкана, автором было избрано третье направление –

исследование газогидродинамических эффектов, возникающих в протяженных вертикальных каналах. Для физического моделирования процесса извержения была сконструирована специальная лабораторная экспериментальная установка КАМБИ [Озеров, 2007, 2010, 2011].

4.3. КОМПЛЕКС АППАРАТУРЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ – КАМБИ

КАМБИ предназначен для всестороннего моделирования эффектов, возникающих при движении двухфазных модельных жидкостей по протяженным вертикальным колоннам; исследования режимов, возникающих в двухфазных смесях, их динамики и проявления каждого отдельного режима на поверхности; особое внимание планировалось уделять поиску природы периодических режимов извержений, описанных в предыдущей Главе 3.

4.3.1. Основные принципы конструирования лабораторной установки

Природным прообразом создаваемой лабораторной установки послужил Ключевской вулкан – его питающая система, магматическое вещество, динамические характеристики извержений. При создании моделирующего комплекса мы пытались максимально приблизить его параметры к реальной питающей системе базальтового-андезибазальтового вулканического аппарата. Из всего многообразия литературных данных и результатов наших исследований по Ключевскому вулкану были выбраны характерные параметры вулканической системы. Кроме того, мы старались избежать любых возможных структурных барьеров, способных повлиять на характер движения вещества.

Ниже приводятся основные положения, которыми руководствовался автор при конструировании лабораторной установки (положения 1–11) и при прове-

дении экспериментальных исследований (положения 12–15):

1 – высота питающего канала в сотни–тысячи раз больше его диаметра; **2** – сечение канала круглое или овальное; **3** – стенки канала упругие, исключающие возникновение каких-либо вибраций, способных вызвать резкие изменения в характере движения вещества; **4** – равномерное поступление магматического расплава в подводящую систему (канал); **5** – магматический расплав, поступающий в нижнюю часть подводящего канала, однородный, без изменений вязкости; **6** – подъем магмы по колонне осуществляется вертикально вверх, в нижней части потока четко проявляется ламинарный характер течения; **7** – расплав, поступающий в нижнюю часть подводящего канала, не содержит свободной газовой фазы; **8** – при подъеме расплава по каналу, вследствие падения давления, происходит образование пузырьков (нуклеация) и последующее увеличение их размера; **9** – расплав, находящийся в верхней части канала, представляет собой двухфазную смесь – жидкость и движущийся в ней газ; **10** – реологические свойства магмы таковы, что газовые пузырьки движутся существенно быстрее жидкой фазы; **11** – в верхней части канала отсутствуют запирающие пробки из затвердевшего магматического вещества, способные повлиять на поведение двухфазного потока при выходе его на поверхность – система открытая; **12** – однофазная двухкомпонентная модельная жидкость (вода с растворенным углекислым газом) в процессе эволюции превращается в двухфазную двухкомпонентную систему (H_2O-CO_2). Это существенно отличает

наши эксперименты от предыдущих исследований с однокомпонентными системами (жидкость и газ представляют разные физические состояния одного и того же химического соединения, например, вода–пар) или изначально двухкомпонентными (сиропы/жидкие масла–воздух); **13** – в экспериментах мы сознательно пренебрегали третьим компонентом, обычно присутствующим в магматических расплавах в виде кристаллической фазы, так как ее доля в базальтовых–андезитобазальтовых расплавах незначительна. Кроме того, не изучив полный спектр соотношений газ–жидкость, переход к более сложным системам мы считаем преждевременным; **14** – моделирование проводилось для извержения, вступившего в зрелую фазу, когда магматический канал сформировался; эффекты, связанные с фазами подготовки и окончания извержения, не рассматривались; **15** – эксперименты проводились с низкогазонасыщенной модельной жидкостью (давление до 2 атм.) при температуре ~20 °С; получение режимов со значительным расходом газа (кольцевых, капельных и дисперсных) не планировалось.

4.3.2. Технические характеристики КАМБИ

Первые лабораторные эксперименты с двухфазными смесями были начаты нами в 2003 г. (рис. 4-09).

Рис. 4-09. Первые опыты автора с газонасыщенными смесями.

Эксперименты проводятся в стеклянной трубке длиной 1 м, послужившей прообразом будущей экспериментальной установки для физического моделирования процесса извержения – КАМБИ. Фотография выполнена 10 августа 2003 г.

За последующие пять лет было сконструировано девять экспериментальных газогидродинамических установок. В итоге создан **Комплекс Аппаратуры для Моделирования Базальтовых Извержений – КАМБИ** (рис. 4-10) и проведены серии лабораторных экспериментальных работ.

КАМБИ смонтирован в здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, его общая высота – 18,7 м (рис. 4-11). Установка состоит из двух систем – моделирующей и регистрирующей. Идея, расчеты, изготовление всех узлов и монтаж КАМБИ осуществлены коллективом сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Руководитель работ – ведущий научный сотрудник А.Ю. Озеров, инженеры – А.В. Буткач, О.И. Дьячкова, В.С. Шульга, токарь-фрезеровщик – С.Ф. Лактионов. Работа по обеспечению КАМБИ экспериментальной трубкой $\varnothing = 25$ мм проведена доцентом МГУ Ю.В. Фроловой. Прозрачная экспериментальная труба $\varnothing = 50$ мм была заказана в Европе и доставлена на Камчатку в качестве безвозмездного инвестирования в Науку французским инженером Keith R. Joels. Статистическая обработка полученных аудиоданных проводилась по программе ДИМАС Д.В. Дроздина. Обработка видеоматериалов осуществлялась С.П. Плотниковым. Содействие в создании иллюстративной графики – А.Н. Rogozin. Ценные советы и консультации оказывал ведущий научный сотрудник, теплофизик, к.ф.-м.н. В.А. Дроздин.





Рис. 4-10. Общий вид верхней площадки экспериментальной установки.

Завершен основной цикл монтажа КАМБИ в варианте газонасыщенная колонна: установлены три прозрачные колонны с $\varnothing = 18, 25, 50$ мм, их верхние части введены в прозрачный аквариум, испытана система динамического видеослежения; 14 мая 2006 г.

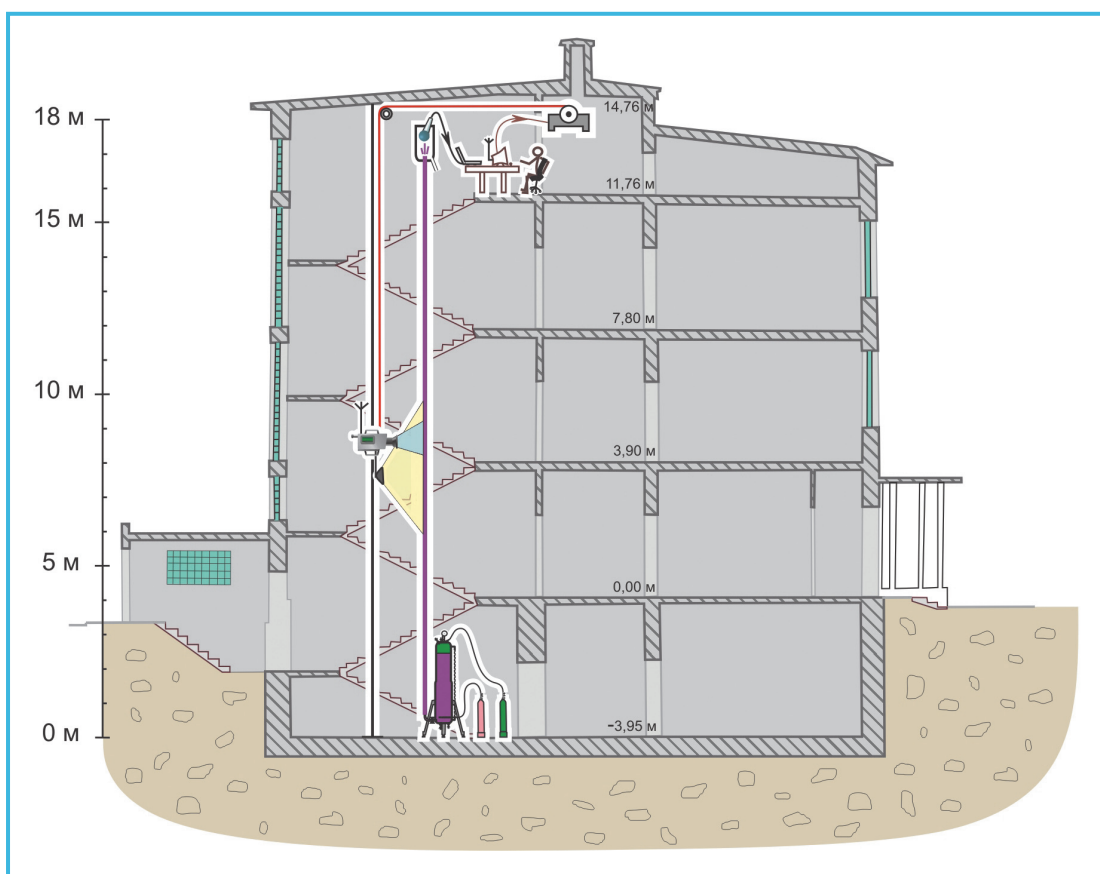


Рис. 4-11. Расположение КАМБИ в здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, лабораторный корпус.

Общая высота установки 18,7 м, максимальная длина прозрачных экспериментальных колонн 16,6 м

4.3.3. Моделирующая система КАМБИ

КАМБИ сконструирован таким образом, что его моделирующая система может работать в двух вариантах: **газонасыщенной колонны** – в трубу подается модельная жидкость с растворенным газом (рис. 4-12) и **барботажной колонны** – в трубу с неподвижной жидкостью через капилляр извне вводится газ, за счет чего в жидкости формируются пузырьки (рис. 4-18).

КАМБИ создан для изучения механизма вулканических процессов. Поэтому, для удобства после-

дующего обсуждения результатов экспериментальных исследований, названия составляющих частей экспериментальной установки условно приближены к терминам вулканической системы.

4.3.3.1. Моделирующая система в варианте газонасыщенной колонны

Рассматриваемая система (рис. 4-12а, 4-12б) включает герметичный бак для приготовления газонасыщенной модельной жидкости (магматический

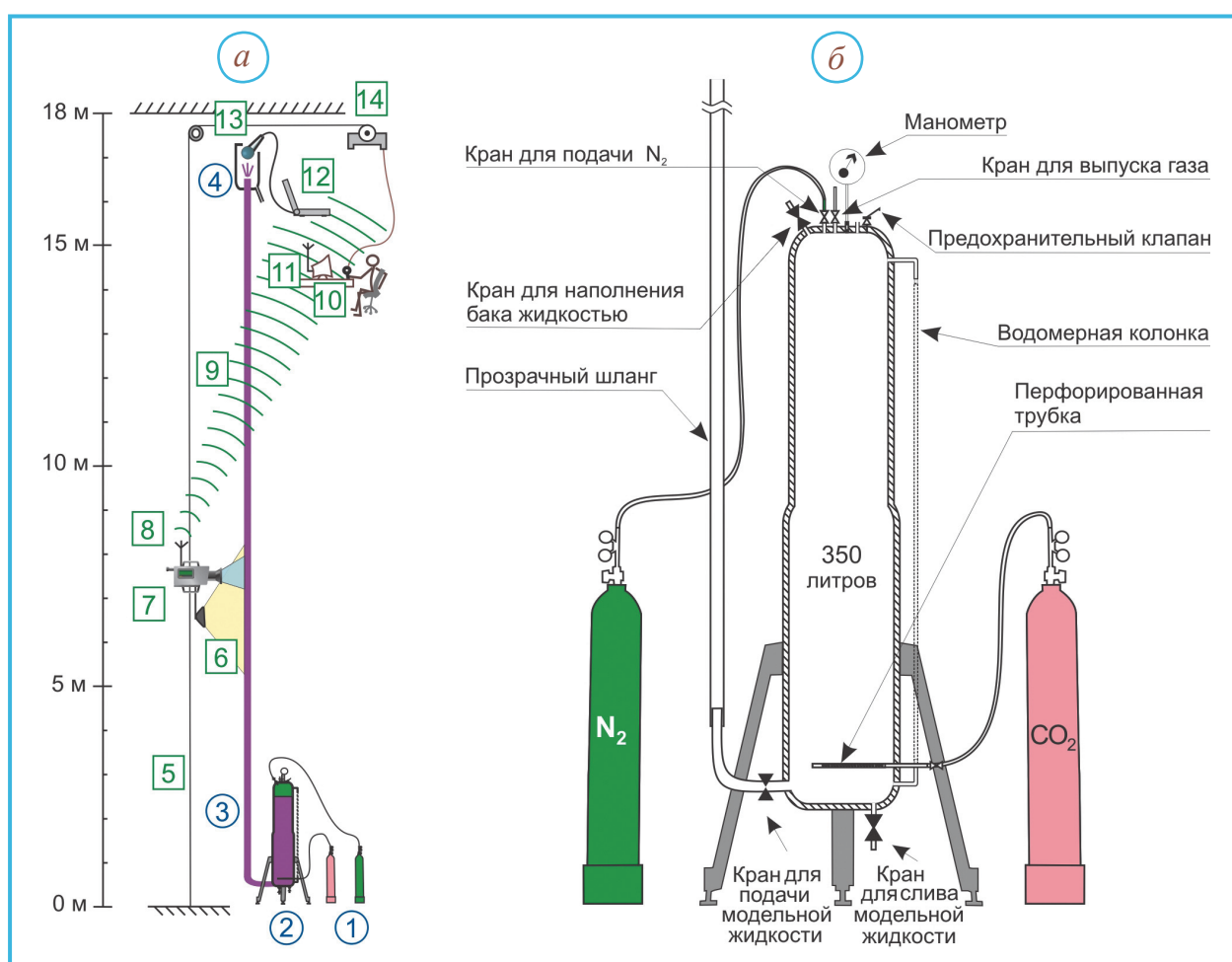


Рис. 4-12. Комплекс аппаратуры для моделирования базальтовых извержений (КАМБИ) в варианте газонасыщенная колонна.

а – схема моделирующей (1–4, синие кружки) и регистрирующей (5–14, зеленые квадраты) систем КАМБИ: 1 – газовые баллоны высокого давления с CO_2 и N_2 ; 2 – герметичный бак для приготовления модельной жидкости; 3 – прозрачная колонна; 4 – прозрачная емкость для приема жидкости; 5 – трос, направляющий движение платформы динамического видеослежения; 6 – источник света; 7 – видеокамера; 8 – передатчик и телеметрическая антенна; 9 – радиосигнал; 10 – пульт управления, отвечающий за перемещение видеокамеры; 11 – приемник видеосигнала и монитор; 12 – компьютер; 13 – микрофон; 14 – электродвигатель. В верхней части рисунка – исследователь-оператор, управляющий движением видеокамеры.

б – блок для приготовления газонасыщенной модельной жидкости и подачи ее в прозрачную вертикальную колонну



Рис. 4-13. Внешний вид бака для приготовления газонасыщенной модельной жидкости

очаг), прозрачную колонну (питающий канал), прозрачную емкость для приема поступающей модельной жидкости (кратерную область/жерло) и модельную жидкость (жидкое магматическое вещество). Описание экспериментальной системы приводится снизу вверх.

«Очаг». При конструировании этой части установки мы стремились создать экспериментальный аналог магматического очага, из которого однофазная жидкость с растворенным газом поступает в питающий канал. «Очаг» представляет собой толстостенный герметичный бак из нержавеющей стали высотой 2,3 м и объемом 350 л (рис. 4-12б, рис. 4-13). Бак рассчитан на давление до 5 атм. С помощью системы вентилей установка заполняется жидкостью. Для насыщения жидкости газом в ниж-

нюю часть бака вварена перфорированная трубка с 50-ю отверстиями. Давление в системе измеряется манометром, находящимся в верхней части бака. Водомерная колонка, расположенная вдоль бака по всей его высоте, позволяет следить за объемом жидкости в баке. В верхнюю часть бака вварен газовый штуцер, через него в ходе эксперимента в бак подается инертный газ, выполняющий в нашем случае роль поршня, выдавливающего модельную жидкость. Безопасность процесса насыщения жидкости газом обеспечивается аварийным предохранительным клапаном. Эта часть установки является, по сути, сатуратором (устройством, позволяющим растворять газ в жидкости).

В работе используется жидкость (вода) и два вида газа (углекислый и азот).

Углекислый газ (CO_2) хорошо растворяется в воде (в 1 л H_2O при температуре эксперимента $T = 20^\circ\text{C}$ и давлении в 1 атм. растворяется 828 мл CO_2), кроме того, этот газ достаточно легко переходит/выделяется в свободную фазу [Намуот, 1991]. Азот (N_2) используется в качестве поршня, выдавливающего модельную жидкость из бака. Этот газ практически нерастворим в воде: в 1 л H_2O , при параметрах эксперимента $T = 20^\circ\text{C}$ и $P = 1$ атм., растворяется лишь 18 мл N_2 [Намуот, 1991]. Оба газовых баллона, подающих CO_2 и N_2 , снабжены редукторами, позволяющими регулировать расход газа.

«Подводящий канал» (рис. 4-12, 4-14, 4-15). В этой части установки моделируются процессы,



Рис. 4-14. Плавно изогнутые трубы, соединяющие герметичный бак и вертикальные пластиковые колонны



Рис. 4-15. Внешний вид экспериментальных пластиковых прозрачных колонн

происходящие в питающем канале вулкана. Из нижней части боковой стенки бака горизонтально выведены три стальные трубы из нержавеющей стали. Они, плавно изгибаясь, изменяют осевое направление на вертикальное. Плавный изгиб труб препятствует образованию турбулентности в потоке. Трубы снабжены запирающими шаровыми кранами, позволяющими регулировать подачу модельной жидкости из бака в пластиковый шланги (экспериментальные колонны).

Верхние части стальных труб соединены с прозрачными колоннами, высота которых составляет 16 600 мм. Экспериментальные колонны на всем протяжении имеют постоянный внутренний диаметр – 18 мм, 25 мм и 50 мм. Отношение рабочего сечения: внутреннего диаметра колонны к длине (в нашем случае к высоте) составляют ~1 : 922, 1 : 664 и 1 : 332, соответственно. Такое соотношение близко к реальным параметрам вулканических питающих каналов и позволяет корректно моделировать процессы

подъема газовых пузырей в реальных вулканических питающих каналах.

Специальная система крепления удерживает колонны в вертикальном положении. Вдоль колонн протянута мерная лента с ценой деления в 1 мм.

Стальные трубы, шаровые краны и экспериментальные колонны в каждом отдельном случае имеют одинаковые внутренние диаметры. Это обстоятельство, а также плавный изгиб труб, позволяют сохранить ламинарный характер течения модельной жидкости при перемещении ее из бака в экспериментальные колонны.

«КРАТЕРНАЯ ОБЛАСТЬ/ЖЕРЛО» рис. 4-12а, рис. 4-16. Природным аналогом этой части аппаратного комплекса является кратер вулкана или вулканическая бокка. Верхние части экспериментальных колонн

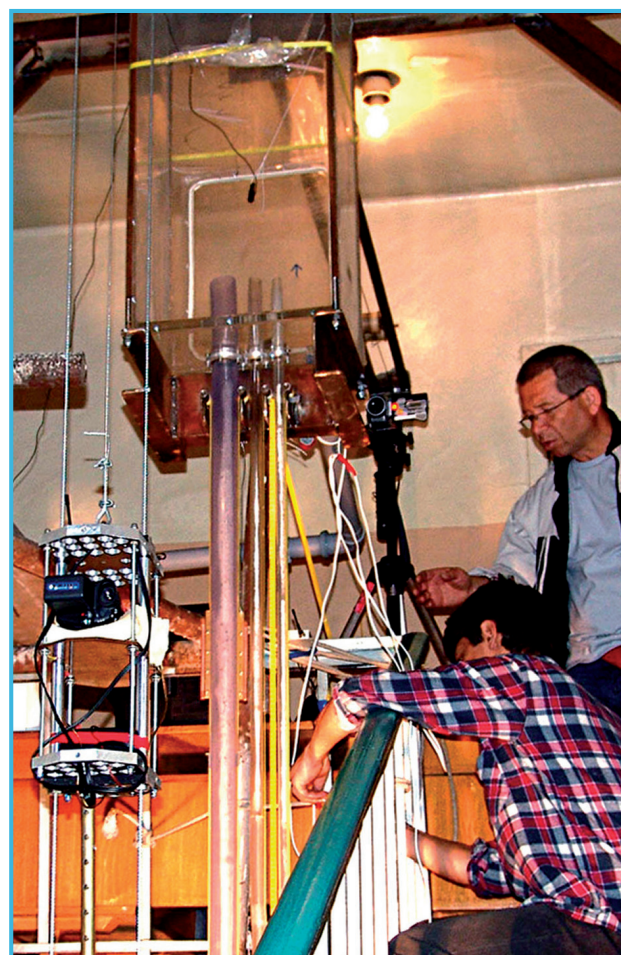


Рис. 4-16. Пластиковый аквариум в верхней части КАМБИ.

В аквариум введены три прозрачные экспериментальные колонны, внутренний диаметр – 18 мм, 25 мм и 50 мм. На первом плане подвижная платформа системы динамического видеослежения, на которой располагается видеокамера

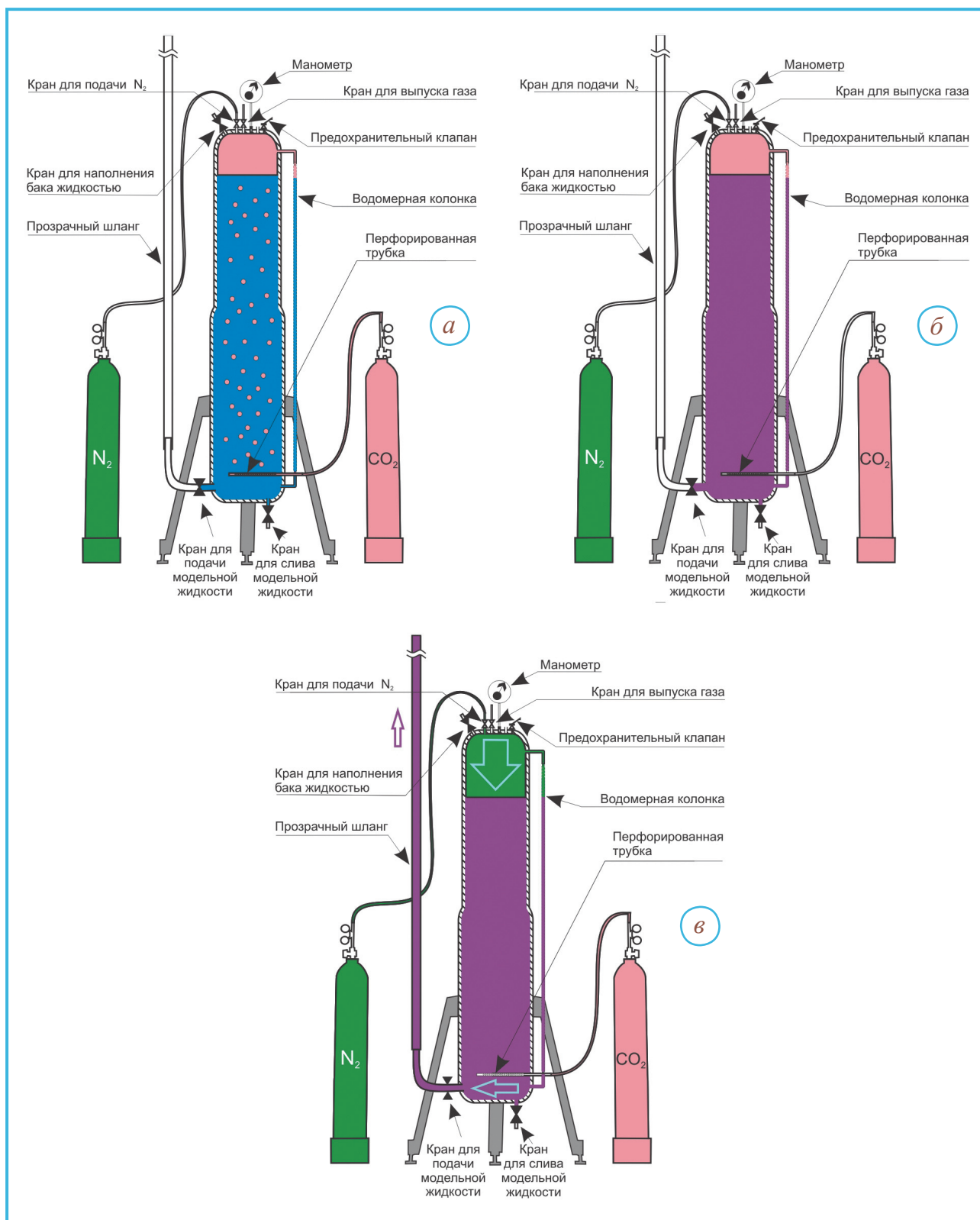


Рис. 4-17. Этапы подготовки модельной жидкости для экспериментов на КАМБИ.

а – наполнение бака 300 л H_2O (синий цвет) и насыщение воды пузырьками газа CO_2 (розовые кружки);

б – газонасыщенная модельная жидкость готова к экспериментальным исследованиям (фиолетовый цвет);

в – газ азот выполняет роль поршня и выдавливает модельную жидкость через открытый кран в экспериментальную колонну

введены в прозрачную емкость прямоугольного сечения, изготовленную из оргстекла. Верхние срезы шлангов выполнены перпендикулярно их оси и подняты на 200 мм выше дна. Емкость герметична, благодаря чему жидкость не попадает за пределы КАМБИ. Емкость снабжена сливом.

Описанная часть моделирующей системы дает возможность отслеживать процессы, происходящие при переходе жидкости из питающей системы в открытое пространство.

Приготовление газонасыщенной модельной жидкости. В толстостенный бак заливается около 300 л воды и производится насыщение ее газом CO_2 (рис. 4-17а). В результате мы получаем газонасыщенную модельную жидкость (рис. 4-17б), которая в эксперименте имитирует магму и позволяет наблюдать процессы формирования пузырьков, образования и преобразования газовых структур.

Условия насыщения контролируются при помощи манометра (тип МТП-160; трубчатый; класс точности – 1,5; диапазон измерения – 0–6 кг/см²). В результате предварительных опытов было выбрано оптимальное давление растворения – 1,6 технической атмосферы. Такое давление позволяет газу начать выделяться в свободную фазу из модельной жидкости в нижней части газонасыщенной колонны и в последующем обеспечить реализацию всех газогидродинамических режимов.

Перед началом эксперимента прозрачный шланг заполняется ненасыщенной газом водой. Этим достигаются стабильные условия на момент запуска системы. Одновременно открываются вентиль подачи азота из газового баллона в бак и шаровой кран подачи модельной жидкости из бака в пластиковый шланг. Азот создает избыточное давление в баке, и поднимающаяся газонасыщенная жидкость выдавливает ненасыщенную газом воду из шланга. Сохраняя низкий расход подачи азота, даем системе стабилизироваться и переходим непосредственно к проведению эксперимента, наблюдая за событиями в прозрачной колонне (рис. 4-17в). Расход газонасыщенной жидкости, поступающей в колонну в процессе каждого эксперимента (одного проезда видеокамеры вдоль колонны), сохраняется постоянным.

4.3.3.2. Моделирующая система в варианте барботажной колонны

В рассматриваемом варианте моделирующая система лишена «очаговой зоны». В этом случае этап нуклеации пузырьков отсутствует. Однако, можно

наблюдать поведение газовых пузырьков в изначально неподвижной жидкости и исследовать влияние одного изменяющегося параметра – расхода газа – на характер двухфазного потока.

В барботажном варианте моделирующая система (рис. 4-18) включает регулятор подачи газа, формирующего двухфазный поток, прозрачную колонну (питающий канал), емкость для приема поступающей модельной жидкости (кратерную область/жерло) и модельную жидкость (жидкое магматическое вещество). Описание экспериментальной системы приводится снизу вверх.

Регулятор подачи газа представляет собой оригинальный, сконструированный автором, газовый кран тонкой регулировки. Он позволяет обеспечить подачу газа из газового баллона в прозрачную колонну с расходом от 0,5 мл/мин (одиночные газовые пузырьки, движущиеся через 20 см) до 250 мл/мин (двухфазный поток с преобладанием газовой фазы).

«Подводящий канал» – вертикальная прозрачная пластиковая колонна высотой 15 700 мм и внутренней диаметром 18 мм. Отношение рабочего сечения внутреннего диаметра шланга к его длине (в нашем случае высоте) – 1 : 872. Нижний торец колонны герметизирован металлической пробкой, сквозь которую в трубку введена полая игла.

Для проведения экспериментальных исследований в колонну заливается жидкость, в которую через иглу подается газ. Формируются пузырьки, которые всплывают в жидкости.

Процесс пропускания газа или пара через жидкость в физике получил название барботаж, а само движение пузырьков – барботирование. Поэтому трубка, заполненная жидкостью, сквозь которую поднимаются газовые пузырьки, в предлагаемом исследовании называется барботажной колонной. В этой части установки моделируются процессы, происходящие в питающем канале вулкана во время извержения.

В работе используются жидкость и газ. В качестве модельной жидкости применяется 35%-ный раствор глицерина в дистиллированной воде (это соотношение было выбрано в результате предварительных экспериментов). В качестве барботирующего газа применяется обычный воздух, поступающий в колонну под давлением из газового баллона. Воздух в условиях эксперимента ($T = 20^\circ\text{C}$, $P_{\text{max}} = 1,6 \text{ атм.}$, $P_{\text{min}} = 1 \text{ атм.}$) не растворяется в воде и остается в свободной фазе в виде газовых пузырьков до конца эксперимента.

«Кратерная область/жерло» имеет свою собственную прозрачную приемную емкость. Эта часть моделирующей системы дает возможность отслеживать процессы на границе двух сред (жидкость–воздух),

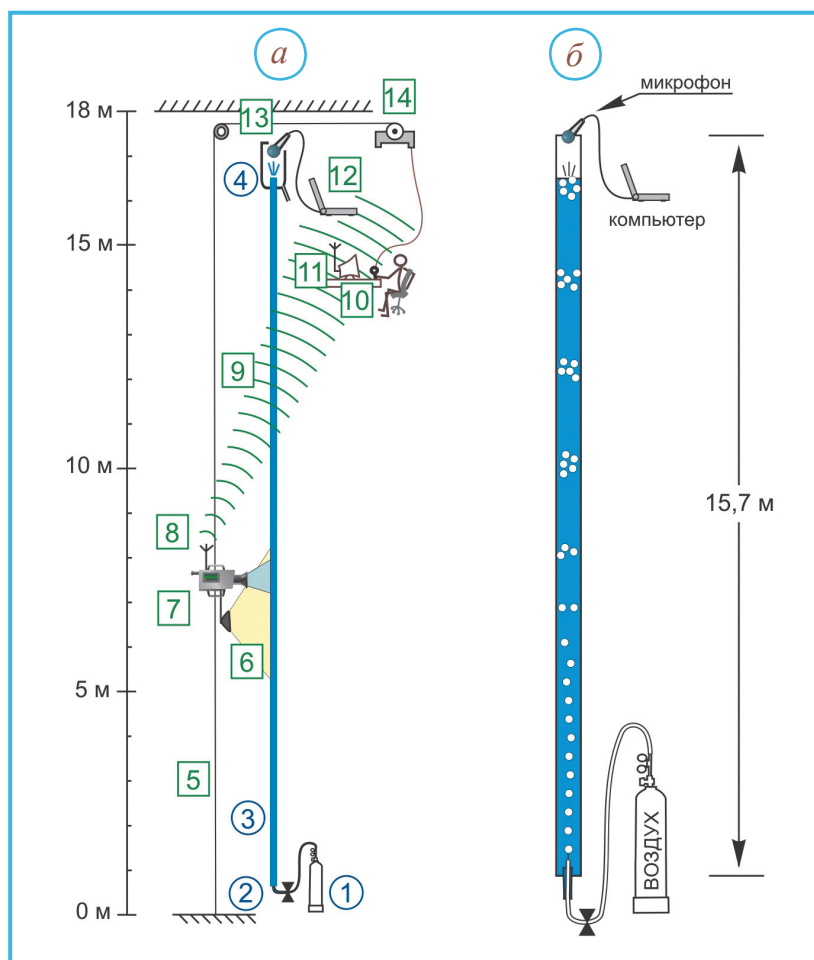


Рис. 4-18. Комплекс аппаратуры для моделирования базальтовых извержений (КАМБИ) в варианте барботажная колонна.

а – схема моделирующей (1–4, синие кружки) и регистрирующей (5–14, зеленые квадраты) систем КАМБИ: 1 – газовый баллон высокого давления с воздухом; 2 – газовый кран тонкой регулировки; 3 – прозрачная колонна; 4 – прозрачная емкость для приема жидкости; 5–14 – см. подрисовочная подпись **рис. 4-12**.

б – схема, иллюстрирующая барботажную моделирующую систему

происходящие при переходе пузырьков из барботажной колонны в открытое пространство.

В заключение следует особо подчеркнуть, что во всех экспериментах на КАМБИ мы имеем дело с открытой системой.

4.3.4. Регистрирующая система КАМБИ

Регистрирующая система КАМБИ сконструирована таким образом, чтобы проводить контроль параметров двух моделирующих систем – и в газонасыщенной колонне, и в барботажной колонне.

Регистрирующая система включает систему динамического видеослежения, электронный высотомер и спидометр, блок видеорегистрации, блок акустической регистрации, синхронизирующее устройство и отключающую систему (**рис. 4-12а**).

Система динамического видеослежения предназначена осуществлять наблюдение и регистрацию процессов, происходящих в прозрачной вертикальной колонне при движении по ней модельной жидкости в режиме реального времени. Вдоль шланга по системе направляющих тросов перемещается тележка с видеокамерой. Движение тележки обеспечивается электродвигателем. На тележке установлен мощный источник света, позволяющий обнаруживать даже мелкие неоднородности в движущемся потоке.

Изображение, получаемое видеокамерой слежения, по телеметрическому каналу в реальном времени передается на монитор. Оператор-исследователь, следящий за видеоизображением, имеет возможность, используя оригинальный пульт управления, оперативно изменять скорость тележки в интервале от 1 до 100 см/с. Это необходимо для того, чтобы постоянно держать в поле изображения видеокамеры выбранный оператором для слежения пузырек или группу поднимающихся пузырьков.

Видеорегистрация. Ход эксперимента фиксируется видеокамерой Sony HDV 1080i/mini DV 2,8 Mega pixels. Она расположена на движущейся тележке и записывает картину трансформации пузырьковых структур, поднимающихся по прозрачной колонне в модельной жидкости. Для удобства наблюдения процессов, происходящих в колонне, и обеспечения при этом достаточного качества изображения, выбран оптимальный угол захвата изображения, позволяющий записывать видеоряд движущихся пузырьков в 30-сантиметровом интервале высоты. В результате мы получаем видеоизображение постоянно изменяющейся структуры двухфазного потока на всем протяжении экспериментальной колонны.

Высотомер и спидометр. Для одновременного определения высоты и скорости движущейся тележки создан специальный электронный блок. С помощью высотомера можно фиксировать вертикальное положение тележки с точностью до 10 мм, а с помощью спидометра – определять изменение ее скорости в интервале 2 см/сек – 1,5 м/с с точностью 2 см/с.

Акустическая система позволяет регистрировать звуковой сигнал, образующийся при разрушении пузырьков, достигающих поверхности модельной жидкости. Для этого над верхним срезом пластикового шланга устанавливается влагозащищенный микрофон, сигнал от которого в цифровом виде передается и записывается на компьютер. Это аналог геофизической станции, записывающей звуковые колебания, возникающие в непосредственной близости от жерла извергающегося вулкана.

Блок синхронизации. Эта часть установки создана для синхронизации видео- и акустического сигналов с точностью до миллисекунд.

Блок экстренного торможения. Установка снабжена устройством экстренной остановки тележки с видеокамерой в случае выхода ее за пределы рабочей зоны.

4.4. ГЛАВНЫЕ КОНСТРУКТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАМБИ

Подводя итог технического описания КАМБИ, подчеркнем главные конструктивные особенности, которые принципиально отличают ее от других существующих установок вертикального газогидродинамического моделирования.

1. В мире нет ни одной установки, работающей с газонасыщенными модельными жидкостями. Обычно используют либо барботажный вариант (газ пробулькивает сквозь жидкость), либо газ под большим давлением продувается сквозь жидкость.

2. КАМБИ имеет самые протяженные прозрачные колонны – 16,6 м, в то время как самая длинная прозрачная колонна на других установках, предназначенных для изучения новых газогидродинамических режимов, имеет длину 5 м.

3. Впервые создана лабораторная модель, которая учитывает геометрические параметры питающего канала базальтового-андезиобазальтового вулкана.

Протяженность реальных вулканических каналов на несколько порядков больше их диаметра, поэтому на КАМБИ соотношение внутреннего диаметра прозрачных колонн к их высоте составляет 1 : 922, 1 : 664 и 1 : 332.

4. Ни одна экспериментальная установка вертикального газо-жидкостного моделирования не имеет системы динамического видеослежения, которая позволяет проводить непрерывное сопровождение и получать видеозапись движения любого пузырька (группы пузырьков) по всей длине экспериментальной колонны.

5. Впервые для сопоставления результатов лабораторного моделирования с эксплозивными событиями на вулканах используются записи физических сигналов: сейсмического – от базальтовых-андезиобазальтовых извержений и акустического, полученного в эксперименте на КАМБИ.

4.5. ОБСУЖДЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КАМБИ

В настоящем разделе будет сделан акцент на основных принципиально новых конструктивных особенностях КАМБИ.

Данные, полученные при проведении экспериментов на КАМБИ, существенно дополняют известные газогидродинамические представления, на которых базируются вулканологические построения, связанные с динамикой движения базальтовых-андезиобазальтовых расплавов. Это обусловлено тем, что наши экспериментальные исследования характеризуются рядом особенностей, которые не принимались в расчет в ранее проводимых работах по гидродинамическому моделированию извержений.

1. Впервые при физическом моделировании процесса извержений были реализованы условия подъема газонасыщенной модельной жидкости по колонне, что дало возможность наблюдать процесс нуклеации газовых пузырьков, последующее увеличение их размеров, формирование блокированных кластеров и снарядов.

2. При физическом моделировании процесса извержения были впервые реализованы условия барботирования пузырьков при постепенно изменяющемся расходе газа. Использовались жидкости разной плотности. Комбинирование этих параметров позволило исследовать газовые структуры, состоящие из одно-размерных пузырьков, и процесс формирования открытых пузырьковых кластеров.

3. Впервые при проведении экспериментов, направленных на получение периодических эффектов в двухфазных смесях, были исключены различные структурные барьеры, обеспечивающие флуктуации выхода на поверхность модельной жидкости, и была обеспечена возможность равномерного подъема газонасыщенной жидкости или газовых пузырьков по вертикальной колонне.

4. Впервые в одной экспериментальной установке реализованы две принципиально различные моделирующие системы – газонасыщенная колонна и барботажная колонна. Это значительно расширило возможности экспериментальных исследований и позволило изучить особенности разных двухфазных потоков: **1)** формирующегося в результате высвобождения газа из растворенного состояния в свободную фазу и **2)** образовавшегося благодаря барботированию пузырьков сквозь жидкость.

5. Вертикальные размеры установки соответствуют высоте 6-этажного дома: от опоры бака до подвеса аквариума – 18,7 м. Это позволило впервые моделировать полные эволюционные ряды газогидродинамических режимов – от момента возникновения первого пузырька до появления зрелых стабильных газовых структур.

6. В опытах с газонасыщенной колонной использовалась однофазная двухкомпонентная модельная жидкость (вода с растворенным газом CO_2), которая в процессе эволюции при подъеме по протяженной вертикальной колонне переходит в двухфазную систему (вода–газ CO_2). В опытах с барботажной колонной пузырьки воздуха всплывают через воду или раствор глицерина в воде (двухфазная, двухкомпонентная система). В совокупности две моделирующие системы впервые позволили получить полный набор газогидродинамических режимов, характерных для вертикальных газожидкостных потоков и необходимых для моделирования извержений базальтовых-андезиобазальтовых вулканов.

7. В экспериментах на КАМБИ впервые реализована система непрерывного динамического видеослежения за преобразованиями, происходящими в двухфазном потоке по всей длине экспериментальной колонны. С помощью этой системы можно получать не только фотографии высокого качества, но и видеозаписи постоянного сопровождения любого выбранного пузырька или группы пузырьков. Такой подход позволяет последовательно проследить эволюцию газожидкостных смесей от момента рождения первого газового пузырька (ранняя нуклеация) до появления зрелых стабильных газовых структур (кластеризация, коалесценция).

8. Впервые в опытах использованы прозрачные колонны разного диаметра. Это дало возможность установить, что характер газогидродинамических режимов в значительной степени обусловлен поперечными размерами подводящего канала. Экспериментально показано, что в узких каналах образуются блокированные кластеры и газовые снаряды, а в широких – на тех же интервалах высоты формируется пенный режим и пенные кластеры.

9. В основу экспериментальных исследований положены реальные записи природных процессов, воспроизведение которых в эксперименте являлось

критерием сходства процессов. Впервые, для сопоставления результатов лабораторного моделирования с эксплозивными событиями на вулканах, использовались записи физических сигналов: сейсмического – от базальтовых-андезибазальтовых извержений и акустического – полученного в ходе экспериментов на КАМБИ.

10. Важной чертой проводимого моделирования является воспроизводимость опытов, которая обеспечивается контролирующей аппаратурой. Каждый эксперимент можно повторить, воспроизведя давление насыщения жидкости газом, параметры запуска установки и условия подачи модельной жидкости.

11. КАМБИ имеет широкие возможности для модернизации. Мы полагаем, что закончен первый этап «феноменологического» моделирования, во время которого были обнаружены и описаны новые природные феномены – газогидродинамические структуры и режимы течения газожидкостных смесей. Второй планируемый этап исследований – «параметрический», подразумевает вовлечение в эксперименты регистрирующей физической аппаратуры: датчиков давления, гидрофонов, вибрационной аппаратуры, цифровой регистрации скорости движения пузырьков. Расширение работ также подразумевает использование модельных жидкостей разной плотности, вязкости, поверхностного натяжения. Необходимо повысить точность видеорегистрации за счет умень-

шения искажений, вносимых круглой колонной, использования видеокамер высокого разрешения и скоростной видеосъемки.

Полученные в ходе экспериментов параметры позволят перейти к созданию физической *модели*, которая с достаточной точностью описывает *реальную извергающуюся вулканическую систему*.

В заключение отметим, что конструирование КАМБИ было вызвано необходимостью интерпретации вулканологических и геофизических данных, полученных автором за 25 лет исследований извержений. Создание экспериментального комплекса имело цель воспроизвести в лабораторных условиях аналог извергающегося вулкана и понять, что происходит в его питающей системе. В реальных условиях исследователи видят внешние эффекты извержения, изучают магматическое вещество и регистрируют геофизические сигналы, но процессы, происходящие в подводящем канале извергающегося вулкана недоступны для наблюдения. На нашей установке, воссоздавая внешние эффекты извержений, мы имеем возможность наглядно увидеть процессы, происходящие в подводящем канале вулкана.

Результаты экспериментальных исследований, направленные на моделирование вулканических процессов, в полном объеме будут приведены в следующей главе.

4.6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ГЛАВЕ 4

Предложен новый метод физического моделирования вулканических процессов, основанный на исследовании газогидродинамических потоков в протяженных прозрачных вертикальных колоннах, с помощью специально сконструированной крупногабаритной экспериментальной установки – лабораторного аналога действующего базальтового-андезибазальтового вулкана. Эксперименты проводятся в газонасыщенном и барботажном вариантах. Параметры моделирования контролируются системой динамического видеослежения и акустической аппаратурой.

Подчеркнем главные конструктивные особенности КАМБИ, принципиально отличающие ее от других установок вертикального газогидродинамического моделирования: **1)** КАМБИ – это единственная установка в мире, которая работает с газонасыщенными модельными жидкостями; **2)** КАМБИ имеет самые протяженные прозрачные колонны – 16,6 м, по крайней мере в три раза превосходящие самые длинные прозрачные колонны, используемые на других установках; **3)** впервые реализована модель, учитывающая геометрические параметры питающего канала базальтового-андезибазальтового вулкана –

протяженность вулканических каналов на несколько порядков больше их диаметра; 4) КАМБИ – единственная установка вертикального газожидкостного моделирования, имеющая систему динамического видеослежения, которая позволяет проводить непрерывное сопровождение и получать видеозапись движения любого пузырька (группы пузырьков) по всей длине экспериментальной колонны; 5) впервые для

сопоставления результатов лабораторного моделирования с взрывными событиями на вулканах используются записи физических сигналов: сейсмического – от базальтовых-андезитобазальтовых извержений и акустического – полученного в эксперименте на КАМБИ.

Созданная нами установка КАМБИ не имеет аналогов в мире.

Глава 5

МЕХАНИЗМЫ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ФОНТАНИРОВАНИЯ, СТРОМБОЛИАНСКИХ ВЗРЫВОВ И ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

5.1. ПРЕАМУЛА

Цель исследований – изучение физических механизмов, обеспечивающих формирование в подводящем канале вулкана газовых структур, определяющих возникновение в кратере режимов пульсирующего фонтанирования, стромболианских взрывов и периодического фонтанирования.

Основной метод – экспериментальное газогидродинамическое моделирование процесса движения двухфазных смесей в вертикальных колоннах КАМБИ и сопоставление полученных результатов с реальными вулканическими событиями.

Объект моделирования – динамические процессы, происходящие в магматическом потоке во время подъема по подводящему каналу вулкана (экспериментальная колонна), и периодические взрывные эффекты извержения в кратере вулкана (верхний срез экспериментальной колонны).

Природный объект исследований – типичный представитель базальтового-андезибазальтового вулканизма – Ключевской вулкан, один из наиболее активных и продуктивных вулканов в мире, в извержениях которого широко проявлены периодические процессы.

Особенность проведенных экспериментальных исследований заключается в сопоставлении ре-

зультатов газогидродинамического моделирования с природными явлениями: либо с ярко выраженными визуальными эффектами извержений, либо с сейсмическими записями, на которых четко проявлены динамические характеристики извержений. Фактически речь идет о прямом моделировании эруптивных процессов.

Отметим, что задача прямого моделирования динамических параметров извержений в вулканологии поставлена впервые.

Настоящая глава является закономерным продолжением исследований периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана. В **Главе 3** детально описаны периодические явления, установленные на Ключевском вулкане. В **Главе 4** рассмотрены основные методы моделирования эруптивных процессов, применяемые в мировой практике, и представлен созданный нами лабораторный **Комплекс Аппаратуры для Моделирования Базальтовых Извержений** – КАМБИ. В настоящей главе приведены материалы по газогидродинамическому моделированию на КАМБИ, направленному на воссоздание процессов, происходящих в подводящих каналах базальтовых-андезибазальтовых вулканов во время извержений.

При описании экспериментальных исследований, основное внимание будет уделено опытам по определению механизма стромболианских взрывов и периодического фонтанирования. Эксперименты, направленные на изучение пульсирующего фонтанирования, к сожалению, представлены в меньшем объеме. Это обусловлено тем, что в нашем распоряжении пока нет высокоскоростной видеокамеры высокого разрешения, необходимой для исследования стремительного движения пенных кластеров.

Для выбора схемы моделирования (барботажная или газонасыщенная колонна, см. [рис. 4-12, 4-18](#)) проведено несколько циклов предварительных опытов в колоннах разного диаметра – 10, 14, 18, 25 и 50 мм. В результате установлено, что для получения пенного и снарядного режимов следует использовать

газонасыщенные колонны, а для изучения процессов кластеризации одномерных пузырьков – барботажную колонну.

Следует подчеркнуть, что во всех экспериментах на КАМБИ мы имеем дело с длинными вертикальными колоннами, имеющими неизменный диаметр вдоль всей колонны. Отсутствуют какие-либо неоднородности, способные повлиять на движение двухфазного потока как в колоннах, так и при выходе на поверхность – система открытая.

Последовательность описания экспериментов. В Разделе 5.2 рассмотрены эксперименты, направленные на изучение пульсирующего фонтанирования, в Разделе 5.3 – стромболианских взрывов и в Разделе 5.4 – периодического фонтанирования.

5.2. МЕХАНИЗМ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ФОНТАНИРОВАНИЯ

5.2.1. Экспериментальные исследования

(газонасыщенная колонна,
 $\Phi_{\text{внутр}} = 50 \text{ мм}$, $h_{\text{колонны}} = 16,6 \text{ м}$,
 $P_{\text{насыщения}} = 1,6 \text{ атм}$, H_2O , CO_2)

Приготовление модельной жидкости подразумевает насыщение 350 л воды газом CO_2 . Условия насыщения контролируются при помощи манометра. В результате предварительных экспериментов было выбрано оптимальное давление насыщения – 1,6 технической атмосферы. При таком давлении газ начинает выделяться в свободную фазу из модельной жидкости в нижней части газонасыщенной колонны, и в последующем, в процессе движения по колонне, происходит реализация всех газогидродинамических режимов.

Перед началом экспериментов колонна заполняется ненасыщенной газом водой. Таким способом достигаются стабильные условия на момент запуска системы. Одновременно открываются вентиль подачи азота из газового баллона в бак и шаровый кран подачи модельной жидкости из бака в колонну. Азот создает избыточное давление в баке, и поднимающаяся газонасыщенная жидкость вы-

давливает ненасыщенную газом воду из колонны. Сохраняя низкий расход подачи азота, даем системе стабилизироваться и переходим непосредственно к проведению эксперимента, одновременно наблюдая за событиями в двухфазном потоке. Расход газонасыщенной жидкости, поступающей в колонну в процессе каждого эксперимента, сохраняется постоянным.

В экспериментах установлено, что при движении модельной жидкости по вертикальной 50-миллиметровой колонне, в зависимости от расхода модельной жидкости, могут реализовываться два сценария развития двухфазного потока: **1** – равномерный (режимы: жидкостный, пузырьковый и пенный) и **2** – периодический (режимы: жидкостный, пузырьковый и пенных кластеров) [[Озеров, 2013](#)]. Приведем описание экспериментов, в которых проявляются характерные особенности выделенных режимов.

1. Формирование равномерного пенного режима

Жидкостный режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 0–5 м (снизу вверх). По колонне движется однородная модельная

жидкость. Это режим однофазного течения, он не имеет пузырьков, весь газ находится в растворенном состоянии. По мере подъема в жидкости падает давление, что приводит к мобилизации растворенного газа, и создаются условия для выделения газа в свободную фазу.

Пузырьковый режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 5–13 м. На высоте 5 м в колонне начинают появляться первые газовые пузырьки, они имеют размер ~1 мм. По мере подъема количество пузырьков постепенно возрастает. Образовавшиеся ранее пузырьки увеличиваются в размерах, и к 11 м достигают 2–4 мм в диаметре (по горизонтали). Продолжается образование новых пузырьков, это приводит к тому, что в колонне наблюдается непрерывный размерный ряд пузырьков от мелких (вновь образованных) до крупных (сформировавшихся на более низких уровнях колонны). Примыкания, слипания и слияния пузырьков не происходит.

В интервале 5–11 м пузырьки характеризуются устойчивым поведением – происходит постепенный рост образовавшихся пузырьков и постепенное появление новых генераций пузырьков. Пузырьки движутся по всему сечению колонны. Каких-либо резких изменений в колонне не происходит. Количество пузырьков в потоке таково, что жидкость в колонне сохраняет прозрачность – хорошо видны пузырьки, находящиеся у задней стенки колонны, и любые объекты, расположенные непосредственно за экспериментальной колонной.

На высоте 12 м темп нуклеации возрастает, количество мелких пузырьков лавинообразно увеличивается, в результате на высоте 13 м движущийся по экспериментальной колонне двухфазный поток становится мутным и начинает утрачивать свою прозрачность.

Пенный режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 14–16,6 м (рис. 5-01а). Последующие преобразования двухфазной смеси обусловлены высоким темпом нуклеации. На высоте 14 м газожидкостный поток за счет большого количества пузырьков полностью утрачивает прозрачность и приобретает светло-серый цвет, до белого. Объемная доля газовой составляющей начинает превалировать над жидкой, такое соотношение компонентов характерно для газожидкостных эмульсий. Крупные пузырьки, выделившиеся в начальные стадии жидкостного режима, не увеличиваются в размерах, однако более поздние, мелкие пузырьки начинают активно расти, «подтягиваясь» в размерах до крупных. В результате геометрические параметры крупных пузырьков в потоке выравниваются, и все они приближаются к одному размеру – диаметр по



Рис. 5-01. Фрагменты газогидродинамических режимов, возникающих в верхней части вертикальной прозрачной колонны ($\varnothing_{\text{внутр.}} = 50$ мм, $h = 16,6$ м), при разных начальных расходах подачи модельной газонасыщенной жидкости.

а – режим пенный, равномерный;

б – режим пенных кластеров (без разрыва сплошности пенного потока), периодический;

в – режим пенных кластеров (с разрывом сплошности пенного потока), периодический.

Справа от колонн – желтая мерная лента, цена деления 1 мм

горизонтальной оси ~5 мм. Пространство между плотной упаковкой близко расположенных крупных пузырьков занимают более мелкие пузырьки.

По оценкам, полученным при анализе стоп-кадров, на высоте 15 м объем газовой фазы превышает 75%, что позволяет определять описываемый режим как пенный. Скорость подъема пузырьков по сечению колонны неодинакова, в центральной части пузырьки движутся быстрее, чем в краевых частях, хорошо виден выпуклый профиль (рис. 5-01а) газожидкостного потока. В ходе дальнейшего движения потока, вплоть до выхода на поверхность на высоте 16,6 м, каких-либо значимых изменений в его структуре не происходит, и газожидкостный поток в виде

пенной массы равномерно изливается на поверхность.

2. Формирование периодического режима пенных кластеров

Увеличение расхода газонасыщенной модельной жидкости, подающейся в колонну, приводит к изменению состояния двухфазного потока. Опишем явления, происходящие в экспериментальной колонне на высоте от 8 м и выше. До этой отметки в движущемся потоке происходят процессы, сходные с ранее описанными: на высоте 5 м жидкостный режим сменяется пузырьковым, то есть в интервале 5–8 м происходит равномерное образование и рост пузырьков.

РЕЖИМ ПЕННЫХ КЛАСТЕРОВ. На 8 м равномерный характер развития пузырькового потока нарушается, внутри него возникают завихрения пузырьков. По мере подъема, эти завихрения становятся более отчетливыми. Средняя скорость подъема пузырьков – 30–35 см/с. Последующее развитие завихрений приводит к тому, что в какой-то момент в потоке образуется сгусток из пузырьков, имеющих близкий размер. На высоте 13 м сгусток превращается в клубок плотно прижатых друг к другу пузырьков. По мере подъема, количество пузырьков в клубке возрастает, а расстояние между ними уменьшается, происходит своеобразное «уплотнение» пузырьков. В образованной структуре объем газовых пузырьков значительно превосходит объем жидкости, находящейся между этими пузырьками. Возникает явно выраженная пенная структура – пенный пузырьковый кластер. Кластер увеличивается в размере, начинает занимать практически все сечение колонны, верхняя часть приобретает выпуклую обтекаемую форму. Происходит значительное возрастание скорости движения пенного кластера, он приобретает свою собственную скорость – 90–100 см/с, которая значительно выше средней скорости пузырьков в общем потоке – 35–40 см/с. По мере подъема, пенный кластер увеличивается за счет присоединения к нему новых пузырьков, длина кластера возрастает, и в верхней части колонны (15–16,6 м) наблюдается уже крупная протяженная пенная кластерная структура (рис. 5-01б и 5-01в).

В поднимающемся по колонне газонасыщенном потоке на тех же уровнях высоты происходят вышеописанные морфологические преобразования, которые приводят к формированию следующего пенного кластера. В результате в колонне одновременно друг за другом движутся несколько (5–7) пенных кластеров. Интервал между их поступлением на поверх-

ность составляет около секунды. Выход пенного кластера на поверхность сопровождается резким, хорошо заметным всплеском газожидкостной смеси. А следующие друг за другом пенные кластеры, достигая поверхности, создают картину периодических всплесков модельной жидкости.

5.2.2. Обсуждение результатов моделирования пульсирующего фонтанирования

Для изучения процессов, происходящих в питающих системах базальтовых-андезитобазальтовых вулканов при пульсирующем фонтанировании, установленном во время наших наблюдений на Ключевском вулкане, на КАМБИ проведена серия экспериментов по физическому моделированию. Впервые выполнены экспериментальные исследования поведения пузырьков, выделяющихся в процессе подъема из газонасыщенной модельной жидкости, в протяженной вертикальной колонне большого диаметра ($\varnothing_{\text{внутр.}} = 50$ мм, $h = 16,6$ м). Установлено два новых газогидродинамических режима: пенный (равномерный) и пенных кластеров (периодический).

Пенный режим – представляет собой однородный поток газовых пузырьков, близко расположенных друг к другу и равномерно движущихся вверх по экспериментальной колонне. Объем газовой фазы существенно превосходит объем жидкости (более 75%). Особенностью пенного режима является практически одинаковый размер крупных пузырьков, несмотря на то, что они образовались на разных уровнях экспериментальной колонны. Было бы логично ожидать, что пузырьки, зародившиеся раньше, будут иметь большие размеры, чем вновь образованные, как это наблюдалось в экспериментах, проведенных нами на КАМБИ при меньшем диаметре (18 мм) газонасыщенной колонны [Озеров, 2010] и описанных в следующем разделе 5.3. Представленные здесь эксперименты показали, что при большом диаметре колонны (50 мм) такая закономерность нарушается – однородность крупных пузырьков является экспериментально установленным свойством пенного режима/потока.

Режим пенных кластеров определяется тугими сгустками пузырьков – кластерами, которые последовательно движутся вверх по колонне в потоке пены на примерно одинаковом расстоянии друг от друга (30–50 см), создавая в потоке периодический/квазипериодический режим. Пенные кластеры возникают и существуют в вертикальном пенном потоке. Они занимают все сечение колонны, по которой движутся. Всплывающий в потоке пены пенный кластер имеет

незначительное боковое трение, это дает кластеру возможность фактически скользить сквозь пенный поток и развивать большую скорость, что позволяет ему двигаться значительно быстрее самого потока. Скорость движения пенных кластеров в 2–3 раза превышает среднюю скорость пенного потока, в котором они движутся.

Можно выделить две разновидности пенных кластеров: 1 – кластеры мягкие и 2 – кластеры отжимающие. Мягкие кластеры в процессе своего движения не нарушают сплошность пенного потока. Второй вид – отжимающие кластеры – нарушают сплошность пенного потока. В процессе своего движения пенные кластеры отжимают/выдавливают пузырьки из пены, и над кластером формируется слой жидкости от 1 до 7 см (разные опыты) без газовых пузырьков. За счет этого в структуре пенного потока образуется разрыв, располагающийся над верхней кромкой кластера. Последовательное (периодическое) чередование пенных кластеров и разрывов в структуре пенного потока формирует режим пенных пузырьковых кластеров.

В экспериментах установлено, что в двухфазной смеси в широкой вертикальной колонне ($\varnothing = 50$ мм), в зависимости от расхода газонасыщенной жидкости, могут формироваться два режима – равномерный и периодический. Равномерный (пенный) режим формируется при низкой скорости подачи газонасыщенной жидкости в колонну, а периодический (пенных кластеров) – при высокой. Описанные режимы имеют свои четкие морфологические особенности и являются последовательными стадиями закономерного развития газонасыщенного потока (режимы: жидкостный, пузырьковый, пенный или пенных кластеров), движущегося по вертикальной колонне.

5.2.3. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных

Опишем внешние проявления каждого режима на поверхности, при выходе пузырьков из жидкости в открытое пространство, то есть поведение пузырьков на границе жидкость–воздух, и сравним их с реальными динамическими характеристиками базальтовых-андеизобазальтовых извержений.

Пенный режим представляет собой однородный поток пузырьков, которые равномерно лопаются на поверхности жидкости. В динамике базальтовых-андеизобазальтовых извержений, в зависимости от количества пузырьков, их размера и вязкости магмы, внешние проявления этого режима могут быть весьма

многообразными по своему характеру и масштабу. В жидких магмах может наблюдаться слабое «кипение» на поверхности лавового озера или фонтанирование разной интенсивности в жерле вулкана. В более вязких расплавах – равномерная постоянная пепловая эмиссия, обусловленная разрывом перегородок между пузырьками, достигающими поверхности. Особенностью этого режима является монотонный равномерный характер его проявления на протяжении длительного промежутка времени.

Режим пенных кластеров характеризуется периодическими «всплесками» модельной жидкости, обусловленными выходом пенных кластеров на поверхность; всплески происходят на фоне постоянного поступления пенной модельной жидкости. Режим пенных кластеров в кратере вулкана – это ритмично-пульсирующие, резкие, кратковременные, мощные импульсы выбросов вулканических бомб, проявляющиеся в динамике струи огненных фонтанов базальтовых-андеизобазальтовых извержений.

5.2.4. Основные выводы (пульсирующее фонтанирование)

1. При изучении процессов, происходящих при движении газонасыщенной жидкости по вертикальной 50-миллиметровой колонне, установлено, что в результате газогидродинамических преобразований, в зависимости от расхода модельной жидкости, могут реализовываться два сценария развития двухфазного потока: **1** – равномерный (режимы: жидкостный, пузырьковый и пенный) и **2** – периодический (режимы: жидкостный, пузырьковый и пенных кластеров).

2. В ходе экспериментов выявлены и описаны новые, ранее неизвестные режимы течения двухфазных смесей в вертикальной колонне – пенный и пенных кластеров. Пенный режим – представляет собой однородный поток газовых пузырьков, близко расположенных друг к другу и равномерно движущихся вверх по колонне. Объем газовой фазы существенно превосходит объем жидкости (более 75%). Для пенного режима характерен одинаковый размер крупных пузырьков, пространство между которыми заполнено более мелкими пузырьками. Режим пенных кластеров – определяется тугими сгустками пузырьков, которые последовательно движутся вверх по колонне в потоке пены на примерно одинаковом расстоянии друг от друга, создавая в потоке периодический/квазипериодический режим. Скорость движения пенных кластеров в 2–3 раза выше, чем средняя скорость пенного потока.

3. Комплекс проведенных исследований (натурных во время изучения извержений Ключевского

вулкана и лабораторных при изучении движения двухфазных смесей на КАМБИ) позволил предложить новую гипотезу, объясняющую разнообразие проявлений эксплозивной активности. В зависимости от типа двухфазного потока в подводящем канале вулкана, в его жерле могут проявляться различные виды эксплозивной деятельности: монотонное фон-

тирование раскаленных бомб при равномерном пенном режиме и пульсирующее фонтанирование при режиме пенных кластеров. Таким образом, реализация многообразных эксплозивных проявлений базальтовых-андезибазальтовых извержений определяется режимом течения газожидкостного магматического потока в подводящем канале вулкана.

5.3. МЕХАНИЗМ СТРОМБОЛИАНСКИХ ВЗРЫВОВ

5.3.1. Экспериментальные исследования

(газонасыщенная колонна,
 $\Phi_{\text{внутр}} = 18 \text{ мм}$, $h = 16,6 \text{ м}$, $P = 1,6 \text{ атм.}$;
барботажная колонна, $\Phi_{\text{внутр}} = 18 \text{ мм}$,
 $h = 15,7 \text{ м}$, $\Phi_{\text{пузырьков}} \sim 2,5 \text{ мм}$)

Основная часть исследований проведена с использованием газонасыщенной жидкости. Эксперименты в барботажной колонне проведены в небольшом объеме лишь для сравнения с таковыми в газонасыщенной колонне.

Исследования в газонасыщенной колонне.

Условия приготовления модельной жидкости и проведения экспериментов были рассмотрены в **разделе 5.2.1.** Отличия между экспериментами, описанными в **разделе 5.2** и в настоящем разделе, заключаются только в диаметре колонны. Напомним, что в представленном разделе мы опишем эксперименты, которые проводились в колонне с внутренним диаметром 18 мм.

Установлено, что при движении газонасыщенной жидкости по вертикальной колонне на разных высотах возникают четыре типа газогидродинамических режимов – жидкостный, пузырьковый, кластерный и снарядный (**рис. 5-02**). Эти режимы стабильны; при неизменных расходах подачи модельной жидкости они (каждый в своем интервале высот) сохраняются сколь угодно долго.

Рассмотрим эксперимент, принимаемый нами в качестве базового, когда при скорости подачи модельной жидкости в нижнюю часть колонны равной 3–5 см/с, в полной мере проявляются характерные особенности всех газогидродинамических режимов.

Для удобства описания процессов, происходящих при подъеме модельной жидкости, будем рассматривать первые 30 см в каждом метре, условно аппроксимируя эти события на весь интервал – высотой один метр.

Жидкостный режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 0–4 м (снизу вверх). Модельная жидкость с растворенным в ней газом CO_2 поднимается по колонне вверх. Это режим ламинарного однофазного течения, поэтому какие-либо неоднородности в потоке отсутствуют (**рис. 5-02**). Жидкостный режим не имеет пузырьков, весь газ находится в растворенном состоянии. Модельная жидкость гомогенна, поэтому на рассматриваемом участке никакого перемещения в движущейся газонасыщенной колонне не фиксируется. Падение давления приводит к перестройке газонасыщенной жидкости, создаются условия для выделения газовой фазы.

Пузырьковый режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 5–12 м (**рис. 5-02**). Пузырьковый режим возникает в момент образования первого пузырька. Переход к пузырьковому режиму почти незаметен. В жидкости зарождаются очень мелкие ($< 1 \text{ мм}$), едва заметные взгляду оператора пузырьки. С этого момента в колонне наблюдается двухфазный режим течения модельной жидкости. Сначала процесс нуклеации (зарождения пузырьков) очень медленный; в нижней части колонны (высота 5–7 м) наблюдаются только единичные пузырьки. Затем темп нуклеации возрастает, и к высоте 11 м число пузырьков уже достигает 60. Зарождающиеся пузырьки имеют диаметр менее 1 мм по всей колонне. Выше, в зоне перехода в следующий режим, пузырьки, образовавшиеся в нижней части колонны (начало пузырькового режима), достигают в диаметре 7–9 мм. При движении пузырьки меняются

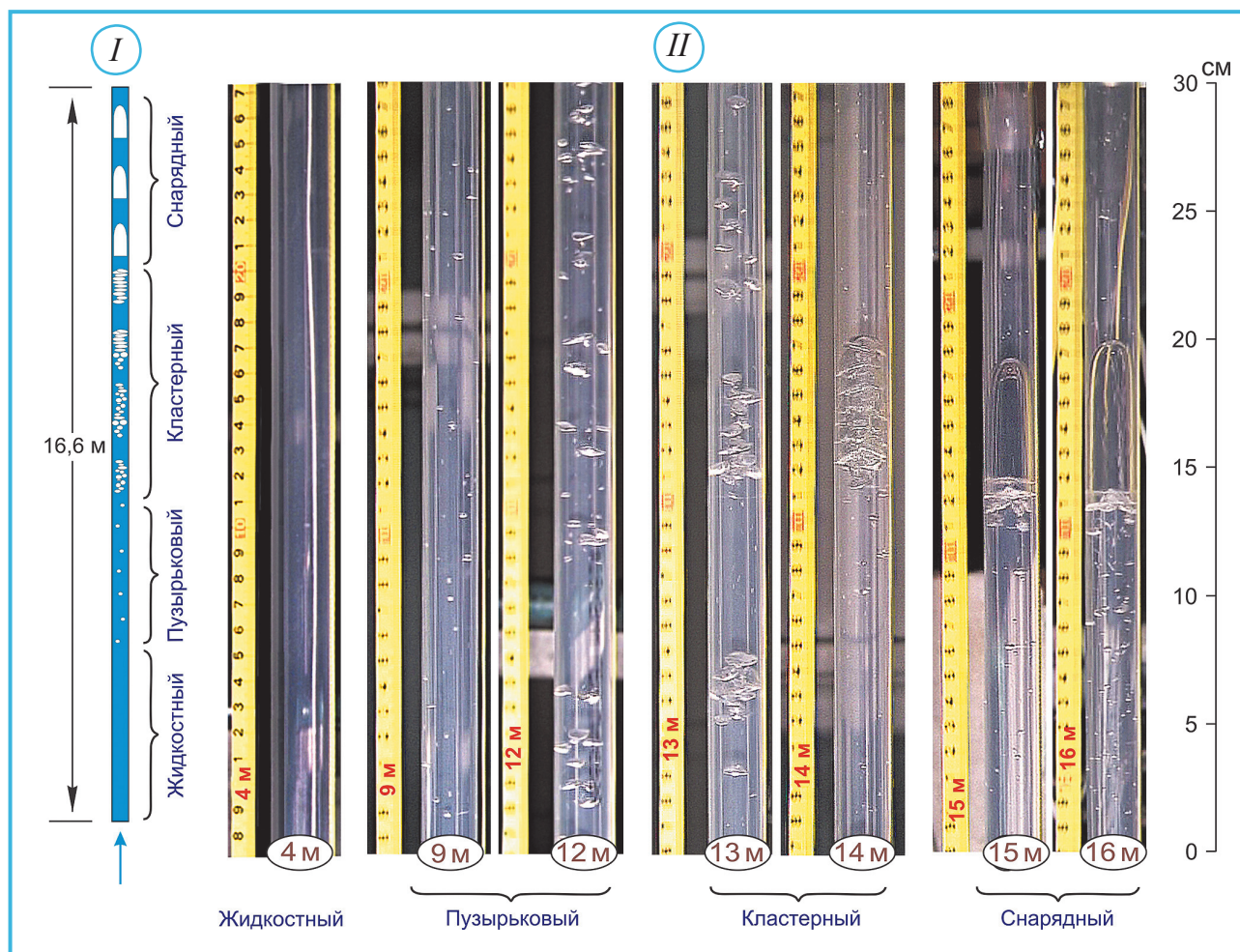


Рис. 5-02. Фрагменты газогидродинамических режимов, возникающих в процессе подъема газонасыщенной жидкости в прозрачной вертикальной колонне ($\varnothing_{\text{внутр.}} = 18 \text{ мм}$, $h = 16,6 \text{ м}$), по [Озеров, 2007].

I – схематическое распределение газогидродинамических режимов по колонне, снизу вверх;

II – видеокадры режимов течения газонасыщенной модельной жидкости в вертикальной колонне. Все кадры последовательно эволюционирующей модельной жидкости получены в ходе одного сеанса проезда видеокамеры вдоль колонны со скоростью подъема газовой фазы.

Слева от пластиковых колонн – мерная лента, с указанием высоты в метрах для каждого кадра. Для каждого видеокадра в эллипсах указана высота (м) от нижнего края экспериментальной колонны

местами, ускоряются, замедляются, увеличиваются в размерах. Слияния пузырьков не происходит. По мере подъема жидкости, в ней образуются все новые и новые пузырьки. В итоге в верхних частях интервала, характеризующегося пузырьковым режимом, наблюдаются несколько генераций пузырьков, точнее, плавный переход от мелких (вновь образованных) до крупных (сформированных на более низком уровне колонны).

Распределение пузырьков по колонне: сначала, в нижней части колонны – достаточно равномерное, выше, на отдельных участках – образуются сгустки (рои) пузырьков, в то время как другие участки свободны от пузырьков. Начальная скорость движения

пузырьков относительно стенок колонны составляет 25–30 см/с, по мере подъема их скорость увеличивается до 40 см/с.

Кластерный режим. Интервал высот проявления этого режима в экспериментальной колонне – 13–14 м (рис. 5-02). Увеличение количества и размера пузырьков приводит к структурной перестройке газожидкостного потока: расстояние между отдельными пузырьковыми сгустками (роями) заметно увеличивается, а сами сгустки уплотняются. В результате образуются хорошо выраженные рои пузырьков, которые при последующем подъеме модельной жидкости трансформируются в четкие структуры – своеобразные пузырьковые кластеры, состоящие обычно

из 20–35 (до 50) сближенных пузырьков. Кластеры разделяются между собой слоем жидкости, практически не содержащей свободной газовой фазы. Длина кластеров составляет 2–3 внутренних диаметра колонны (30–55 мм), межкластерное пространство – 7–9 диаметров колонны (120–160 мм). Одновременно в экспериментальной колонне наблюдается около 10 кластеров, следующих друг за другом на фиксированном расстоянии. Скорость движения кластеров относительно стенок колонны ~ 35 см/с. В зрелом кластерном режиме пузырьки приобретают выпукло-вогнутую форму и как бы вложены друг в друга; возникает своеобразная динамическая плотнейшая газовая упаковка.

Последовательно образуются два вида пузырьков кластеров (рис. 5-02). В нижней части кластерного режима (13 м) формируются «открытые» кластеры, которые при подъеме вверх превращаются в «блокированные». Открытые кластеры состоят из пузырьков близкого диаметра; в процессе движения отдельные пузырьки в них меняются местами, обгоняя или отставая друг от друга. Блокированные кластеры представляют собой совокупность пузырьков, следующих за одним крупным. Морфология блокированных кластеров такова, что на всем своем про-

тяжении они прижаты к внутренней стенке колонны, заполняя практически весь ее диаметр.

Снарядный режим. Интервал проявления этого режима в вертикальной колонне – 15–16,6 м (рис. 5-02). Последующая структурная перестройка двухфазной смеси обусловлена разрывом стенок между пузырьками, плотно прижатыми друг к другу в кластере. В верхней части кластера возникает крупный пузырь (процесс коалесценции идет сверху вниз), и через какое-то время кластер превращается в четко обособленный снаряд длиной в 3–4 диаметра колонны (рис. 5-02). Каждый снаряд занимает практически все сечение колонны, он примыкает боковой поверхностью к ее внутренней поверхности, остается лишь тонкий, практически незаметный кольцевой зазор для обратного тока жидкости. По отношению к окружающей жидкости снаряды – это крупные газовые полости. По мере подъема продольные размеры снарядов увеличиваются, а также возрастает количество мелких пузырьков, следующих за ними. В целом морфологические изменения снарядов невелики.

Одновременно в колонне наблюдается около 10 снарядов, движущихся друг за другом на фиксированном расстоянии, создается своеобразная струк-

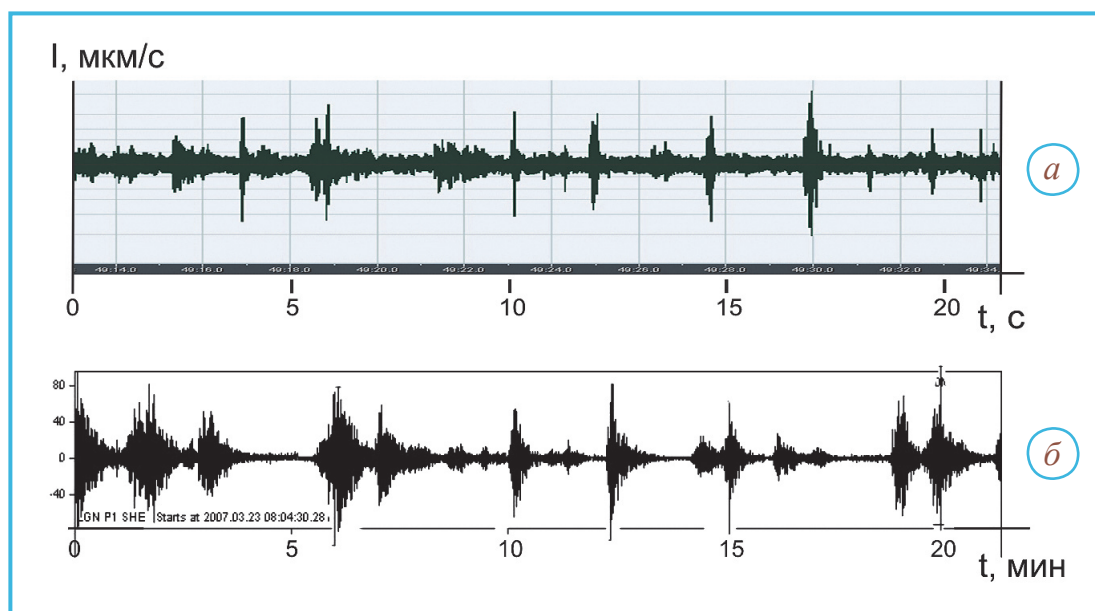


Рис. 5-03. Сопоставление особенностей взрывной активности вершинного кратера вулкана Ключевской с характером проявления снарядного режима на поверхности по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ, по [Озеров, 2010].

a – фрагмент сейсмической записи взрывной активности вершинного кратера вулкана Ключевской, 23 марта 2007 г. (начало записи 08 ч 04 мин 30 с; GMT). Регистрация проводилась на сейсмостанции Логинов в 12 км от кратера. Данные Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Стрелкой показано сейсмическое событие, сопровождающее взрыв;

б – фрагмент акустической записи всплесков модельной жидкости, соответствующих снарядному режиму, на верхнем срезе экспериментальной колонны КАМБИ. Регистрирующий микрофон расположен на расстоянии 20 см от верхнего среза шланга

тура типа чётков. Достигнув поверхности жидкости, снаряд лопаётся – каждый всплеск модельной жидкости соответствует выходу на поверхность отдельного снаряда. Это хорошо иллюстрирует акустическая запись, полученная в процессе экспериментов на КАМБИ (рис. 5-03а). Фоновый уровень сигнала соответствует излиянию определенного объема модельной жидкости, разделяющей газовые снаряды. Скорость движения снарядов несколько выше скорости движения кластеров, около 40 см/с. Снарядный режим – самый устойчивый среди наблюдаемых в эксперименте: форма газовых снарядов, их объем и расстояния между ними практически не меняются вплоть до достижения верхней части колонны.

Приведенное описание отвечает условию, при котором давление газонасыщения жидкости в баке составляет 1,6 атм., и скорость подачи модельной жидкости в вертикальную колонну равна 3–5 см/с.

При таком давлении газонасыщения (1,6 атм.) была проведена серия экспериментов в широком диапазоне скоростей подачи модельной жидкости (от 1 до 10 см/с). Общая структура газогидродинамического потока и процесс перехода одного режима в другой оставались сходными с описанными выше в основном эксперименте.

При более низких давлениях газонасыщения, газовая фаза в экспериментальной колонне выделяется позже, на более высоком уровне, и газонасыщенный поток не может пройти полный эволюционный ряд всех режимов, описанных в основном эксперименте. При низком давлении (0,2–0,3 атм.) газовая фаза не успевает выделиться из модельной жидкости, и на поверхности наблюдается лишь жидкостный режим. Увеличение давления насыщения модельной жидкости приводит к тому, что в каждом последующем эксперименте на поверхности будут появляться все более зрелые, продвинутые режимы газонасыщенного потока. Таким образом, любой из вышеописанных в основном эксперименте четырех режимов, в зависимости от условий растворения газа в жидкости, может быть выведен на поверхность – на верхний срез колонны, что позволяет моделировать разные типы вулканических извержений.

Исследование в барботажной колонне. Эксперименты, проведенные на КАМБИ, показали, что в колонне с неподвижной жидкостью происходят те же эффекты структурирования пузырьков, что и в вышеописанной газонасыщенной колонне. Из равномерно поднимающегося потока пузырьков ($\varnothing_{\text{пузырьков}} \sim 2,5$ мм) формируются газовые кластеры, которые в процессе движения трансформируются в снаряды. Таким способом в барботажном варианте колонны реализуется три режима: пузырьковый, кластерный и снарядный.

5.3.2. Обсуждение результатов моделирования стромболианских взрывов

В экспериментах использовалась однофазная модельная жидкость, которая в процессе эволюции при подъеме по протяженной вертикальной колонне переходит в двухфазную систему (вода–газ). При этом последовательно (снизу вверх) реализуются четыре газогидродинамических режима: жидкостный, пузырьковый, блокированных кластеров и снарядный (рис. 5-02).

Формирование газогидродинамических режимов начинается от момента образования первого пузырька в жидкости и продолжается вплоть до наступления зрелого снарядного режима. Наблюдается четкая эволюционная последовательность: растворенный газ → газовый пузырек → блокированный пузырьковый кластер → газовый снаряд.

В результате экспериментальных исследований выявлено ранее неизвестное звено, связывающее пузырьковый и снарядный режимы. Назовем его режимом блокированных кластеров (рис. 5-02). Это новый, морфологически устойчивый газогидродинамический режим. Описание этого режима отсутствует как в обобщающих монографиях [Кутателадзе, Накоряков, 1984; Путеводитель Прандтля по гидроаэродинамике, 2007; Уоллис, 1972], так и в публикациях по моделированию работы нефтяных скважин на крупногабаритных установках [Абишев, Булгаков, Сахаров, 1981; Сахаров, Мохов, 2004].

Приведем основные характеристики блокированного кластерного режима: **1** – главным элементом является блокированный пузырьковый кластер – некоторый объем жидкости с высокой концентрацией пузырьков, сверху и снизу ограниченный жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы; **2** – в верхней части блокированного кластера обязательно располагается пузырек, частично или полностью перекрывающий сечение колонны для нижеследующих пузырьков, в результате они накапливаются под блокирующим пузырьком и следуют за ним; **3** – в пределах кластера пузырьки приобретают выпукло-вогнутую, направленную вверх форму и как бы вложены друг в друга; возникает своеобразная динамическая плотнейшая газовая упаковка; **4** – совокупность блокированных пузырьковых кластеров, следующих друг за другом на определенном расстоянии, создает режим блокированных кластеров; **5** – он всегда проявляется между пузырьковым и снарядным режимами; **6** – блокированные кластерные структуры на отдельных интервалах колонны имеют устойчивый, повторяющийся характер; **7** –

скорость подъема заблокированных кластеров ниже, чем у крупных пузырьков и у снарядов; **8** – продолжительность существования режима заблокированных кластеров сопоставима со временем существования пузырькового и снарядного режимов; **9** – кластерный режим возникает в широком диапазоне гидродинамических условий: в барботажной колонне (при нулевой скорости движения жидкости и без растворенного газа) и в газонасыщенной колонне (в интервале скоростей жидкости 1–10 см/с); **10** – механизм образования заблокированных кластеров обусловлен взаимодействием крупных газовых структур со стенками вертикальной колонны, эффектами самозапираания, торможения и блокирования нижеследующих пузырьков.

Автор полагает, что кластерный режим присущ не только вулканическим явлениям. Его следует рассматривать как самостоятельный режим в физике газожидкостных смесей, например: на природных объектах (гидротермальные системы и грязевой вулканизм), при моделировании работы буровых скважин (гидротермальные и нефтяные) и в химической промышленности.

5.3.3. Механизм формирования режимов заблокированных кластеров и снарядного

Опишем более детально механизм формирования кластерного режима. Прообразы (зародыши) будущих кластеров прослеживаются уже в верхней части участка колонны, где проявлен пузырьковый режим. Здесь наблюдается неоднородное распределение пузырьков, обособляются сгустки или стяжения, состоящие из отдельных пузырьков. В начале кластерного режима эти обособления становятся более выраженными. В какой-то момент один крупный пузырек или сгусток, состоящий из более мелких пузырьков, начинает взаимодействовать со стенками колонны (**рис. 5-04**). Последующее увеличение размеров пузырьков приводит к заметному сокращению сечения обратного тока жидкости – кольцевого зазора между газовой структурой и стенками колонны. Возникает эффект самозапираания, что обеспечивает торможение пузырька или сгустка пузырьков во время движения. В результате их скорость снижается, и они

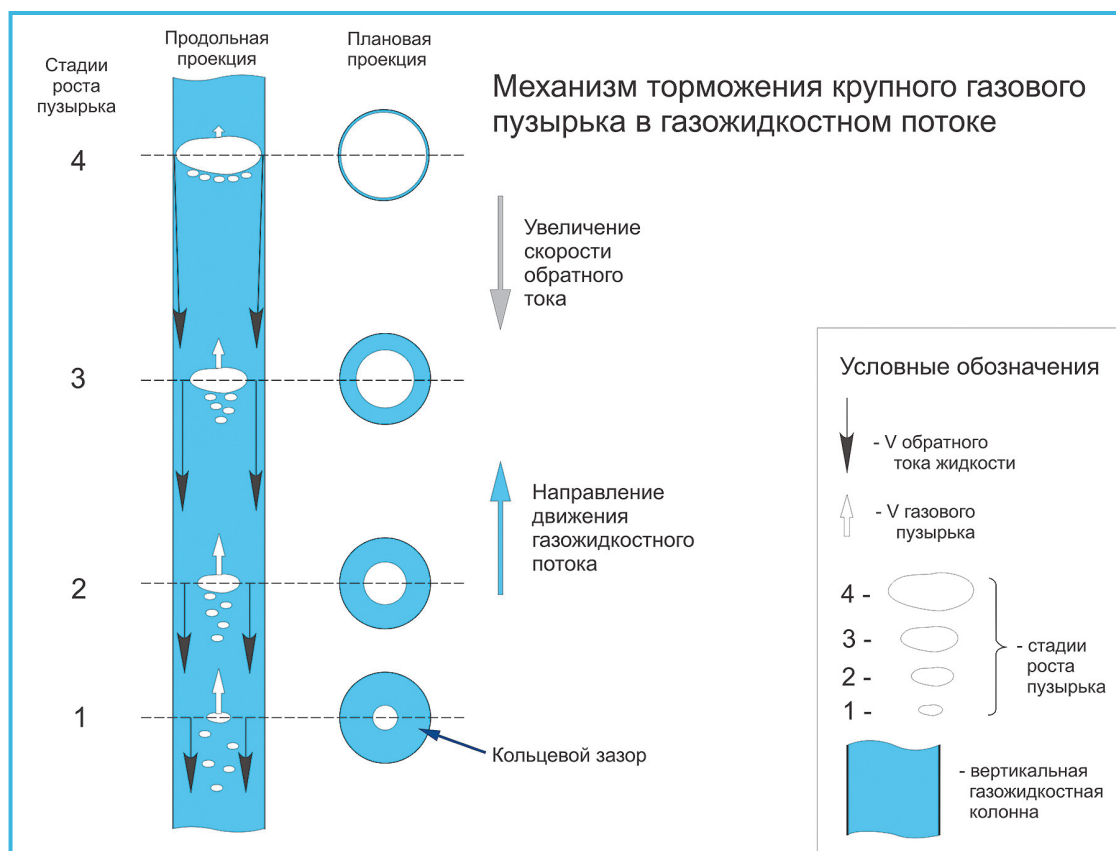


Рис. 5-04. Схематическое изображение механизма формирования заблокированного пузырькового кластера в газонасыщенной колонне

становятся своеобразной движущейся блокирующей «пробкой» для поднимающихся снизу пузырьков. Последние собираются под «пробкой», расстояние между ними уменьшается, и в итоге из большого количества пузырьков формируется новая газовая структура – блокированный пузырьковый кластер. Пузырьки, располагающиеся в колонне выше формирующегося кластера, продолжают двигаться с прежней скоростью и уходят вверх; таким образом, над кластером создается объем жидкости без газовых пузырьков. Под кластером также образуется объем жидкости, лишенный газовых пузырьков, что обеспечивается зарождающимся новым газовым кластером, формирующимся на более низком уровне колонны.

Процесс превращения кластеров в снаряды начинается развиваться в верхней части участка зрелого кластерного режима. Он проявляется только в блокированных кластерах, где пузырьки плотно прижаты друг к другу и примыкают своими боковыми краями к внутренним стенкам колонны (рис. 5-02, 14 м). При такой плотнейшей динамической упаковке процесс коалесценции неизбежен, и в верхней части кластера из пузырьков формируется более крупный газовый пузырь. Начинается объединение пузырьков (снарядообразование), оно происходит сверху вниз по кластеру, и через некоторое время весь газовый кластер превращается в классический газовый снаряд.

Снарядный режим – самый устойчивый в условиях эксперимента. Он может существовать сколь угодно долго и не переходит ни в какой другой режим, но параметры этого режима в процессе подъема претерпевают определенные изменения. Так, падение гидростатического давления обеспечивает диффузию газа из модельной жидкости в снаряды, что приводит к увеличению их продольных размеров и возрастанию скорости движения. Таким образом, в нижней части снаряда образуется разряженная зона, о чем свидетельствует вогнутый внутрь (направление вверх) мениск. Под снарядом усиливается турбулентность модельной жидкости. Наблюдается новый этап нуклеации – значительное увеличение количества мелких пузырьков в тыловой части снарядов. Итак, в снарядном режиме достаточно устойчиво выделяются два подрежима: начальный – собственно снарядный (рис. 5-02, 15 м), когда в тыловой части газовых снарядов практически нет газовых пузырьков, и зрелый – снарядно-шлейфовый (рис. 5-02, 16 м), в котором снаряды сопровождаются шлейфом мелких пузырьков.

Остановимся на скоростных параметрах двухфазных потоков, эволюция которых приводит к клас-теризации и снарядообразованию. В проведенных экспериментах установлено, что структурирование газовой фазы вплоть до газовых кластеров и снаря-

дов может происходить в широком диапазоне скоростей и при разных газогидродинамических условиях. На это указывают два варианта экспериментов, проведенных на КАМБИ: при использовании газонасыщенной колонны (скорость движения жидкости от 1 до 10 см/с) и барботажной (газ пробулькивает через неподвижную жидкость, $\varnothing_{\text{пузырьков}} \sim 2,5$ мм). В обоих случаях наблюдалась одна и та же последовательность структурирования газовой фазы: газовый пузырек → газовый кластер → газовый снаряд. Таким образом, формирующиеся газовые структуры последовательно проходят одни и те же ступени эволюции. Это свидетельствует о том, что выделенные газовые структуры являются неотъемлемой принадлежностью вертикальных газожидкостных систем и проявляются в достаточно широком диапазоне скоростей их движения. Поэтому можно полагать, что в реальных питающих каналах базальтовых-андезибазальтовых вулканов газовая фаза проходит аналогичный путь структурной эволюции, что и в проведенных нами экспериментах.

5.3.4. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных

Рассмотрим подробнее проявление каждого газогидродинамического режима на верхнем срезе колонны, поскольку именно в этой части КАМБИ моделируются процессы, происходящие в жерлах базальтовых-андезибазальтовых вулканов. Отметим, что в экспериментах, в зависимости от количества растворенного газа в модельной жидкости, любой из описанных режимов может быть выведен на поверхность. Приведем сопоставление поверхностных эффектов каждого режима с динамическими параметрами извержений базальтовых-андезибазальтовых вулканов (рис. 5-05 и табл. 5.01).

Жидкостный режим. Газ в свободной фазе отсутствует, происходит равномерное излияние модельной жидкости на верхнем срезе колонны. В природных условиях, в кратерной зоне вулкана, жидкостный режим соответствует спокойному (без взрывов) равномерному излиянию лавы.

Пузырьковый режим обусловлен равномерным потоком пузырьков, лопающихся на поверхности жидкости. В процессе извержений базальтовых-андезибазальтовых вулканов, в зависимости от количества пузырьков, их размера и вязкости магмы, внешние проявления этого режима могут быть весьма многообразными по своему характеру и масштабу. В жидких магмах может наблюдаться слабое

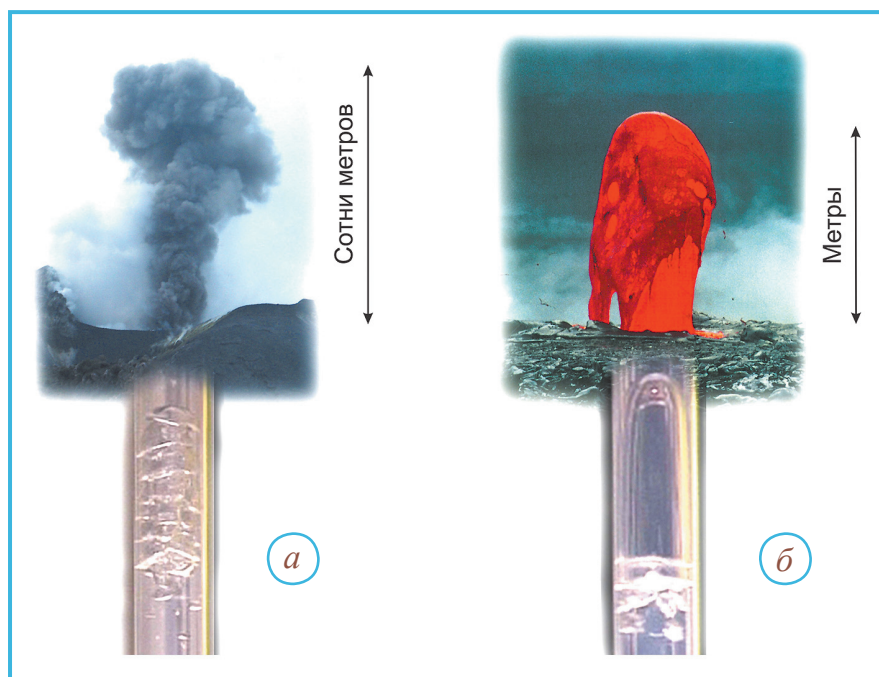


Рис. 5-05. Модель возникновения взрывных выбросов/взрывов при выходе на поверхность кластерного и снарядного режимов, по [Ozerov, 2009].

В нижней части рисунка – газовые структуры, выявленные в ходе экспериментов на КАМБИ, в верхней части – реальные вулканические события: *а* – пепловый выброс на вулкане Стромболи, 2004 г. Фото А.Ю. Озерова; *б* – лавовый пузырь [Bourseller, Durieux, 2001]

Таблица 5.01

Классификация типов эруптивной деятельности на базальтовых-андезибазальтовых вулканах в зависимости от газогидродинамических режимов в жерле, по [Ozerov, 2009]

Газогидродинамические режимы				Типы эруптивной деятельности в кратере вулкана (при вязкости базальтового расплава 10^3 - 10^5 Па·с)				
Тип режима		Фазы режима		Равномерное поступление вещества		Дискретное поступление вещества		
↑ Увеличение содержания газовой компоненты	Снарядный	зрелый	4б					Сильные бомбовые взрывы, сопровождающиеся выбросом пепла
		начальный	4а				Сильные бомбовые взрывы без пепла	
	Кластерный	зрелый	3б				Сильные пепло-бомбовые взрывы	
		начальный	3а			Слабые пепловые взрывы с небольшим количеством бомб		
	Пузырьковый	зрелый	2б		Сильная пепловая эмиссия			
		начальный	2а		Слабое выделение пепла			
	Жидкостный		1	Излияние лавы				
Иллюстрации газогидродинамических режимов по экспериментальным данным (1-4)								
				1	2а	2б	3а	3б
							4а	4б

«кипение» на поверхности лавового озера или слабое фонтанирование в жерле, а в более вязких – равномерная постоянная пепловая эмиссия, обусловленная разрывом перегородок между пузырьками, достигающими поверхности. Главной особенностью этого режима является равномерное поступление газовых пузырьков к поверхности в течение длительного времени.

Кластерный режим характеризуется дискретными «всплесками» модельной жидкости на выходе из экспериментальной колонны, обусловленными появлением пузырьков кластеров; всплески чередуются со спокойным излиянием модельной жидкости. Проявлением кластерного режима в жидких магмах в кратерной зоне вулкана является квазипериодический процесс образования надувающихся пузырей или кратковременных дискретных лавовых фонтанов (всплески). В более вязких расплавах происходят пепловые выбросы без бомб или с небольшим их количеством (рис. 5-05а). Образование вулканических бомб обусловлено уменьшением мощности и разрывом верхнего слоя магмы над кластером и разрушением крупных «перегородок» в нем, а мелкая фракция тефры (вулканический пепел) образуется при разрушении тонких стенок более мелких пузырьков, формирующих кластер. В зрелом кластерном режиме эти явления проявляются более энергично и эффектно.

Снарядный режим при выходе из колонны характеризуется резкими всплесками модельной жидкости, обусловленными разрывом слоя жидкости над газовыми снарядами, достигшими поверхности. Всплески чередуются со спокойным излиянием или подъемом жидкости по колонне (рис. 5-02). Существуют две стадии снарядного режима: первая, собственно снарядная, когда за газовым снарядом в жидкости практически нет мелких пузырьков, и вторая стадия – снарядно-шлейфовая, когда за снарядом следует устойчивый шлейф мелких пузырьков. Проявление собственно снарядного режима в процессе вулканических извержений в жидких магмах – лавовые пузыри (рис. 5-05б) или резкие выбросы жидкой лавы. В более вязких магматических расплавах происходит стремительный разрыв кровли снаряда на поверхности, что приводит к обособленным сильным дискретным выбросам бомб. А в снарядно-шлейфовой стадии выбросы бомб сопровождаются эмиссией (выделением) вулканического пепла, который продуцируется большим количеством мелких пузырьков, следующих за снарядом. В проявлениях в кратерной зоне кластерного и снарядного режимов много общего (лавовые пузыри, всплески, выбросы бомб, вулканический пепел), но имеются и существенные отличия. Они обусловлены внутренним

строением газовых структур. Кластер представляет собой ячеистую пенную структуру, в которой пузырьки отделены друг от друга перегородками; последние создают общий каркас, заполняющий все тело кластера. Газовый снаряд, в отличие от кластера, представляет собой единую газовую полость. По мере выхода кластера на поверхность последовательно происходит многоактный разрыв перегородок. В зависимости от дисперсности пены (размера пузырьков в кластере) на поверхности будут образовываться пепловые или бомбово-пепловые выбросы. Газовый снаряд, в отличие от кластера, представляет собой единую газовую полость и реализуется на поверхности в виде одноактного разрыва верхнего слоя магмы; в этом случае формируются в основном вулканические бомбы.

Возникновение кластерного и снарядного режимов приводит к существенному перераспределению потенциальной энергии по магматической колонне, причем с повышением вязкости расплава, при прочих равных условиях, значительно увеличивается интенсивность газового импульса вплоть до реальных взрывов.

Основным критерием любого взрыва в физике считается ударная волна, возникающая в процессе выброса или расширения материала [*Политехнический словарь*, 1976; *Покровский*, 1980; *Кобылкин, Селиванов, Соловьев, Сысоев*, 2004]. Ударные волны при извержениях на разных вулканах мира описаны в работе [*Адушкин, Гостинцев, Фирстов*, 1984]. Ударные волны были зарегистрированы на Ключевском вулкане (извержения 1983 и 1987 гг.) и на Толбачинском вулкане (извержение 1975-1976 гг.), эти данные представлены в публикациях [*Фирстов, Адушкин, Сторчеус*, 1978; *Сторчеус, Самойленко*, 1983; *Фирстов*, 2003; *Фирстов, Сторчеус*, 1987]. Используя акустическую регистрацию, они выделили пять типов ударных волн, продуцируемых вулканическими выбросами, а также рассматривали импульсные сигналы, возникающие при выбросе магматического вещества, как ударные волны низкой плотности. Анализ параметров ударных волн на вулканах Ключевской и Толбачинский позволил определить энергию выброса, которая для слабых взрывов оценена примерно в 10 т тротила, а для сильных – в 100 т тротила. В рассмотренных выше случаях (на вулканах Ключевской и Толбачинский) ударные волны наблюдались при вязкости магматических расплавов 10^3 – 10^5 Па·с. Именно при таких значениях вязкости расплава перегородки в кластере или слое магматического вещества над снарядом в условиях подъема в канале еще сохраняют пластичные свойства, но во время мгновенного высвобождения потенциальной энергии сжатого газа при выходе на поверхность

кластера или снаряда ведут себя как твердое тело, что обеспечивает генерацию ударных волн.

Проведено сопоставление акустической записи снарядного режима на верхнем срезе экспериментальной колонны КАМБИ с сейсмической записью эксплозивной активности вершинного кратера Ключевского вулкана. На **рис. 5-03а, 5-03б** видно, что экспериментальный и природный сигналы имеют общие черты. В обоих случаях они отражают дискретные, разноамплитудные, квазипериодические процессы. Это позволяет полагать, что газогидродинамические процессы, смоделированные в экспериментах на КАМБИ и происходящие в реальных магмоподводящих системах, имеют общую природу.

Следует указать, что регистрация событий во время извержения на вулкане Ключевской и в ходе экспериментов на КАМБИ производилась разными методами: сейсмическим и акустическим, соответственно. Обычно цуги взрывов базальтовых-андеизитовых магм, записанные этими двумя методами, отличаются друг от друга продолжительностью: цуг акустического сигнала значительно более короткий, чем сейсмического. При этом фоновый сигнал, как правило, невысокий. На КАМБИ более высокий акустический фон (**рис. 5-03а**) связан с близостью регистрирующего микрофона к источнику звука – верхнему срезу колонны, где происходит постоянное истечение модельной жидкости; именно она обеспечивает высокий фоновый уровень. Если бы удалось регистрировать события сходными методами и, соответственно, уменьшить амплитуду фона текущей модельной жидкости, то сопоставляемые записи вулканических событий и моделируемых, несомненно, имели бы большее сходство.

В итоге, учитывая энергию сильных дискретных взрывов, вязкость магм и результаты наших экспериментальных исследований, возможны следующие сценарии, описывающие механизм взрывов базальтовых-андеизитовых магм (**табл. 5.01**): **1)** слабые пепловые взрывы с выбросом небольшого количества бомб или без них – начальная фаза кластерного режима в магме, **2)** сильные пеплово-бомбовые – зрелый кластерный режим, **3)** бомбовые – собственно снарядный режим, **4)** бомбовые, переходящие в пепловые, – зрелый снарядно-шлейфовый режим, сопровождаемый шлейфом мелких пузырьков. Из вышеизложенного следует, что увеличение количества газовой фазы в потоке приводит сначала к увеличению количества пепла (пузырьковый и кластерный режимы), далее к его уменьшению (снарядный режим) и затем вновь к возрастанию (снарядно-шлейфовый режим). Приведенные данные свидетельствуют о том, что за различные проявления стромболианской активности базальтовых-ан-

дезобазальтовых вулканов могут быть ответственны различные типы газогидродинамических режимов, возникающих в газонасыщенных расплавах, поднимающихся по протяженной вертикальной колонне.

С учетом вышесказанного, считаем возможным ввести новое определение – «взрыв базальтовой-андеизитовой магмы».

ВЗРЫВ БАЗАЛЬТОВОЙ-АНДЕИЗИТОВОЙ МАГМЫ – стремительное выделение энергии, приводящее к дискретному выбросу на поверхность значительного объема вулканического газа и дезинтегрированного магматического расплава низкой вязкости (10^3 – 10^5 Па·с). Механизм образования крупных обособленных скоплений газа обусловлен комплексом газогидродинамических изменений в вертикальной питающей магматической колонне. Вследствие падения гидростатического давления в газонасыщенном расплаве, поднимающемся из недр Земли по подводящему каналу, последовательно реализуются четыре режима – жидкостный, пузырьковый, кластерный и снарядный. Все они проявляются при извержениях базальтовых-андеизитовых вулканов. Реализация в кратере кластерного или снарядного режимов приводит к взрывам. Они всегда происходят сериями. Такие взрывы известны на вулканах Ключевской, Толбачинский, Стромболи, Этна, Эребус и др. Во время среднестатистического взрыва базальтовой-андеизитовой магмы на поверхность выбрасывается порядка 10–100 т магматического расплава.

Анализируя полученные данные, следует отметить, что, как ни заманчиво при переходе от модельной установки КАМБИ к реальной питающей базальтовой-андеизитовой системе использовать физические уравнения и безразмерные величины, предлагаемые в работах [*Ландау, Лифшиц, 1944; Седов, 1987*], выполнить такую задачу на современном этапе весьма затруднительно. Это обусловлено рядом причин, в том числе и тем, что кластерный режим, впервые описанный в настоящей публикации, не имеет еще формализованного описания.

5.3.5. Основные выводы (стромболианские взрывы)

1. Для исследования характера движения магматического расплава в питающей системе вулкана использован комплекс аппаратуры моделирования базальтовых-андеизитовых извержений (КАМБИ) в варианте газонасыщенной колонны, $\varnothing = 18$ мм. Анализ разнообразия режимов течения одной и той же модельной жидкости показал, что четыре режима – жидкостный, пузырьковый, клас-

терный и снарядный являются продуктом эволюции газонасыщенного потока и имеют свои конкретные морфологические особенности.

2. В ходе экспериментов выявлен и описан новый, ранее неизвестный режим течения двухфазных смесей в вертикальной колонне – кластерный, характеризующийся закономерным чередованием плотных скоплений газовых пузырьков (кластеров), разделенных между собой жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы. Механизм образования кластеров обусловлен взаимодействием крупных газовых пузырьков со стенками колонны, в результате чего возникают эффекты самозапираания и торможения, и создается относительно медленно движущаяся динамическая пробка – газовый кластер.

3. Проведенные исследования позволили предложить новую модель газогидродинамического эволюционного движения магматического расплава в подводющем канале базальтового-андезибазальтового вулкана. Многообразие эксплозивных явлений в кратере вулкана обусловлено реализацией на поверхности различных режимов течения двухфазного магматического потока в подводщем канале. В зависимости от проявления типа режима, в жерле

вулкана может наблюдаться равномерное или дискретное поступление магматического материала: в первом случае – излияние лавы и непрерывная пепловая эмиссия, во втором – пепловые, бомбовые или пеплово-бомбовые взрывы.

4. Анализ причин проявления основных форм взрывов базальтовых-андезибазальтовых магм в жерле вулкана позволил объяснить их с позиции газогидродинамических режимов: **1** – слабые пепловые взрывы с небольшим количеством бомб – начальная фаза кластерного режима; **2** – сильные пеплово-бомбовые взрывы – зрелый кластерный режим; **3** – бомбовые – снарядный режим, начальная фаза; **4** – бомбовые, переходящие в пепловые, – зрелый снарядно-шлейфовый режим.

5. Изучение характера взрывов на базальтовых-андезибазальтовых вулканах, с учетом полученных экспериментальных данных, позволило с новых позиций определить механизм подготовки взрывов базальтовых-андезибазальтовых магм как процесс газогидродинамического преобразования магматического расплава, поднимающегося по вертикальному питающему каналу вулкана.

5.4. МЕХАНИЗМ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ

5.4.1. Экспериментальные исследования

(барботажная колонна, $\Phi_{\text{внутр}} = 18 \text{ мм}$,
 $\Phi_{\text{пузырьков}} \sim 1 \text{ мм}$ и $\Phi_{\text{пузырьков}} \sim 2,5 \text{ мм}$)

Экспериментальные исследования выполнялись по трем направлениям:

1) для выявления возможности возникновения периодического фонтанирования проводилось изучение изменения общей структуры двухфазного потока в условиях увеличения расхода барботирующего газа;

2) для определения механизма образования пузырьковых кластеров исследовалось поведение нескольких одноразмерных пузырьков при их подъеме в вертикальной колонне;

3) для выяснения характера взаимодействия кластера с пузырьками большего и меньшего размера,

а также с кластерными структурами, образованными этими пузырьками, изучалось совместное поведение разноразмерных пузырьков.

Экспериментальное направление 1

В Главе 3 были представлены материалы, которые убедительно показали, что на Ключевском вулкане, при увеличении интенсивности извержения, в какой-то момент возникают периодические флуктуации – **рис. 3-23** (1993 г.), **рис. 3-24, 3-25** (2008 г.) и **рис. 3-27** (1984 г.). Наиболее отчетливо полная динамическая структурная последовательность, состоящая из трех режимов – равномерный низкоинтенсивный, периодический и равномерный высокоинтенсивный, была проявлена при извержении 1993 г. Именно этот случай эруптивной активности

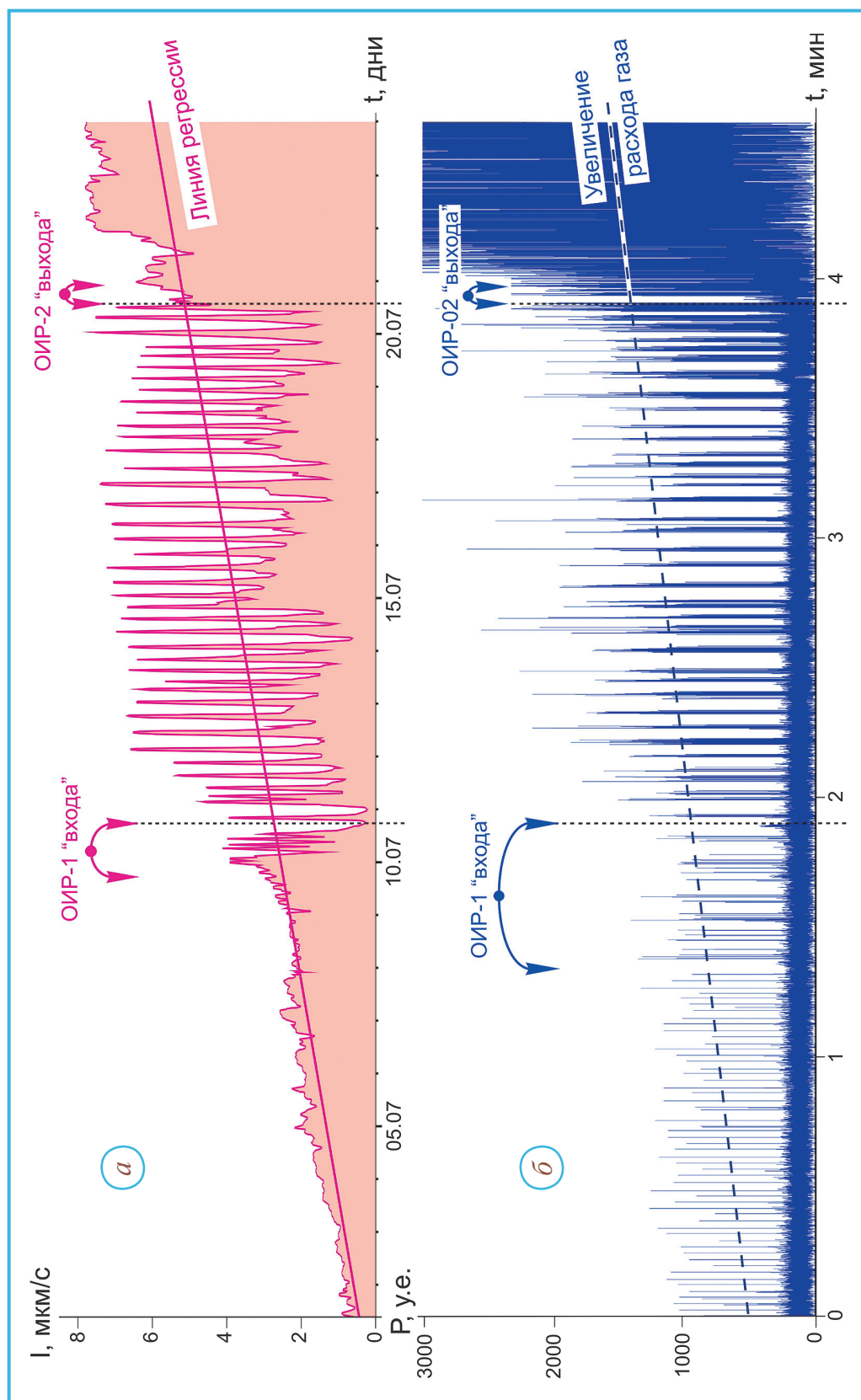


Рис. 5-06. Сопоставление характера взрывной активности Ключевского вулкана (1993 г.) с поверхностными проявлениями газогидродинамических режимов – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ, [Озеров, 2012].

а – график изменения интенсивности вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервала времени 1 июня – 24 июля 1993 г. [Озеров, Firsirot, Gavrilov, 2007]; по оси ординат – интенсивность вулканического дрожания, I , мкм/с; по оси абсцисс – время, t , сутки;

б – график изменения давления звуковой волны, производимой лопающимися пузырями над поверхностью модельной жидкой массы – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ; по оси ординат – давление звуковой волны в условных единицах, P , у.е., по оси абсцисс – время, t , мин. Ось ординат по вертикали – искусственно ограничена выше значения 3 000 у.е., по [Озеров, 2011].

ОИР – область изменения режима

мы и планировали воспроизвести в лабораторных экспериментах. При этом предполагалось проверить, существуют ли такие условия эксперимента, включающие расход газа, диаметр колонны ($\varnothing_{\text{колонны}}$), размер пузырьков ($\varnothing_{\text{пузырька}}$), плотность жидкости, при которых равномерный поток мелких газовых пузырьков ($\varnothing_{\text{пузырька}} \ll \varnothing_{\text{колонны}}$), поднимающихся по вертикальной колонне, превращается в поток периодически движущихся газовых пузырьков.

Колонна ($\varnothing_{\text{внут}} = 18 \text{ мм}$) заполнялась раствором глицерина в воде, а затем подавался газ. В процессе эксперимента мы увеличивали расход газа, подаваемого в колонну. Диаметр пузырьков не менялся, и во время всей серии экспериментов был равен $\sim 1 \text{ мм}$. Выход на поверхность пузырьков и пузырьковых структур регистрировался при помощи микрофона, **рис. 5-06б** демонстрирует запись давления звуковой волны лопающихся газовых пузырьков в верхней части колонны при переходе из жидкости в открытое пространство. Тонкие вертикальные линии на графике соответствуют акустическим импульсам от всплеска пузырьков, достигших поверхности. Они нагляднее всего представлены в левой части графика, где каждый четкий импульс соответствует всплеску одного газового пузырька.

В результате экспериментов было установлено, что при постепенном увеличении расхода газа в вертикальной колонне последовательно возникают три типа режимов: пузырьковый равномерный (низкодебитный), кластерный периодический (среднедебитный) и пузырьковый равномерный (высокодебитный): **рис. 5-07а–5-07в** – схематическое изображение режимов и **рис. 5-08а–5-08е** – стоп-кадры видеозаписи режимов. Эти режимы стабильны; при определенных расходах газа каждый из них сохраняется в колонне сколь угодно долго. Особенности внешнего проявления того или иного режима можно наблюдать на поверхности при переходе пузырьков из жидкости в открытое пространство.

Пузырьковый (низкодебитный) режим. При низком расходе газа каждый последующий пузырек отрывается от капилляра после того, как предыдущий поднимается примерно на 20 см, и пузырьки проходят всю колонну, не взаимодействуя друг с другом. Они появляются на поверхности практически через равные промежутки времени (**рис. 5-06б**, левая часть), соответствующие интервалу между отделением каждого пузырька от капилляра. Описываемый режим характеризуется свободным подъемом пузырьков, что обусловлено их минимальным влиянием друг на друга.

Кластерный режим (начальный). Увеличение расхода газа (каждый пузырек отрывается от капилляра после того, как предыдущий пузырек поднимется на

высоту $\sim 10 \text{ см}$) приводит к тому, что устойчивый интервал между одиночными пузырьками, обусловленный отрывом их от капилляра, по мере подъема нарушается. Некоторые пузырьки при этом сближаются и объединяются в группы (состоящие из нескольких пузырьков), разделенные между собой жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы. В результате в верхней части колонны образуются области с повышенной концентрацией пузырьков и области, свободные от пузырьков, которые незакономерно сменяют друг друга (**рис. 5-06б**, см. интервал ОИР-1 «входа»). Скорость движения пузырьков $\sim 18 \text{ см/с}$. Представленный режим характеризует начальный этап кластеризации, когда образуются первые группы, состоящие всего лишь из нескольких пузырьков.

Кластерный режим (периодический). При последующем увеличении расхода газа (1 пузырек через 1 см) происходит полная перестройка структуры потока. В процессе подъема, пройдя путь в 4–5 м, пузырьки сближаются и объединяются в устойчивые группы – кластеры, содержащие 35–50 пузырьков (**рис. 5-06б**, интервал 2–4 мин и **рис. 5-08г**). Кластеры разделяются между собой объемом жидкости, не содержащей газовых пузырьков. Размер кластеров в высоту – 3–8 диаметров колонны (50–140 мм), межкластерное пространство – 14–20 диаметров колонны (250–360 мм). Кластеры устойчиво следуют друг за другом на фиксированном расстоянии. Скорость движения кластеров $\sim 17 \text{ см/с}$.

Пузырьки в кластере не сливаются, они движутся, соударяются, отскакивают, обгоняют или отстают друг от друга, но при этом не выходят за пределы кластера. В процессе движения тело кластера иногда сжимается и становится более плотным, а иногда растягивается. В кластере часто образуются горизонтальные группы, состоящие из нескольких пузырьков, располагающихся по внутреннему периметру колонны и движущихся медленнее, чем во внутренней части кластера. Визуально их движение похоже на волну, перемещающуюся сверху вниз. Горизонтальные группы пузырьков существуют от долей секунды до нескольких секунд. В целом кластер представляет собой устойчивое образование: удаление или привнос новых пузырьков не происходит.

Поскольку все пузырьки в кластере одного размера и диаметр пузырьков значительно (на порядок) меньше внутреннего диаметра колонны, ни один из них не может тормозить движение поднимающихся снизу пузырьков и удерживать их под собой за счет своего размера. Предлагается назвать группу пузырьков, имеющих один и тот же размер (который значительно меньше диаметра колонны), ограниченную сверху и снизу слоем жидкости, не содержащим

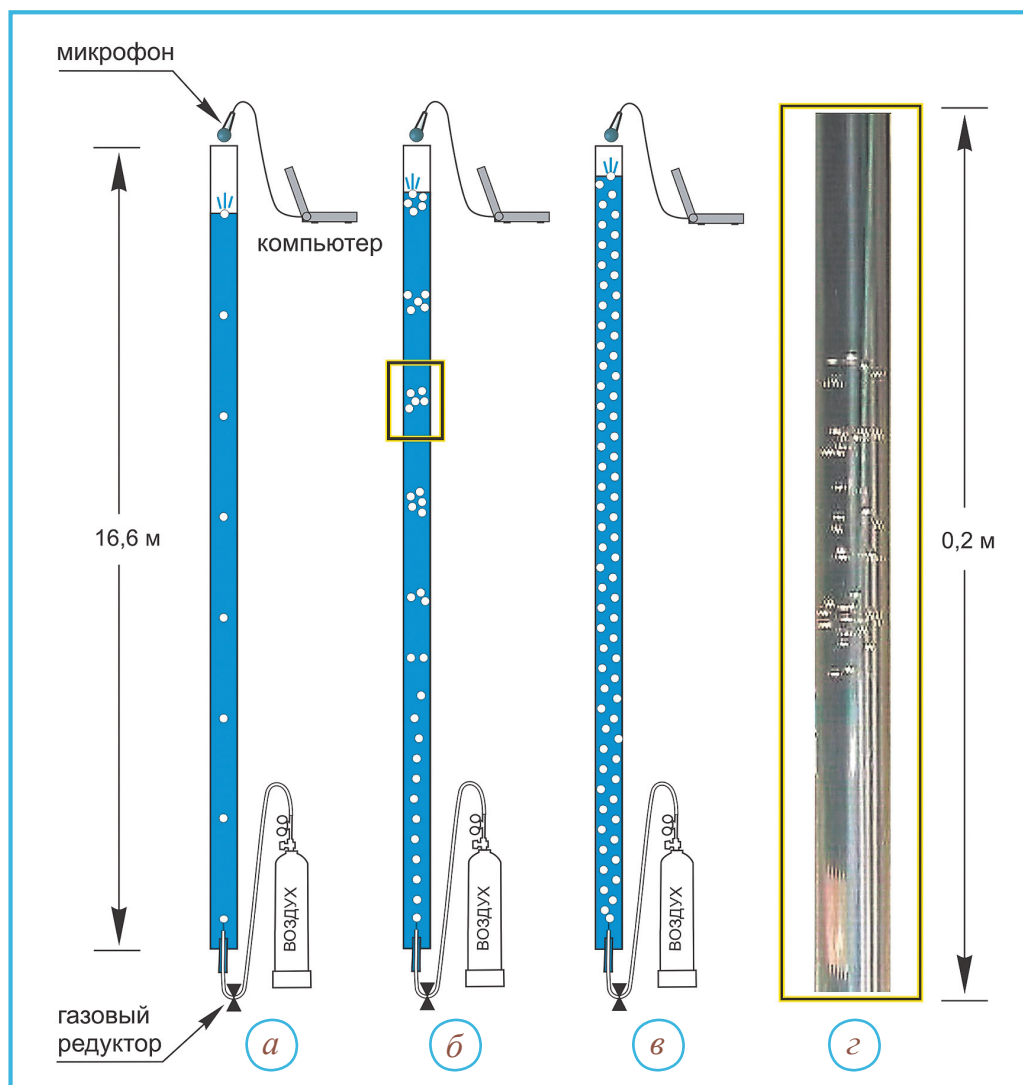


Рис. 5-07. Схематическое изображение газогидродинамических режимов при увеличении расхода газа, по [Озеров, 2011].

а — пузырьковый равномерный (низкодебитный) режим;

б — пузырьковый равномерный в нижней части колонны, переходящий в кластерный — периодический в средней части колонны (среднедебитный). Прямоугольником ограничен участок колонны с пузырьковым кластером, рис. *г*;

в — пузырьковый равномерный (высокодебитный);

г — фотография открытого пузырькового кластера, состоящего из 40 пузырьков

пузырьков, **открытым пузырьковым кластером** (рис. 5-08*г*), а последовательность кластеров, поднимающихся друг за другом на фиксированном расстоянии, — **кластерным режимом** (рис. 5-07*б*, средняя и верхняя часть колонны). Такой режим устойчив, он наблюдается в 10-метровом интервале по высоте колонны — от 5-го метра снизу до выхода на поверхность.

Кластерный режим (периодический) — самый медленный из всех исследованных нами газогидродинамических режимов. В нем доминируют два про-

цесса: образование уплотненных пузырьковых групп (кластеров) и самоторможение этих групп в процессе подъема. Следует отметить, что кластерный режим является продуктом эволюции пузырькового режима, поэтому в колонне одновременно сосуществуют равномерный пузырьковый среднедебитный режим, начальный кластерный, а позднее и устойчивый периодический кластерный режим.

Пузырьковый (высокодебитный) режим. Последующее увеличение расхода газа (1 пузырек через каждые 0,5 см) вновь приводит к изменению свойств

потока газовых пузырьков, но теперь в обратную сторону – от периодического режима к равномерному пузырьковому (рис. 5-06, после 4-й мин, рис. 5-07в и рис. 5-08д, 5-08е). Структура потока пузырьков по всей колонне сохраняется постоянной, это самый устойчивый режим. Следует отметить, что в движущемся потоке могут иногда возникать зоны уплотнения пузырьков и разреженные участки, но они недолговечны. Скорость движения пузырьков ~ 20 см/с – максимальная среди всех полученных режимов.

Таким образом, при повышении расхода газа дважды происходит смена режимов, когда динами-

ческая система переходит в новое качество в двух разных областях измерения режима: ОИР-1 «входа» – при переходе из пузырькового режима в периодический кластерный и ОИР-2 «выхода» – из кластерного режима в пузырьковый (высокодебитный).

Экспериментальное направление 2

В процессе исследований было установлено, что пузырьки, находящиеся в составе кластера, движутся по множеству постоянно меняющихся направ-

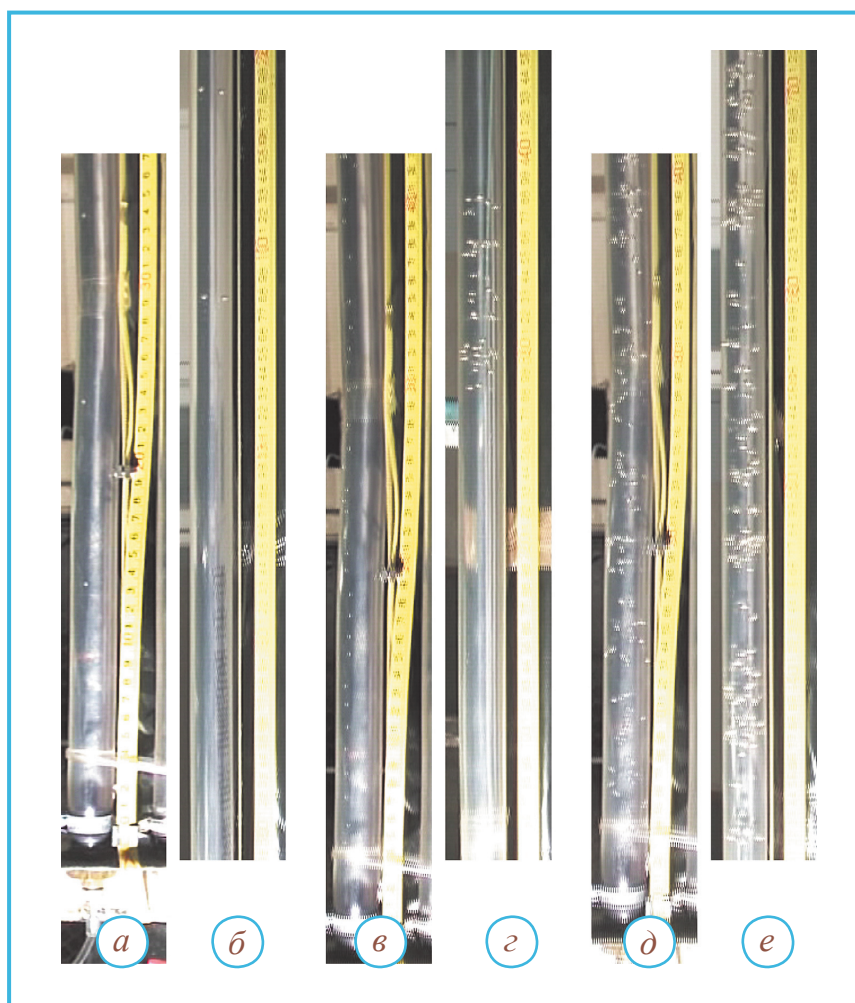


Рис. 5-08. Стоп-кадры видеозаписи газогидродинамических режимов при разных расходах подачи газа, по [Озеров, 2011].

а и б – низкодебитный пузырьковый режим;

в и г – среднедебитный пузырьковый режим (в), переходящий в кластерный периодический (г);

д и е – высокодебитный пузырьковый режим.

Для представления поведения пузырьков при одном и том же расходе газа стоп-кадры сгруппированы по парам, соответственно, для нижней и верхней частей барботажной колонны.

Рис. б демонстрирует начальный этап кластеризации (две пары пузырьков в верхней части колонны); на рис. г показан кластер, состоящий из ~ 40 пузырьков, образовавшийся из равномерного потока пузырьков среднедебитного режима (в)

лений. Это не позволило получить элементарные характеристики образования и «жизни» кластеров. По этой причине мы решили изучить особенности объединения пузырьков и их последующее совместное движение на самой простой модели, включающей всего несколько единичных пузырьков. Эксперименты проводились при низких расходах газа (1–6 пузырьков на каждые 20 см). При таких расходах стало возможным выявить особенности группового поведения единичных пузырьков, а затем использовать полученные данные для объяснения поведения пузырьков в крупных газовых кластерах.

Эмпирически на КАМБИ установлено, что для единичных пузырьков одного размера (одноразмерных пузырьков), следующих друг за другом, существует критическое расстояние – $L_{кр} \approx 100$ диаметрам пузырька ($\varnothing_{\text{пузырька}}$). Если между пузырьками расстояние больше $L_{кр}$, то они пройдут весь путь по колонне самостоятельно. При приближении к поверхности расстояние между ними будет примерно таким же, как и в начале пути. Если это расстояние меньше $L_{кр}$, то нижний пузырек догонит верхний, и они продолжат свой путь вместе.

Теперь рассмотрим, как будет развиваться процесс кластеризации при минимальном количестве пузырьков и при $L \approx 90 \varnothing_{\text{пузырька}}$, т.е. $L < L_{кр}$. Через 5–6 м после отрыва от капилляра два пузырька объединятся в минимальный кластер (рис. 5-08б). Такой дуэт будет существовать продолжительное время,

и пузырьки достигнут поверхности, пройдя еще 9 м пути. При том же расходе газа этот сценарий может иметь продолжение, поскольку скорость кластера, состоящего из двух пузырьков, ниже, чем у одиночного пузырька. Вследствие разницы скоростей кластерную структуру догонит еще один пузырек, и в результате образуется кластер, состоящий уже из трех пузырьков. В экспериментах с описываемыми расходами газа таким путем формируются кластеры, содержащие до 5 пузырьков.

Увеличение расхода газа в 1,5–2 раза ($L \leq 55 \varnothing_{\text{пузырька}}$) приводит к тому, что кластеры, состоящие из 2 пузырьков, образуются раньше, на высоте всего лишь 2–3 м от места отрыва от капилляра, а кластеры из 3 пузырьков – на высоте 4–5 м. При дальнейшем движении кластер из 2 пузырьков догонит кластер из 3 пузырьков, и в итоге сформируется структура из 5 пузырьков. Такую структуру легко догонят одиночные пузырьки и кластеры меньшего размера. При описываемых расходах газа количество пузырьков в кластерах может меняться – от 5 до 13 пузырьков. При дальнейшем увеличении расхода газа количество пузырьков в кластере будет продолжать увеличиваться.

Выше уже упоминалось об одном важном обстоятельстве в поведении пузырьков – при всплытии они могут занять горизонтальное положение и сформировать горизонтальный слой. Это следует из опытов с пузырьками диаметром ~1 мм, которые показали, что неблокированные кластерные струк-

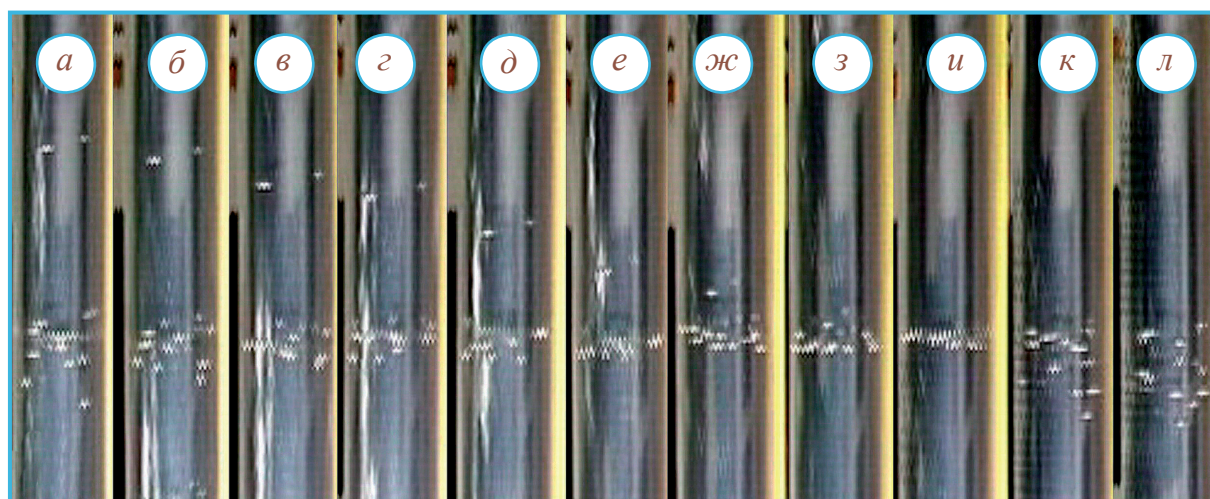


Рис. 5-09. Стоп-кадры видеозаписи последовательного (от а–л) изменения положения пузырьков в неблокированном кластере из хаотичного в горизонтальный слой.

Число пузырьков в кластере – 13, диаметр пузырька ~1 мм, скорость подъем кластера – 17 см/с, внутренний диаметр колонны 18 мм, размер стоп-кадра по вертикали – 12 см. Временной интервал между стоп-кадрами – 0,12 с, что соответствует расстоянию прохождения кластера по вертикальной колонне – 2,7 см.

а–ж – формирование горизонтального слоя, з, и – сформированная горизонтальная структура, к, л – ее разрушение

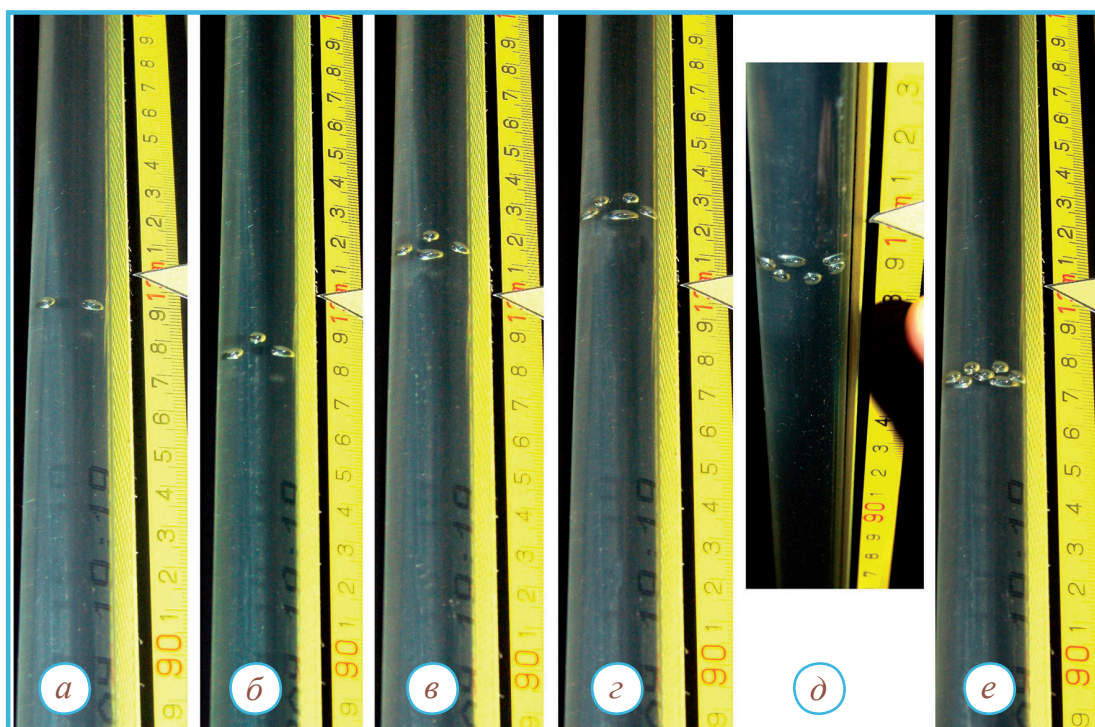


Рис. 5-10. Неблокированные пузырьковые кластеры с минимальным числом пузырьков в барботажной колонне КАМБИ, по [Озеров, 2011].

а – двухпузырьковый, *б* – трехпузырьковый, *в* – четырехпузырьковый, *г* – пятипузырьковый, *д* – шестипузырьковый, *е* – семипузырьковый; все пузырьки одного размера диаметром $\sim 2,5$ мм. Наблюдаемые различия в форме и размерах пузырьков обусловлены искажением за счет изгиба пластикового шланга. Фотографии пузырьковых кластеров выполнены на участке вертикальной прозрачной колонны КАМБИ на высоте 13 м

туры, состоящие из 2 пузырьков, могут двигаться в горизонтальном/субгоризонтальном положении несколько метров (**рис. 5-08б**), а кластеры, содержащие 3–13 пузырьков, лишь сантиметры–десятки сантиметров. **Рис. 5-09** демонстрирует изменение положения пузырьков в неблокированном кластере из хаотичного в горизонтальный слой (при числе пузырьков 13).

Дополнительно были проведены опыты с пузырьками большего диаметра $\sim 2,5$ мм при числе пузырьков 2–7. В процессе всплытия все они занимали горизонтальное положение (**рис. 5-10а–е**). В случае, когда кластер состоял из двух пузырьков, они располагались на некотором расстоянии друг от друга. Во всех остальных случаях пузырьки занимали позицию по кругу, вдоль внутреннего периметра барботажной колонны. При этом, когда мы наблюдали 7 пузырьков, то 6 из них занимали позицию по кругу, а 7-ой располагался в центре. В таком положении пузырьковые кластеры проходят путь от десятков сантиметров до нескольких метров. Затем в их структуре происходят нарушения, и пузырьки вновь превращаются в кластер, состоящий из хаотично соударяющихся

и отскакивающих друг от друга упругих шариков. А через некоторое время они могут вновь занять горизонтальное положение.

Экспериментальное направление 3

К этому направлению относятся опыты по исследованию взаимодействия двух кластеров, каждый из которых состоит из пузырьков разного диаметра: 1 мм в первом кластере и 0,2 мм во втором.

В барботажной колонне под кластером, состоящим из мелких пузырьков, мы генерировали кластер, состоящий из пузырьков, размер которых на порядок больше. Эксперименты показали, что поднимающийся крупнопузырьковый кластер проходит насквозь через мелкопузырьковый кластер без каких-либо изменений своей структуры и скорости. Фактически, крупнопузырьковый кластер не реагирует на мелкопузырьковый и проходит через него как сквозь жидкость. Конфигурация мелкопузырькового кластера после прохождения через него крупнопузырькового сохраняется прежней.

5.4.2. Обсуждение результатов исследований

Рассмотрим основные свойства пузырьков в барботажной колонне, изложим наши представления о кластерном периодическом режиме и причинах его возникновения, а также проведем сопоставление полученных результатов с вулканическими процессами.

I. При физическом моделировании процесса извержения были впервые реализованы условия барботирования пузырьков в жидкостях разной плотности при постепенно изменяющемся расходе газа; это позволило исследовать процесс формирования однородных газовых структур и открытых пузырьков кластеров.

При проведении экспериментов была обеспечена возможность естественного всплывания газовых пузырьков по всей колонне: исключены структурные барьеры и резкие флуктуации скорости подачи газовых пузырьков. Отношение диаметра пузырьков в экспериментах к внутреннему диаметру барботажной колонны примерно 1 : 20 и 1 : 10, что исключало блокирование внутреннего сечения колонны крупным пузырьком.

Моделирование имело своей целью объяснение реального природного процесса – периодического фонтанирования при извержениях базальтовых-андезитовых вулканов. При сопоставлении графиков вулканического дрожания Ключевского вулкана с графиками акустической записи на КАМБИ, мы в качестве критерия сходства зарегистрированных процессов приняли жесткое условие – совпадение двух непрерывных рядов данных, характеризующих линейное и периодическое развитие процесса и включающих две области изменения режимов.

II. В экспериментах в качестве модельной жидкости использовался раствор глицерина в воде, заполняющий протяженную вертикальную прозрачную колонну. В результате предварительных экспериментов было выбрано оптимальное соотношение воды и глицерина – 2 : 1, при котором удалось установить влияние расхода газа на характер газожидкостных структур (**рис. 5-06, 5-07, 5-08**). При низких расходах подачи газа по всей колонне наблюдался равномерный пузырьковый низкодебитный режим (**рис. 5-07а**). При средних расходах фиксировался равномерный среднедебитный режим – в нижней части колонны, сменяющийся в средней части периодическим режимом открытых кластеров, которые без изменения достигали поверхности (**рис. 5-07б, 5-08а и 5-08б**). При высоких расходах газа система переходит к равномерному высокодебитному пузырь-

ковому режиму, проявляющемуся по всей высоте барботажной колонны (**рис. 5-07в, 5-08д и 5-08е**). Эти данные наглядно демонстрируют, что с увеличением расхода газа, дважды происходит коренная перестройка структуры газожидкостного потока в двух областях изменения режима: при переходе от пузырькового низкодебитного режима к кластерному периодическому режиму – ОИР-1 «входа» и от кластерного периодического режима к пузырьковому высокодебитному – ОИР-2 «выхода».

III. В результате экспериментальных исследований установлена новая, морфологически устойчивая газогидродинамическая структура – открытый пузырьковый кластер. Совокупность открытых пузырьков кластеров (следующих друг за другом на фиксированном расстоянии), разделенных между собой слоем жидкости без пузырьков, представляет периодический кластерный режим (**рис. 5-07б и 5-08з**). Этот режим ранее не был известен, соответственно, его описания невозможно найти в обобщающих монографиях [Воллис, 1972; Кутателадзе, Накоряков, 1984; Путеводитель Прандтля по Гидроаэродинамике, 2007] и в публикациях по моделированию работы нефтяных скважин на крупногабаритных установках [Абишев и др., 1981; Сахаров, Мохов, 2004; Брилл, Мукерджи, 2006; Исаев, 2009].

Приведем основные характеристики режима открытых пузырьков кластеров: **1** – главным элементом является пузырьковый кластер – с высокой концентрацией пузырьков, сверху и снизу ограниченный жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы; **2** – кластер – устойчивая структура; после образования он может существовать в колонне продолжительное время вплоть до выхода его на поверхность; **3** – пузырьки, формирующие кластер, имеют одинаковый размер, который на порядок меньше внутреннего диаметра колонны; **4** – пузырьки в кластере не имеют постоянного места и находятся в непрерывном движении; **5** – совокупность пузырьков кластеров, следующих друг за другом на фиксированном расстоянии, представляет кластерный режим; **6** – кластерные структуры при определенных расходах газа могут проявляться периодически; **7** – кластерный режим является следствием эволюции среднедебитного пузырькового режима; **8** – на поверхности кластерный режим проявляется между двумя пузырьковыми режимами – низкодебитным и высокодебитным; **9** – вертикальная скорость движения пузырьков в открытом кластерном режиме ниже, чем в пузырьковом режиме; **10** – механизм образования открытых кластеров в вертикальной колонне обусловлен свойствами одномерных пузырьков: догонять друг друга и объединяться

в группы, за пределы которых пузырьки не выходят.

Особенно следует отметить то обстоятельство, что открытый пузырьковый кластер по морфологии и способу своего образования принципиально отличается от заблокированного пузырькового кластера, который был обнаружен нами в 2003 г. и описан в работах [Озеров, 2007; Озеров, 2004; Озеров, 2009]. Напомним, что для образования заблокированных кластеров, в отличие от открытых, решающее значение имеют крупные пузырьки, блокирующие пузырьки, поднимающиеся снизу.

Мы полагаем, что режим открытых кластеров присущ не только вулканическим процессам. Его следует рассматривать как самостоятельный режим в физике газожидкостных смесей: на природных объектах (гидротермальные системы и грязевой вулканизм), при моделировании работы буровых скважин (гидротермальные и нефтяные) и в химической промышленности.

IV. Остановимся подробнее на описании газовых пузырьков (основных элементов газожидкостных систем), которые в результате эволюции при подъеме по колонне формируют различные газогидродинамические режимы.

Изучением пузырьков занимались и занимаются многие исследователи [Ландау, Лившиц, 1944; Прандтль, 2000; Кутателадзе, Накоряков, 1984; и др.]. Следует отметить монографию «Пузыри» [Гегузин, 1985], где впервые было предложено выделять два вида пузырьков – твердые и мягкие. Приведем описание свойств этих пузырьков по Я.Е. Гегузину.

Твердые пузырьки. Они сильно сжаты лапласовским давлением и имеют сферическую форму. При приложении к ним внешних сил они не поддаются деформации и устойчивы к изменению давления. Слияние таких пузырьков энергетически не выгодно. Радиус твердых пузырьков (R) Я.Е. Гегузин оценивал «значительно меньше микрометра».

Мягкие пузырьки. Лапласовское давление в них значительно меньше внешнего, поэтому любое изменение внешнего давления приводит к изменению радиуса пузырька. Пузырьки имеют эллипсоидальную, приплюснутую или вытянутую в вертикальном направлении форму. В процессе слияния мягких пузырьков их общая энергия уменьшается, чем объясняется их стремление к слиянию. Радиус мягких пузырьков «значительно больше микрометра».

Из анализа материалов, приведенных в работе [Гегузин, 1985], следует, что между твердыми (R значительно меньше мкм) и мягкими (R значительно больше мкм) пузырьками должна существовать

область «промежуточных» по размеру пузырьков, со своими индивидуальными свойствами, которые позволили бы отличать их от твердых и мягких пузырьков.

Проведенные экспериментальные работы на КАМБИ (газонасыщенная колонна) [Озеров, 2007; Озеров, 2009] и на КАМБИ (барботажная колонна) [Озеров, 2011] свидетельствуют, что пузырьки с промежуточными свойствами действительно существуют. Например, пузырьки радиусом 0,5–1,5 мм (на три порядка больше, чем у твердых пузырьков) в процессе подъема по колонне слабо деформируются; это уже не твердые пузырьки. А при взаимодействии этих пузырьков друг с другом они не сливаются, то есть это еще не мягкие пузырьки. Кроме того, было установлено важное свойство «промежуточных» пузырьков: при взаимодействии они мгновенно отскакивают друг от друга; такой эффект можно объяснить только упругим соударением пузырьков.

Это свойство было положено нами в основу выделения новой группы «промежуточных» пузырьков, которые следует назвать «упругими» пузырьками. Они представляют собой газовые образования в жидкости со сложной округлой, отличной от сферы формой. В условиях свободного всплытия они не сливаются с другими пузырьками. Они образуют непрерывный ряд пузырьков различного размера (от микронных до нескольких миллиметров) в жидкостях низкой плотности (вода, раствор глицерина с водой). Эти пузырьки располагаются закономерно между твердыми и мягкими пузырьками. Можно предположить, что в пределах обсуждаемого ряда пузырьки имеют разную степень упругости: максимальную – на границе с твердыми и минимальную – на границе с мягкими пузырьками.

Опишем граничные условия выделенной группы упругих пузырьков по отношению к твердым и мягким пузырькам.

Граница: твердый-упругий пузырек. Это область, где твердые пузырьки утрачивают идеальную форму сферы и начинают приобретать горизонтально приплюснутые (эллипсоид) очертания, характерные уже для упругих пузырьков. Физическая сущность этой границы – давление Лапласа становится меньше внешнего и пузырек уже не может удерживать форму идеального шара.

Граница: упругий-мягкий пузырек. Это граница, разделяющая области несливающихся (упругих) и сливающихся (мягких) пузырьков, свободно всплывающих в жидкости. Физическая сущность этой границы определяется превышением внешнего давления мягкого пузырька над внутренним, поэтому суммарная поверхностная энергия двух мягких

пузырьков до слияния больше поверхностной энергии пузырька, образовавшегося после их объединения.

Из вышеизложенного следует, что твердые, упругие и мягкие пузырьки различаются между собой формой, размерами и физическими свойствами. Кроме того, надо иметь в виду, что большое значение имеет состав жидкости, заключающей пузырьки, и ее параметры: вязкость, поверхностное натяжение, давление, температура и газонасыщенность. Границы упругих пузырьков при этом будут смещаться в ту или иную сторону.

V. Опишем основные особенности движения упругих пузырьков и образованных ими пузырьков структур, исследованных в процессе экспериментов на КАМБИ (барботажная колонна). Мы полагаем, что именно упругие пузырьки определяют динамику магмоподводящих питающих систем базальтовых-андезитобазальтовых вулканов.

В процессе экспериментальных исследований наблюдались десять видов движения пузырьков: **1** – движение всплытия каждого отдельного пузырька; **2** – спиралевидное движение каждого отдельного пузырька; **3** – движение догоняющее (за лидером); **4** – движение горизонтальных пузырьков структур; **5** – кластерообразующее движение; **6** – последовательное движение кластеров (кластерный режим); **7** – движение вверх всей структуры кластера; **8** – хаотичное движение отдельных пузырьков в кластере; **9** – групповое движение пузырьков внутри кластера; **10** – сквозное движение разноразмерных пузырьков через кластер. При описании акцентируем внимание на тех видах движения, которые ответственны за формирование и существование кластерного режима.

1. Движение всплытия каждого отдельного пузырька. Перемещение пузырька и пузырькового кластера вверх по колонне обусловлено подъемной силой Архимеда. Это главная сила, обеспечивающая движение пузырька и кластера. Она описана во всех учебниках физики, поэтому мы не будем детально останавливаться на описании этого процесса.

2. Спиралевидные движения каждого отдельного пузырька характерны для одиночных пузырьков, для пузырьков в кластере и в пузырьковом потоке. Во всех случаях этот процесс проявляется с разной степенью интенсивности в виде горизонтальной вибрации пузырьков или их криволинейного подъема. Он хорошо известен и описан во многих монографиях по гидродинамике, поэтому мы также опускаем детальное рассмотрение этого движения.

Ниже (3–10) будут охарактеризованы новые виды движения пузырьков, выявленные в результате экспериментальных исследований на КАМБИ (барбо-

тажная колонна). Они могут проявляться в любой последовательности как по отдельности, так и совместно:

3. Движение догоняющее (за лидером). Между одноразмерными пузырьками существует расстояние взаимодействия ($L_{\text{взаим}}$), которое определяется возможностью пузырьков догонять друг друга. Если расстояние между пузырьками больше $L_{\text{взаим}}$, то пузырьки пройдут весь путь «в одиночку», так как после прохождения верхнего пузырька среда успевает восстановиться, и всплывающий снизу пузырек не может догнать верхний. Если это расстояние меньше $L_{\text{взаим}}$, тогда в силу вступает «догоняющее» движение, и нижний пузырек обязательно догонит верхний, и далее они продолжают путь вместе.

В разных газогидродинамических системах $L_{\text{взаим}}$ будет иметь разные значения в зависимости от ряда параметров: размера пузырьков, вязкости, плотности, температуры жидкости, поверхностного натяжения и т.д. В наших экспериментах (35-процентный раствор глицерина в воде и $\varnothing_{\text{пузырька}} \sim 1$ мм) $L_{\text{взаим}}$ определено равным 100 диаметрам пузырька.

Догоняющее движение обусловлено тем, что нижний пузырек становится в спутный след верхнего и, используя уже «проложенную дорогу», испытывает меньшее лобовое сопротивление, развивает большую скорость и в итоге догоняет верхний пузырек. Наличие дополнительного догоняющего импульса движения является важнейшим свойством газогидродинамической системы, так как именно оно обеспечивает сближение пузырьков и приводит к запуску механизма образования кластеров.

4. Движение горизонтальных пузырьков структур. Свойства одноразмерных пузырьков таковы, что, объединившись в группу, они стремятся образовать в колонне горизонтальный слой поперек своего основного, вертикального движения в жидкости (рис. 5-09, 5-10). Размер пузырьков имеет важное значение для устойчивости горизонтального слоя. Увеличение размера пузырьков удлиняет «время жизни» горизонтальных структур; они становятся более стабильными и устойчивыми.

Стремление пузырьков к горизонтальному расположению чрезвычайно важно для возникновения кластера, так как оно обеспечивает общее торможение поднимающихся пузырьков и создает условия для объединения их в кластеры.

5. Кластерообразующее движение. Вышеописанное горизонтальное положение пузырьков сокращает сечение обратного тока жидкости и увеличивает силу лобового сопротивления. Увеличивается трение, возникающее при прохождении жидкости между самими пузырьками, а также между пузырьками и стенками колонны. Скорость движения газо-

вой структуры уменьшается, создается динамическая газовая пробка, которая препятствует движению жидкости через себя (самозапирающий эффект). В результате образовавшаяся газовая структура (кластер) движется медленнее, чем одиночный пузырек. Нижние пузырьки догоняют идущий выше кластер, «улавливаются» им и становятся его частью. Начинается лавинообразный процесс объединения пузырьков – кластерообразование.

6. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЕ ДВИЖЕНИЕ КЛАСТЕРОВ (КЛАСТЕРНЫЙ РЕЖИМ). Продолжающий подниматься снизу поток пузырьков попадает в те же условия, в которых происходило вышеописанное кластерообразование, и на тех же уровнях высоты происходят сходные процессы объединения пузырьков. Таким образом, формирующиеся газовые структуры последовательно проходят одну и ту же морфологическую эволюцию. Эти циклы периодически повторяются, и в барботажной колонне одновременно наблюдаются десятки кластеров, состоящих из одноразмерных пузырьков.

7. ДВИЖЕНИЕ ВВЕРХ ВСЕЙ СТРУКТУРЫ КЛАСТЕРА. Описание этого движения приведено выше в разделе 5.4.1. – «**Кластерный режим (начальный)**» и «**Кластерный режим (периодический)**». Здесь следует отметить, что в этом режиме вертикальная скорость группы пузырьков минимальна, так как включается механизм группового самоторможения. Последний обусловлен тем, что пузырьки в кластере стремятся занять положение максимального противодействия потоку жидкости, что обеспечивает значительное увеличение трения пузырьков о стенки колонны.

8. ХАОТИЧНОЕ ДВИЖЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ПУЗЫРЬКОВ В КЛАСТЕРЕ. Исследования показали, что пузырьки не имеют определенного места в кластере, они постоянно перемещаются в его пределах. Поведение пузырьков больше напоминает взаимодействие твердых тел (шариков), чем пластичных газовых обособлений. При сближении или соударении они не слепляются и не сливаются, а мгновенно отскакивают друг от друга, но не выходят за пределы кластера. Их движение состоит из резких и частых рывков. Процесс в значительной мере напоминает броуновское движение, при этом в нашем случае верхняя и нижняя границы остаются открытыми.

9. ГРУППОВОЕ ДВИЖЕНИЕ ВНУТРИ КЛАСТЕРА. В процессе подъема пузырьков, в самом кластере могут проявляться разнонаправленные движения. Это выражается в том, что пузырьки во внутренней части, в сердцевине кластера, движутся быстрее, чем сам кластер, и, объединяясь в вертикальный поток, направляются вверх. А пузырьки, находящиеся во внешних боковых частях кластера, расположенные

вдоль внутренних стенок колонны, замедляют свое движение, при этом они иногда распределяются горизонтально, образуя кольцевые горизонтальные структуры, медленно движущиеся вдоль внутреннего периметра колонны. При наблюдении за общим движением кластера возникает иллюзия, что горизонтальные кольца движутся вниз.

10. СКВОЗНОЕ ДВИЖЕНИЕ РАЗНОРАЗМЕРНЫХ ПУЗЫРЬКОВ. С учетом того, что в реальных питающих системах вулканов находятся пузырьки разных размеров, мы провели специальные исследования с тремя размерами пузырьков. Одиночные пузырьки или кластеры, состоящие из крупных одноразмерных пузырьков, проходят насквозь кластеры, состоящие из среднеразмерных пузырьков. Одиночные мелкие пузырьки и кластеры, состоящие из мелких пузырьков, не препятствуют прохождению среднеразмерных пузырьков или кластеров и не захватываются последними. Пузырьки разных размеров фактически «не чувствуют» друг друга, не объединяются в открытые пузырьковые кластеры, поэтому в кластере остаются пузырьки только одного размера. Во время взаимодействия наблюдается сложная структура, состоящая из пузырьков двух размеров; при этом скорость каждого кластера не меняется. После прекращения их взаимодействия свойства кластеров восстанавливаются. Это наблюдение свидетельствует о том, что в вертикальной газогидродинамической системе разноразмерные пузырьковые структуры оказывают минимальное воздействие друг на друга. Крупные пузырьки поднимаются быстрее, и наверху образуется кластер, а мелкие пузырьки имеют возможность подрастать по мере подъема и в дальнейшем, при достижении определенного размера, участвовать в процессе кластерообразования.

5.4.3. Механизм формирования открытых пузырьковых кластеров

На основе экспериментальных данных опишем механизм формирования нового, установленно нами режима отрывных пузырьковых кластеров (рис. 5-11). Выше было показано, если расстояние между пузырьками одного размера меньше $L_{\text{взаим}}$, то нижний пузырек воспользуется «следом» идущего выше пузырька и обязательно догонит его (рис. 5-11а). Приблизившись друг к другу, пузырьки не слипаются и не сливаются, они обладают свойствами упругих пузырьков, поэтому их взаимодействие соответствует поведению соударяющихся твердых шариков. После сближения пузырьки боль-

ше не выйдут за пределы созданной ими кластерной структуры и далее продолжают движение вместе.

Свойство одномерных пузырьков таково, что, объединившись в кластер, они стремятся занять в колонне горизонтальное положение максимального проявления силы лобового сопротивления (рис. 5-09, 5-10 и 5-11₂). Это обеспечивает уменьшение скорости всплытия пузырьковой пары и, таким образом, формируется газогидродинамическая пробка минимального размера.

Последующее развитие системы определяется тем, что новообразованный кластер (медленно движущаяся пара пузырьков) является реальным природным барьером, улавливающим пузырьки того же размера, поднимающиеся снизу с более высокой скоростью (рис. 5-11₂). Таким образом, увеличивая свои размеры, этот кластер начинает улавливать не только одиночные пузырьки, но и более мелкие поднимающиеся кластерные образования. В итоге процесс приобретает лавинообразный характер, что приводит к появлению кластера со все большим количеством пузырьков и возникновению крупного кластера (рис. 5-11₀).

Продолжающий подниматься снизу поток пузырьков попадает в те же условия, в которых происходило вышеописанное образование кластеров, и на тех же уровнях высоты происходят сходные процессы объединения пузырьков. Таким образом, формирующиеся газовые структуры последовательно проходят одну и ту же эволюцию. Эти циклы последовательно повторяются, и в барботажной колонне одновременно наблюдаются десятки кластеров близкого размера. Проведенное качественное описание механизма формирования открытых пузырьковых кластеров показывает, что для формирования этих структур должны выполняться следующие условия: протяженные вертикальные колонны, диаметр пузырька должен быть значительно меньше внутреннего диаметра колонны и пузырьки должны обладать упругими свойствами.

Заканчивая описание природы образования кластеров, подчеркнем, что процесс кластерообразования и, соответственно, кластерный режим являются закономерным следствием эволюции пузырькового режима в вертикальной барботажной колонне.

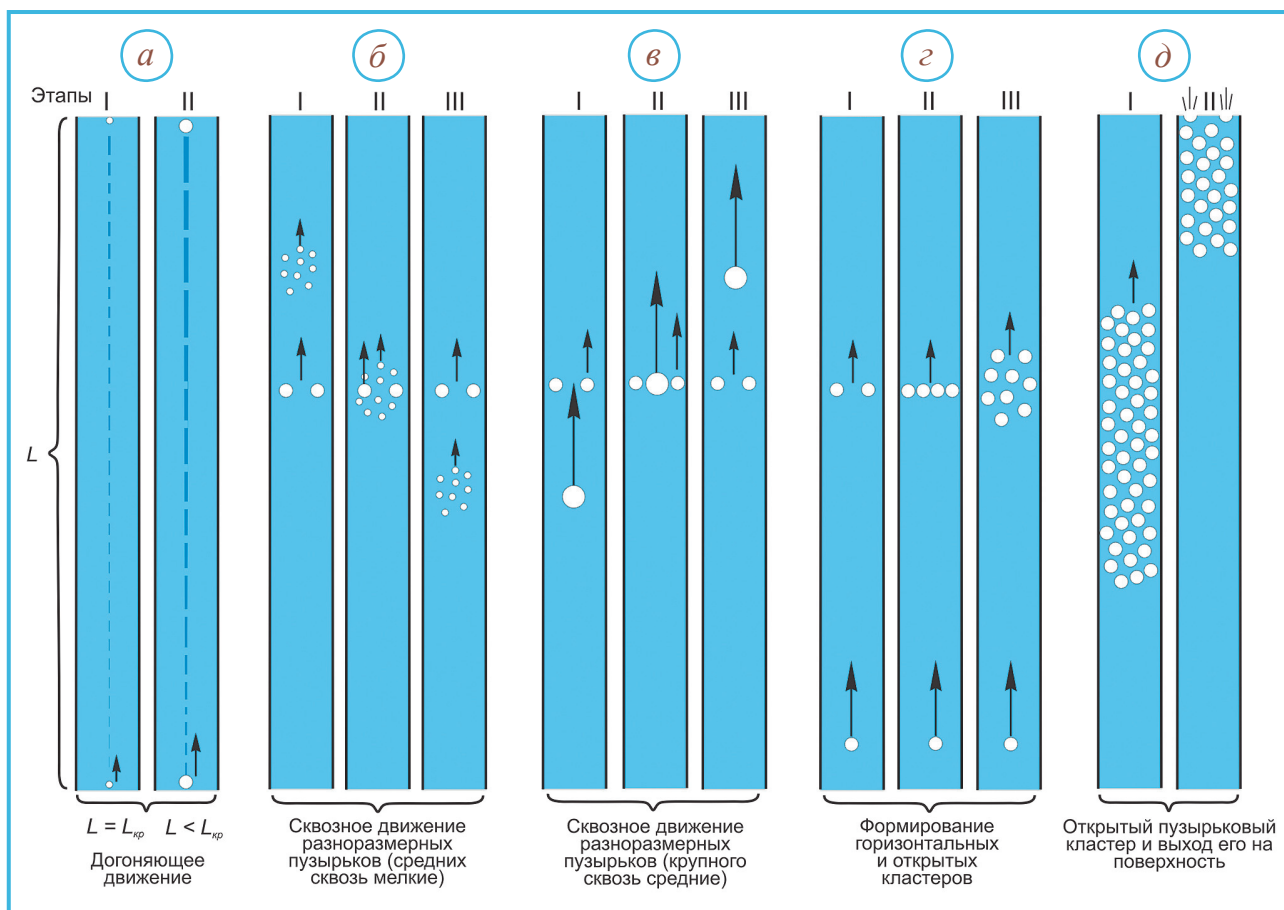


Рис. 5-11. Качественный механизм формирования открытых пузырьковых кластеров

5.4.4. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных

I. Для проведения сопоставления результатов экспериментальных исследований и вулканических процессов, опишем подробнее проявление каждого газогидродинамического режима на верхнем срезе колонны, поскольку именно в этой части КАМБИ моделируются процессы, происходящие в кратерах базальтовых-андезиобазальтовых вулканов. В зависимости от расхода газа, поступающего в барботажную колонну, любой из описанных режимов может быть выведен на поверхность.

Проведем сопоставление поверхностных эффектов каждого режима с реальными динамическими параметрами базальтовых-андезиобазальтовых извержений.

Пузырьковый (низкодебитный) режим, проявленный в барботажной колонне, обусловлен равномерным потоком пузырьков, лопающихся на поверхности жидкости. В процессе извержений базальтовых-андезиобазальтовых вулканов, в зависимости от количества пузырьков, их размера и вязкости магмы, внешние проявления этого режима будут весьма многообразными по характеру и масштабу. В жидких лавах наблюдается слабое «кипение» на поверхности лавового озера или слабые всплески в кратере, а в более вязких – равномерная постоянная пепловая эмиссия за счет разрыва перегородок между пузырьками, достигающими поверхности.

Кластерный режим на выходе из барботажной колонны характеризуется чередованием эпизодов разбрызгивания модельной жидкости, связанного с выходом пузырьковых кластеров на поверхность, с эпизодами спокойного состояния жидкости. В жидких магмах проявлением кластерного режима в кратере вулкана является квазипериодическое фонтанирование раскаленных бомб. В более вязких расплавах, кроме бомб, генерируется большое количество вулканического пепла. По мере выхода кластера на поверхность происходит последовательно многоактный процесс разрыва перегородок между пузырьками. При этом разрушение крупных перегородок приводит к появлению вулканических бомб, а разрушение тонких перегородок – к образованию более мелкой фракции тефры (вулканический пепел).

Пузырьковый (высокодебитный) режим характеризуется разбрызгиванием модельной жидкости при выходе пузырьков из барботажной колонны КАМБИ, но в отличие от кластерного, этот режим «работает» непрерывно. Проявлением высокодебитного пузырь-

кового режима в процессе вулканических извержений является продолжительное монотонное фонтанирование раскаленных бомб, которое в зависимости от вязкости магмы может сопровождаться эмиссией вулканического пепла.

ПЕРЕХОДНЫЕ РЕЖИМЫ. Вышеописанные три режима являются основными устойчивыми состояниями двухфазного потока. Кроме того, существуют переходные режимы – от пузырькового (низкодебитного) к кластерному и от кластерного к пузырьковому (высокодебитному). Переходные режимы извержений вулканов проявляются в нерегулярном характере эруптивной деятельности и могут существовать в течение длительных интервалов времени.

II. Из проведенных экспериментов следует, что режим открытых кластеров (его образование и продолжительное существование в колонне) может обеспечиваться только упругими пузырьками. В экспериментах на КАМБИ (барботажная колонна) для генерации пузырьков мы использовали капилляры разного диаметра; соответственно генерировались пузырьки диаметром от 1 до 2,5 мм. Свойства этих пузырьков позволяют отнести их к группе упругих пузырьков. В более ранних опытах на КАМБИ (газонасыщенная колонна) размер упругих пузырьков – 1–10 мм. В реальной магматической системе размеры пузырьков могут изменяться в зависимости от свойств расплава и от положения пузырьков в вертикальном магматическом канале. Мы предполагаем, что при увеличении вязкости, плотности и температуры расплава, размер упругих пузырьков будет увеличиваться, по крайней мере на два-три порядка, и достигать довольно внушительных значений – десятков сантиметров. Следует отметить также, что коалесценции (слияния) упругих пузырьков в колонне не происходит. Приведенные данные позволяют полагать, что пузырьки таких размеров в магматическом канале могут образовываться только в процессе собственного роста, за счет падения давления и диффузии растворенного газа. В дальнейшем эти пузырьки объединяются в открытые кластеры, в которых слияние пузырьков также не происходит. Таким образом, пузырек, образовавшийся в нижних частях магматического канала, на глубинах, соответствующих отделению газа в свободную фазу, при подъеме растет и достигает поверхности самостоятельно, не объединяясь с другими пузырьками.

III. Движущийся пузырьковый кластер имеет свойства сепарирующей динамической газовой пробки, состоящей из одноразмерных пузырьков. По мере подъема по каналу, такая пробка обгоняет более мелкие пузырьки и не препятствует крупным пузырькам проходить сквозь нее. При этом кластер улавли-

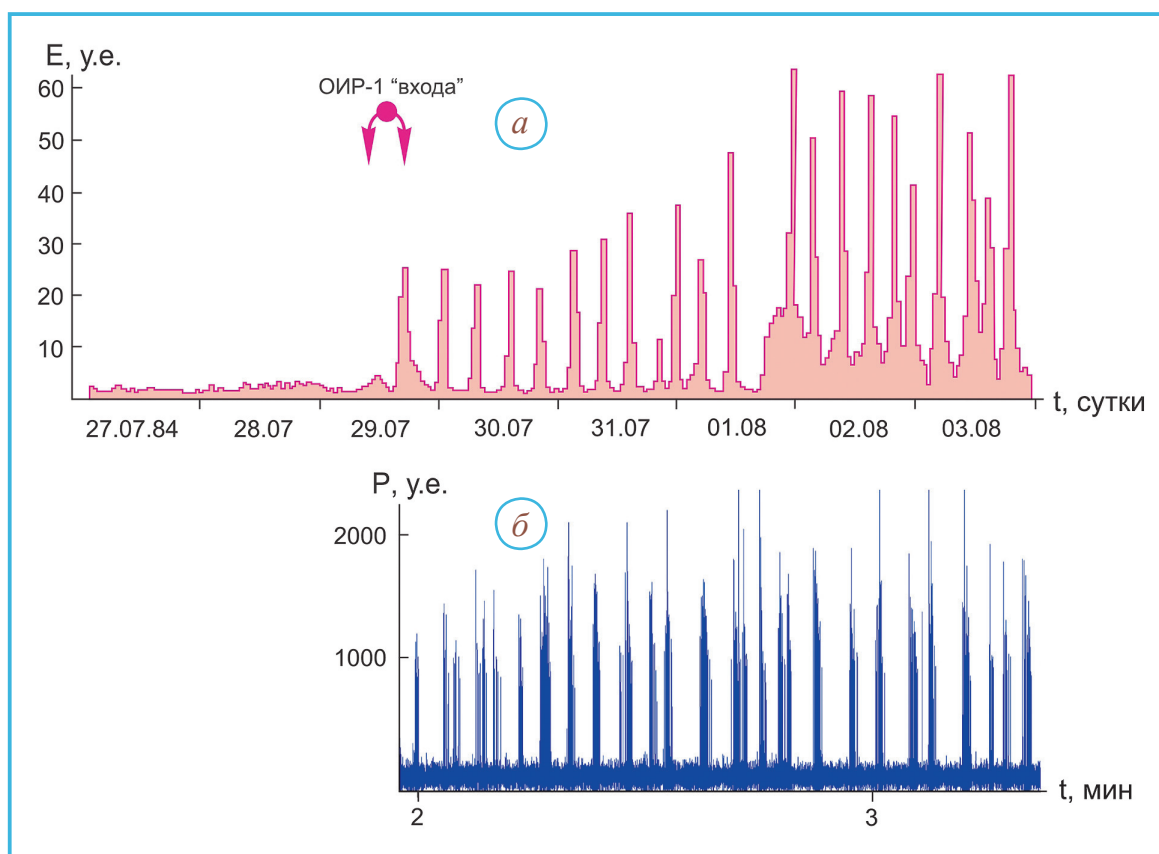


Рис. 5-12. Сопоставление характера взрывной активности Ключевского вулкана (1984 г.) с проявлениями открытого кластерного газогидродинамического режима на поверхности модельной жидкости – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ.

а – график изменения интенсивности вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервала времени 27 июля – 03 августа 1984 г. [Гордеев и др., 1986]; по оси ординат интенсивность вулканического дрожания – E , у.е., по оси абсцисс время – t , сутки;
б – график изменения давления звуковой волны, генерируемой лопающимися пузырьками над поверхностью модельной жидкости КАМБИ; по оси ординат давление звуковой волны – P , у.е., по оси абсцисс время – t , мин

вает поднимающиеся снизу пузырьки, имеющие тот же размер, что и пузырьки в самом кластере, и за счет этого увеличивает свои размеры. В результате к поверхности подходят состоящие из одноразмерных пузырьков крупные кластеры, которые в кратере реализуются впечатляющими эпизодами фонтанирования раскаленных бомб.

IV. Теперь проведем сопоставление графиков акустической записи на верхнем срезе колонны КАМБИ с графиками вулканического дрожания при извержениях Ключевского вулкана (рис. 5-06, рис. 5-12, 5-13 и 5-14) и с графиком акустической записи извержения вулкана NW Rota-1 в 2006 г. (рис. 5-15). Для корректности сопоставления, данные экспериментальных акустических измерений на КАМБИ представлены в том же формате, что и опубликованные результаты природных сейсмологических и акустических исследований. На наш взгляд, сопоставление этих данных дает наглядную картину

и позволяет сделать вывод об аналогии природного и модельного процессов.

Наиболее информативен график вулканического дрожания по извержению 1993 г. (рис. 5-06а). Он иллюстрирует три вулканических режима (равномерного повышения, периодический и неравномерного повышения), последовательно сменяющие друг друга, и две разные области изменения режима (ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода») на границе этих режимов. Данные этого графика послужили основой для моделирования эруптивного процесса.

График аналогичной конфигурации мы получили и по результатам экспериментов на КАМБИ, подбирая плотность модельной жидкости, заполняющей барботажную колонну, и увеличивая расход газа (рис. 5-06б). На графике в той же последовательности представлены три газогидродинамических режима (пузырьковый равномерный низкодебитный, кластерный периодический среднедебитный,

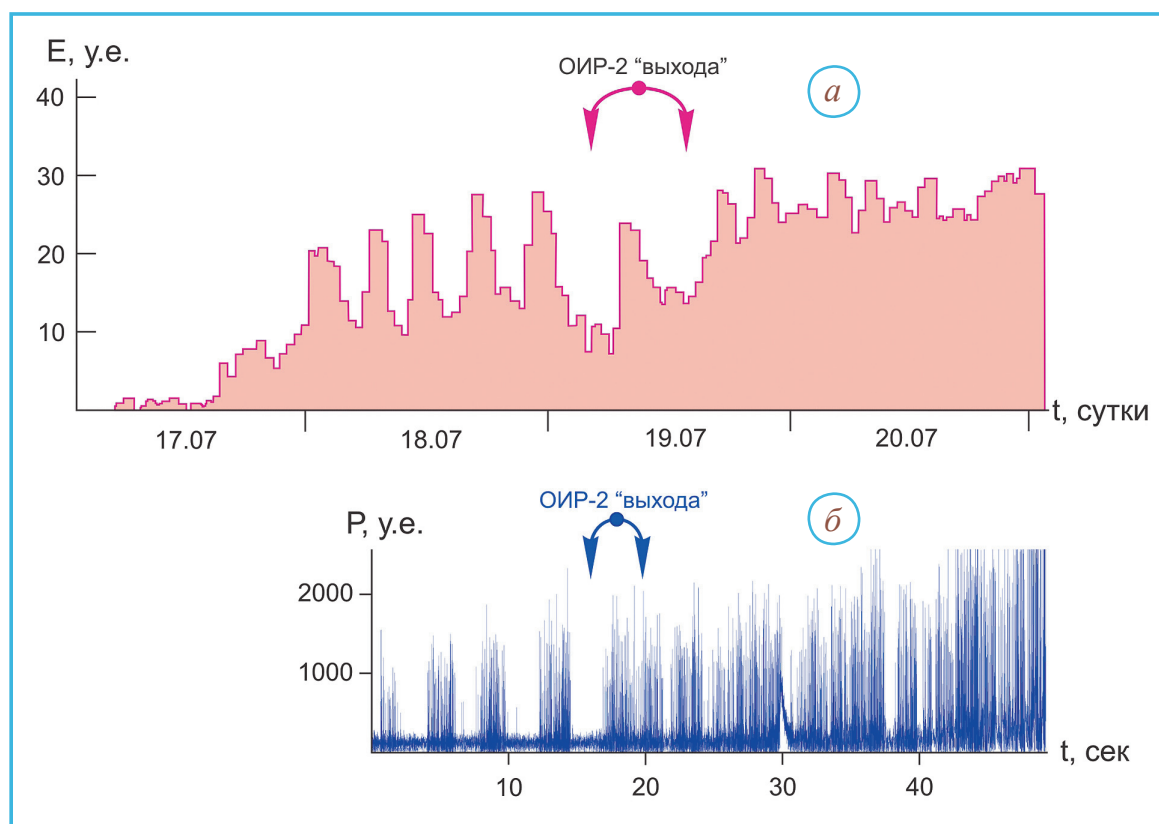


Рис. 5-13. Сопоставление характера эксплозивной активности Ключевского вулкана (1984 г.) с проявлениями кластерного и пузырькового газогидродинамических режимов на поверхности модельной жидкости – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ.

a – график изменения интенсивности вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервала времени 17 июля – 20 июля 1984 г. [Гордеев и др., 1986]; по оси ординат интенсивность вулканического дрожания – E , у.е., по оси абсцисс время – t , сутки; b – график изменения давления звуковой волны, генерируемой лопающимися пузырьками над поверхностью модельной жидкости – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ; по оси ординат давление звуковой волны – P , у.е., по оси абсцисс время – t , мин

пузырьковый высокодебитный) и две области изменения режима – ОИР-1 «входа» и ОИР-2 «выхода». Природный и модельный графики (рис. 5-06а и 5-06б) весьма схожи. На этом основании можно утверждать, что в экспериментах на КАМБИ мы получили данные, которые позволили объяснить механизм процессов, происходящих в питающей системе Ключевского вулкана во время извержения 1993 года.

Об этом также свидетельствует сходство графиков огибающей амплитуды вулканического дрожания во время извержения Ключевского вулкана в 1984 г. и графиков акустических импульсов давления звуковой волны, полученных на КАМБИ. На рис. 5-12а и 5-12б можно видеть квазипериодическую повторяемость процессов, высокие амплитудные характеристики и резкие границы активных фаз. Рис. 5-13 демонстрирует переход от периодического режима через ОИР-2 «выхода» к режиму нелинейного возрастания ам-

плитуды вулканического дрожания (рис. 5-13а) и акустического давления (рис. 5-13б). При этом в режиме возрастания амплитудных характеристик обе системы (вулканическая и экспериментальная) некоторое время сохраняют реликты периодического режима.

Сходство природного и модельного процессов проявляется и в деталях (рис. 5-14, 5-15). Оно хорошо иллюстрируется на немодифицированных графиках для вулканического процесса и воспроизведенного на КАМБИ. Сопоставление этих графиков показывает, что в обоих случаях четко выражено закономерное чередование интервалов плотно сгруппированных высокоамплитудных импульсов с интервалами низкоамплитудных импульсов (рис. 5-14) или полного их отсутствия (рис. 5-15), характеризующее периодический характер процессов.

Подобие представленных графиков дает основание полагать, что в результате проведенных иссле-

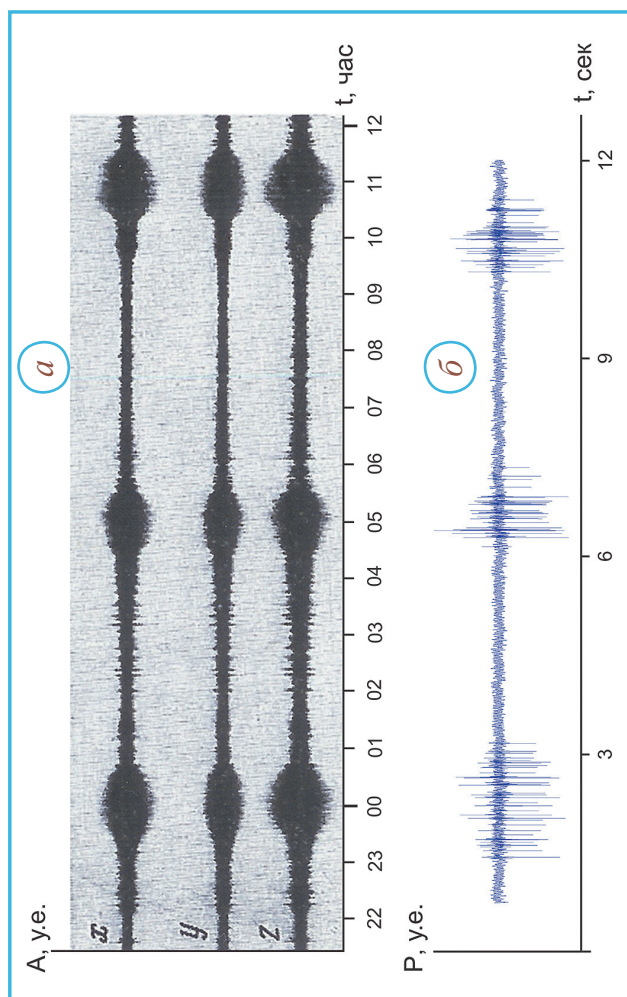


Рис. 5-14. Сопоставление сейсмической записи периодического фонтанирования Ключевского вулкана (1984 г.) с акустической записью кластерного газогидродинамического режима на поверхности модельной жидкости – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ, по [Озеров, 2011].

a – сейсмическая запись амплитуды вулканического дрожания Ключевского вулкана для интервала времени 17 июля – 20 июля 1984 г. [Гордеев, Мельников, Синицын, Чебров, 1986]; по оси ординат амплитуда вулканического дрожания (измеренная по трем каналам сейсмометра: *x* – север-юг, *y* – восток-запад, *z* – вертикальный) – *A*, у.е., по оси абсцисс время – *t*, час; *б* – акустическая запись изменения давления звуковой волны, генерируемой лопающимися пузырьками над поверхностью модельной жидкости – по экспериментальным исследованиям КАМБИ; по оси ординат давление звуковой волны – *P*, у.е., по оси абсцисс время – *t*, мин

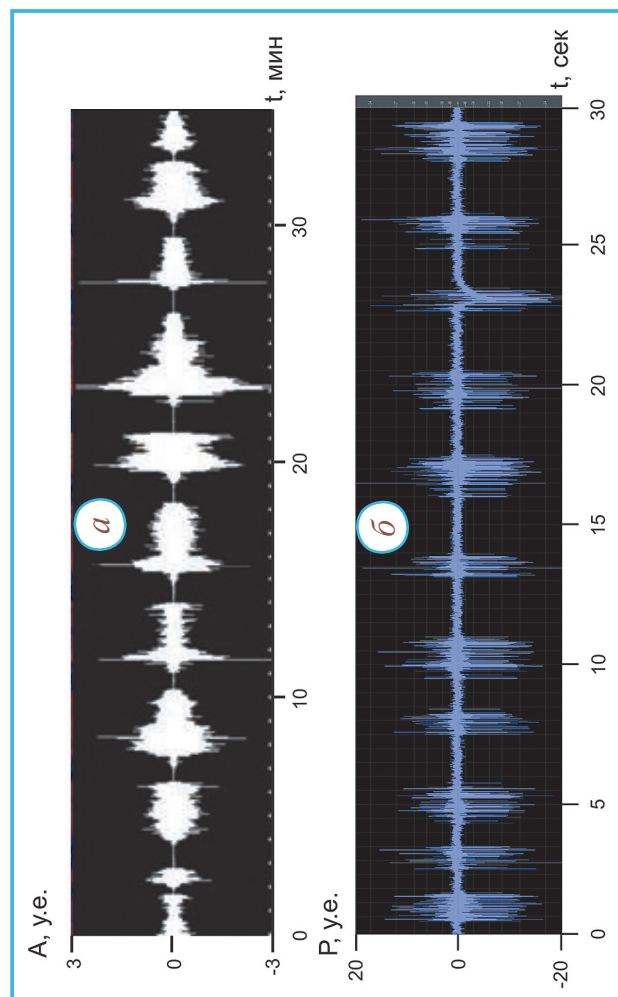


Рис. 5-15. Сопоставление акустических записей сигнала подводного извержения вулкана NW Rota-1 в Марианской впадине (2006 г.) и сигнала кластерного газогидродинамического режима на поверхности модельной жидкости – по результатам экспериментальных исследований на КАМБИ, по [Озеров, 2011].

a – запись акустического сигнала при извержении вулкана NW Rota-1 для интервала времени 13 ч 00 мин – 13 ч 34 мин 27 апреля 2006 г. [Chadwick et al., 2008]; по оси ординат амплитуда акустического сигнала – *A*, у.е., по оси абсцисс время – *t*, мин; *б* – акустическая запись изменения давления звуковой волны, генерируемой лопающимися пузырьками над поверхностью модельной жидкости – по экспериментальным исследованиям на КАМБИ; по оси ординат давление звуковой волны – *P*, у.е., по оси абсцисс время – *t*, сек

дований установлен ведущий механизм – процесс кластеризации газожидкостного потока в питающем канале, приводящий к формированию режима периодического фонтанирования базальтовых-андези-базальтовых магм.

5.4.5. Основные выводы (периодическое фонтанирование)

1. Для изучения процесса периодического фонтанирования при извержении базальтовых-андези-базальтовых вулканов на КАМБИ (барботажная колонна) проведен цикл экспериментальных исследований. Анализ разнообразия режимов течения двухфазных потоков в вертикальной колонне показал, что три газогидродинамических режима, последовательно возникающих в экспериментальной колонне при увеличении расхода газа – пузырьковый (низкодебитный), кластерный (среднедебитный) и пузырьковый (высокодебитный), являются продуктами эволюции самого двухфазного потока. Они имеют четкие морфологические особенности, которые определяются, главным образом, расходом газа, поступающего в систему. При определенных расходах газа вертикальная колонна работает как сепаратор-дозатор газовой фазы.

2. В результате экспериментальных исследований установлена новая группа газовых пузырьков – упругие пузырьки. Описаны три группы пузырьков в жидкости – твердые, упругие и мягкие. В основу их выделения положены размер и формы пузырьков и их способность к объединению. Твердые пузырьки малоподвижны, имеют сферическую форму. Они практически не взаимодействуют друг с другом и не сливаются. Упругие пузырьки обладают высокой подвижностью, имеют горизонтально приплюснутую форму (эллипсоид). Для них характерно упругое соударение, при этом они не сливаются. Мягкие пузырьки характеризуются средней подвижностью,

они имеют приплюснутую или вертикально вытянутую форму, стремятся к сближению и объединению. Граничные области, разделяющие выделенные группы пузырьков, в одной и той же жидкости постоянны, но могут различаться в жидкостях с другими свойствами и параметрами. Установлена ведущая роль упругих пузырьков в образовании пузырьковых кластеров в магматическом расплаве.

3. При проведении экспериментов выявлен и описан новый, ранее неизвестный режим течения двухфазных смесей в вертикальной колонне – режим открытых кластеров. Он характеризуется закономерным чередованием скоплений газовых пузырьков – кластеров, разделенных между собой жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы. Механизм образования открытых кластеров в вертикальной колонне хорошо объясняется свойствами однородных упругих пузырьков: догонять друг друга, создавать горизонтальные структуры максимального торможения, улавливать поднимающиеся снизу пузырьки и не давать им возможности покидать границы кластера. Именно режим открытых кластеров ответствен за проявление периодического фонтанирования раскаленных бомб при извержениях базальтовых-андези-базальтовых вулканов.

4. Комплекс проведенных исследований позволил предложить новую модель газогидродинамического эволюционного движения магматического расплава в подводящем канале базальтового-андези-базальтового вулкана. Реализация на поверхности различных режимов течения двухфазного магматического расплава определяет многообразие эксплозивных явлений в кратере вулкана. В зависимости от проявления типа режима, на базальтовых-андези-базальтовых вулканах могут проявляться различные типы эксплозивной деятельности: равномерная пепловая эмиссия с небольшим количеством вулканических бомб или без них, энергичное периодическое фонтанирование раскаленных бомб и интенсивное продолжительное монотонное фонтанирование.

5.5. НОВАЯ СХЕМА РЕЖИМОВ ТЕЧЕНИЯ ДВУХФАЗНЫХ СМЕСЕЙ В ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОЛОННАХ

Результаты экспериментов на КАМБИ существенно дополняют имеющиеся газогидродинамические данные (см. **рис. 4-01–4-04**), на которых бази-

руется современное моделирование динамики извержений базальтовых-андези-базальтовых вулканов. Проведем совокупное рассмотрение режимов тече-

ния двухфазных смесей, как установленных нами, так и ранее известных в гидродинамике. До наших исследований было известно пять режимов течения двухфазных смесей в вертикальных трубах – пузырьковый, снарядный, смешанный, кольцевой и капельный (рис. 4-01 и 4-02) [Козлов, 1954б; Taitel, Barnea, Dukler, 1980]. На схеме рис. 5-16 они представлены в традиционном черно-белом исполнении. В процессе исследований на КАМБИ нами были установлены еще четыре режима – пенный, пенных кластеров [Озеров, 2013; 2018], блокированных кластеров [Озеров, 2009] и открытых кластеров [Озеров, 2011]. На схеме они приведены синим цветом.

Кроме того, мы считаем, что назрела необходимость представить на газогидродинамической схеме еще два режима – жидкостный и газовый. Жидкостный режим в канале вулкана соответствует спокойному излиянию жидкой лавы в кратере, когда пепел и бомбы отсутствуют – «лавовое извержение» [Влодавец, 1984]. Такой тип деятельности наблюдался нами

во время извержения вулкана Ключевской (1988 г.). Газовый режим в канале вулкана соответствует интенсивному истечению из жерла раскаленной газовой струи ($T \geq 900^\circ\text{C}$) без пепла и без твердых или пластичных магматических продуктов – «газовое извержение» [Макдональд, 1975; Влодавец, 1984]. Этот тип активности был зафиксирован во время извержения вулкана Горелый 2011–13 гг. [Овсянников, Чирков, 2010]. На схеме рис. 5-16 жидкостный режим представлен розовым цветом, а газовый – белым.

В итоге получена новая схема газогидродинамических режимов в вертикальных колоннах – рис. 5-16 [Озеров, 2016]. Приведены 11 режимов, которые значительно отличаются друг от друга. Режимы представлены в последовательности увеличения содержания газовой фазы (слева направо). Сравнение предыдущей схемы режимов (рис. 4-01–4-04) и представленной нами на рис. 5-16 демонстрирует, что новая схема значительно расширяет возможности интерпретации вулканических процессов – она поз-

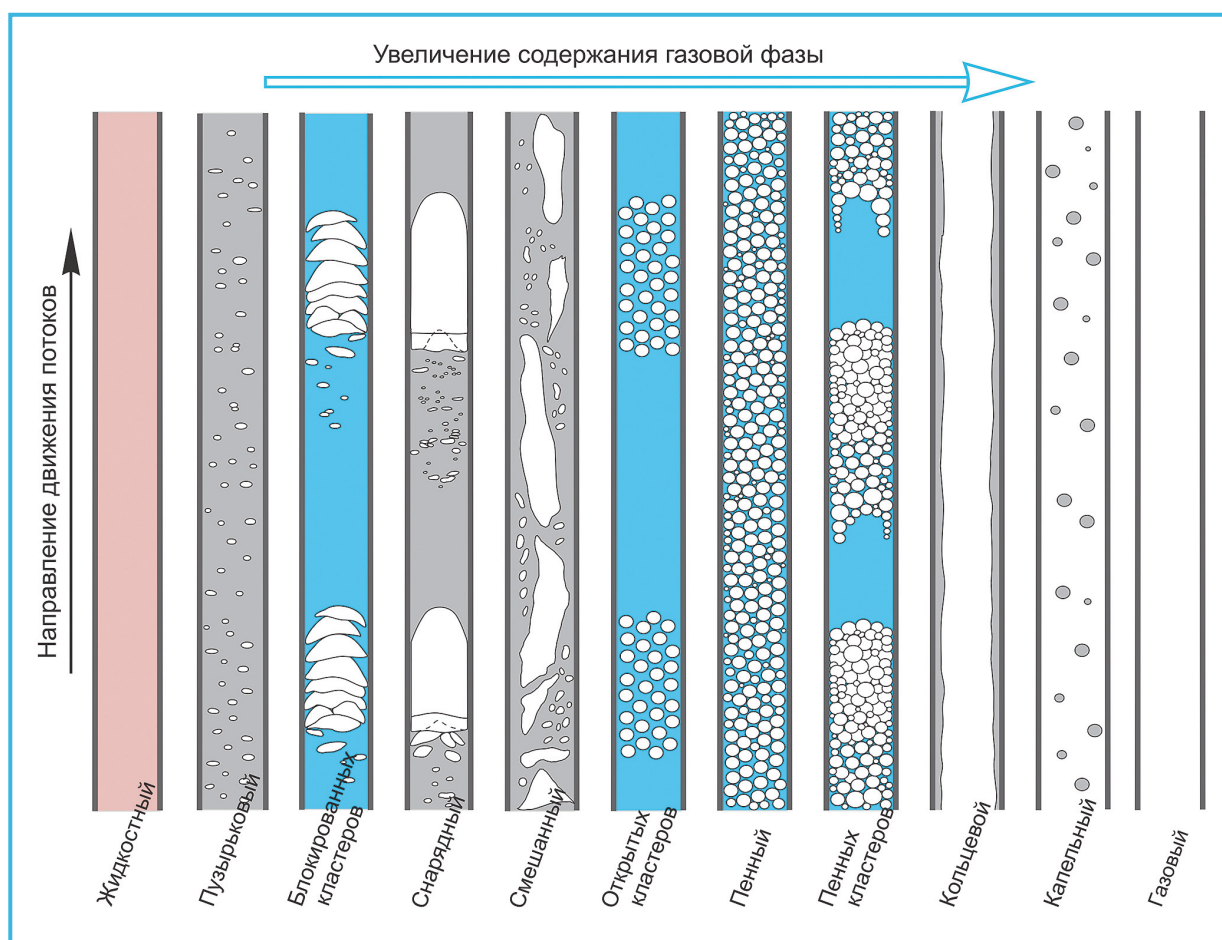


Рис. 5-16. Новая схема режимов течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах, по [Озеров, 2016].

В нижней части схемы – названия режимов, представленных в колоннах

воляет предложить новые дискретные и монотонные модели газогидродинамического эволюционного дви-

жения магматического расплава в подводящем канале базальтового-андезибазальтового вулкана.

5.6. ОБЩЕЕ ОБСУЖДЕНИЕ ВСЕХ РЕЖИМОВ

Выполнено экспериментальное газогидродинамическое моделирование механизмов трех видов эруптивных периодичностей, отличающихся как по длине периода, так и по характеру проявления вулканической активности: пульсирующее фонтанирование, стромболианские взрывы и периодическое фонтанирование. Для изучения природы этих процессов были разработаны новые принципы моделирования, которые были учтены при конструировании КАМБИ: протяженные прозрачные колонны разного диаметра, газонасыщенные и барботажные моделирующие системы, динамическое видеослежение, акустическая регистрация, сопоставление экспериментальных и природных рядов данных. Такой подход к моделированию позволил получить новые данные о газожидкостных потоках, необходимые для интерпретации вулканических процессов.

1. В результате экспериментальных работ на КАМБИ были установлены четыре новых газогидродинамических режима в вертикальных колоннах: пенный, пенных кластеров, блокированных кластеров и открытых кластеров.

Пенный режим – равномерный поток газовых пузырьков, близко расположенных друг к другу (рис. 5-01а и 5-16). Объем газовой фазы существенно превосходит объем жидкости (более 75%). Характерна одноразмерность крупных пузырьков, пространство между которыми заполнено более мелкими пузырьками. Режим формируется в газонасыщенных колоннах большого диаметра.

Режим пенных кластеров – тугие сгустки пузырьков – кластеры, стремительно движутся по колонне в потоке пены на примерно одинаковом расстоянии друг от друга (рис. 5-01а, 5-01б и 5-16). Пенный кластер занимает все сечение колонны, его скорость в 2–3 раза выше средней скорости пенного потока. В процессе своего движения пенные кластеры отжимают/выдавливают пузырьки из пены перед собой и над кластером возникает слой жидкости без газовых пузырьков, высота образовавшегося слоя сопостави-

ма с диаметром колонны. В структуре пенного потока над последовательно движущимися кластерами образуются беспузырьковые разрывы, и формируется периодический режим пенных кластеров. Режим формируется в газонасыщенных колоннах большого диаметра.

Режим блокированных кластеров – главным элементом является блокированный пузырьковый кластер, представляющий собой некоторый объем жидкости с высокой концентрацией пузырьков, сверху и снизу ограниченный жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы (рис. 5-02 (13, 14 м) и 5-16). В верхней части блокированного кластера обязательно располагается пузырек, частично или полностью перекрывающий сечение экспериментальной колонны для нижеследующих пузырьков, в результате они накапливаются под блокирующим индивидуумом и следуют за ним. В пределах кластера пузырьки приобретают направленную вверх выпукло-вогнутую форму и как бы вложены друг в друга; возникает своеобразная динамическая плотнейшая газовая упаковка. Совокупность блокированных пузырьковых кластеров, следующих друг за другом на определенном расстоянии, создает периодический режим блокированных кластеров. Режим формируется в газонасыщенных колоннах малого диаметра.

Режим открытых кластеров – главным элементом является открытый пузырьковый кластер, представляющий собой некоторый объем жидкости с высокой концентрацией пузырьков, сверху и снизу ограниченный жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы (рис. 5-07б, 5-07г и 5-16). Пузырьки, формирующие кластер, имеют один размер, который примерно на порядок меньше внутреннего диаметра колонны, поэтому ни один пузырек самостоятельно не может блокировать движение всплывающих ниже него пузырьков. Пузырьки в кластере не имеют постоянного места и находятся в непрерывном движении. Совокупность пузырьковых кластеров, следующих друг

за другом на фиксированном расстоянии, представляет собой периодический режим открытых кластеров. Режим был получен в барботажной колонне малого диаметра.

Описание установленных режимов отсутствует как в работах [Козлов, 1954б; Уоллис, 1972; Taitel, Barnea, Dukler, 1980; Кутателадзе, Накоряков, 1984; Брилл, Мукерджи, 2006; Путеводитель Прандтля по Газоаэродинамике, 2007], так и в публикациях по моделированию работы нефтяных скважин на крупногабаритных установках [Абишев, Булгаков, Сахаров, 1981; Сахаров, Мохов, 2004]. Представленные режимы являются новыми, впервые установленными свойствами вертикальных газожидкостных систем.

II. Создана новая схема режимов течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах (рис. 5-16) [Озеров, 2016], которая существенно дополняет газогидродинамические данные, на которых базируется современное моделирование динамики извержений базальтовых-андезитобазальтовых вулканов. До наших исследований было известно пять режимов течения двухфазных смесей в вертикальных трубах – пузырьковый, снарядный, смешанный, кольцевой и капельный [Козлов, 1954б; Taitel, Barnea, Dukler, 1980]. В процессе исследований на КАМБИ были установлены еще четыре режима – пенный, пенных кластеров [Озеров, 2013, 2018], блокированных кластеров [Озеров, 2009] и открытых кластеров [Озеров, 2011]. Кроме того, опираясь на опыт вулканологических исследований, мы сочли необходимым представить на газогидродинамической схеме еще два режима – жидкостный и газовый. В результате, на новой схеме газогидродинамических режимов в вертикальных колоннах, в последовательности увеличения содержания газовой фазы, приведено 11 режимов, которые значительно отличаются друг от друга. Новая схема режимов существенно расширяет возможности моделирования вулканических процессов.

III. Установленные в экспериментах газогидродинамические режимы являются ключевыми для вулканологического моделирования – с одной стороны, они являются необходимыми элементами для получения полной картины эволюции газожидкостных потоков в вертикальных колоннах, а с другой – позволяют объяснить механизм конкретных типов извержений. Представим сначала три новых вида газожидкостных потоков в вертикальных колоннах, установленных в процессе экспериментов на КАМБИ, а затем перейдем к рассмотрению вулканических процессов.

1. Пенные потоки. В зависимости от расхода газонасыщенной модельной жидкости, могут реализо-

вываться два сценария развития пенных потоков: равномерный (режимы: *жидкостный* → *пузырьковый* → *пенный*) и периодический (режимы: *жидкостный* → *пузырьковый* → *пенных кластеров*). Пенный режим возникает при низком расходе модельной жидкости, а режим пенных кластеров – при высоком. Эксперименты проведены в газонасыщенной колонне, $\varnothing_{\text{внутр}} = 50$ мм.

2. Снарядный поток. В широком интервале расхода модельной газонасыщенной жидкости возникают режимы: *жидкостный* → *пузырьковый* → *блокированных кластеров* → *снарядный*. Эксперименты проведены в газонасыщенной колонне, $\varnothing_{\text{внутр}} = 18$ мм.

3. Поток одномерных пузырьков. При постепенном увеличении расхода газа последовательно возникают три вида режимов: *пузырьковый равномерный (низкодебитный)* → *открытых кластеров периодический (среднедебитный)* → *пузырьковый равномерный (высокодебитный)*. Эксперименты проведены в барботажной колонне, $\varnothing_{\text{внутр}} = 18$ мм.

Представление газожидкостных потоков как целостной эволюционирующей структуры, в которой происходит закономерная смена режимов, в гидродинамике длинных вертикальных колонн выполнено впервые. До наших исследований рассматривались только отдельные режимы, не связанные между собой, на коротких вертикальных интервалах, без учета преобразований внутри режима и без учета процессов перехода в следующий режим. Подчеркнем, что опыты на КАМБИ позволили выделить три типа газогидродинамических потоков, каждый из которых обладает индивидуальными свойствами.

IV. Выделение газогидродинамических режимов и потоков значительно расширило наши представления о процессах, происходящих в вертикальных колоннах, и дало необходимые экспериментальные данные для моделирования вулканических периодичностей.

Процесс моделирования проводился на основе вулканологических, сейсмологических и экспериментальных материалов. В нем использовались:

- данные о конкретных динамических формах внешнего проявления моделируемого типа вулканического извержения;
- графики сейсмических данных, отображающие изменения структуры моделируемых процессов во времени, включающие амплитудные, частотные характеристики и области изменения режима (ОИР);
- возможность выбора конкретного газогидродинамического потока и режима, установленного на КАМБИ, потенциально пригодного для воспроизведения в эксперименте заданного типа извержения;

– подбор условий моделирования (давление насыщения, диаметр колонны, расход модельной жидкости, оптимальное соотношение растворяемых компонентов, расход газа и т.д.) до тех пор, пока на выходе из экспериментальной колонны не удавалось получить поток с заданными параметрами.

Результат моделирования считался удовлетворительным в том случае, если график акустических всплесков модельной жидкости приобретал конфигурацию, подобную графику сейсмологических данных динамики извержения (для стромболианских взрывов и периодического фонтанирования). Для режима пульсирующего фонтанирования мы добивались внешнего сходства природного и экспериментального процессов.

После того, как условия моделирования были выполнены и на выходе формировался поток с заданными свойствами, проводилась непрерывная видеорегистрация газожидкостного потока, движущегося по экспериментальной колонне. Полученная видеозапись использовалась для исследования всей цепи газогидродинамических событий, приводящих к образованию исследуемого конкретного режима.

Анализ видеоданных был направлен на определение механизмов изучаемых процессов. Мы рассматривали механизмы двух уровней: **1 – генетический уровень** – конкретные причины группирования пузырьков в периодические газовые кластерные структуры в колоннах КАМБИ; **2 – феноменологический уровень** – причины периодических процессов в динамике извержений, проводя аналогию с периодическими процессами, возникающими в конкретном газогидродинамическом потоке на КАМБИ.

V. Было проведено несколько циклов исследований, которые позволили установить природу трех типов изучаемых периодичностей. Последовательно рассмотрим полученные данные. В скобках указан интервал периодичности, характерный для каждого рассматриваемого типа извержения.

Пульсирующее фонтанирование ($T_{\text{пульс-фонт}}$ – 0,66–5 с). Представляет собой процесс реализации на поверхности режима пенных кластеров. Проявление мощных периодических импульсов выбросов вулканических бомб на фоне более слабого фонтанирования является результатом последовательного выхода пенных кластеров на поверхность.

Стромболианские взрывы ($T_{\text{стромб}}$ – 20 с – 20 мин). Результат реализации на поверхности режима блокированных кластеров или снарядного режима. Периодичность проявления взрывов обусловлена последовательным выходом на поверхность блокированных кластеров или снарядов. Механизм образования бло-

кированных кластеров обусловлен самоторможением крупного пузырька при взаимодействии со стенками протяженного канала и блокированием движения нижеследующих пузырьков. Газовые снаряды – результат коалесценции плотно прижатых друг к другу пузырьков блокированного кластера.

Периодическое фонтанирование ($T_{\text{период-фонт}}$ – 1,5–8 ч). Результат реализации на поверхности режима открытых кластеров. Эпизоды фонтанирования бомб определяются периодическим выходом на поверхность открытых кластеров. Механизм образования открытых кластеров в вертикальном канале обусловлен свойствами одноразмерных пузырьков: догонять друг друга и объединяться в группы, выйти за пределы которых пузырьки не имеют возможности.

Анализ методов и результатов моделирования дает основание полагать, что для случаев пульсирующего фонтанирования и стромболианских взрывов, в результате моделирования на КАМБИ было достигнуто хорошее совпадение газогидродинамических преобразований для природного и экспериментального процессов.

При моделировании периодического фонтанирования нам не удалось добиться такого хорошего совпадения. Для этого случая были определены доминирующие процессы – кластеризация одноразмерных пузырьков. Такой подход мог бы показаться упрощенным, если бы не результаты по моделированию пенного режима. В экспериментах установлено свойство газонасыщенного потока – формировать одноразмерные пузырьки, диаметр которых на порядок меньше диаметра канала. Эти данные дают весомую экспериментальную поддержку нашим представлениям о возможности образования открытых пузырьков кластеров в магматических подводящих каналах.

VI. Рассматривая вопрос о возможности формирования разных режимов одними и теми же магмами, отметим, что в экспериментах была показана принципиальная важность геометрических размеров (диаметров) подводящих каналов. Это отчетливо проявлено при сопоставлении экспериментов с одной и той же газонасыщенной модельной жидкостью ($P_{\text{насыщения}} = 1,6$ атм.) в колоннах одной высоты ($h = 16,6$ мм), но разного внутреннего диаметра ($\varnothing_{\text{max}} = 50$ мм и $\varnothing_{\text{min}} = 18$ мм) (см. **разделы 5.2. и 5.3.**). Сопоставление пузырьков в разных экспериментальных колоннах показывает, что при большом диаметре колонн выделяется большее количество пузырьков, но они вырастают до меньших размеров, а при маленьком диаметре – меньше пузырьков, но они дорастают до больших размеров. При сопоставлении режимов течения мы видим, что при большом диаметре формируются режимы пенный и пенных

кластеров, а при маленьком – блокированных кластеров и снарядный.

Приведенные данные впервые показывают, что в разных условиях из одной и той же модельной жидкости выделяется разное количество пузырьков, и разные диаметры колонн приводят к разным размерам пузырьков. Таким образом, геометрические размеры, в нашем случае, диаметр подводных каналов, при прочих равных условиях, имеют принципиальное значение при формировании конкретного режима извержения.

VII. Впервые показано, что периодические режимы являются результатом закономерного развития двухфазных потоков, движущихся по длинной вертикальной колонне неизменного диаметра. Причем, установлено, что дискретный характер может проявляться в разных двухфазных потоках – в пенном, в снарядном и в потоке одномерных пузырьков. Таким образом, характерным свойством двухфазных потоков в вертикальных колоннах является способность генерировать периодические режимы в процессе движения.

Эти данные достаточно определенно показывают, что для получения периодических режимов в динамике извержения нет необходимости для модельных построений привлекать гипотетический магматический очаг, способный повлиять на характер движения газожидкостного магматического потока. Эта теория была разработана [*Vergnolle, Jaupart, 1986, 1990*] (см. глава 4, рис. 4-07) и получила свое развитие в подавляющем количестве работ по моделированию извержений (см. рис. 4-08). Согласно этой теории, поднимающийся в широком объеме поток пузырьков, встречает на своем пути преграду в виде свода магматического очага, который выступает в виде структурного барьера. Под ним пузырьки накапливаются и затем периодически поступают в узкий подводный канал в виде дискретных плотных порций пузырьков или сформировавшихся из них газовых снарядов. То есть, для получения периодического режи-

ма необходимо обязательное введение структурного барьера и двух, значительно отличающихся своими поперечными размерами, структур, вмещающих магматический расплав.

В настоящее время в вулканологии это доминирующая теория, которой руководствуются большинство исследователей. При проведении любых модельных построений, как только они встречаются с периодическим или дискретным режимами, обязательно в структуру модели вводится магматический очаг, выполняющий функции структурного барьера. Наши работы показали, что периодический режим формируется в вертикальной колонне в результате эволюционных преобразований двухфазного потока. Таким образом, полученные экспериментальные данные имеют важное геологическое приложение. Они расширяют возможности модельных построений и позволяют более взвешенно подходить к пониманию процессов, происходящих в питающих системах базальтовых-андезитобазальтовых вулканов.

В заключении отметим то новое, что удалось получить в гидродинамике, что явилось экспериментальной основой моделирования вулканических процессов. В ходе экспериментальных исследований на КАМБИ за 10 лет нами было установлено четыре новых режима течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах – пенный, пенных кластеров, блокированных кластеров, открытых кластеров. Создана новая схема режимов течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах, включающая 11 режимов, значительно отличающихся друг от друга. Выделено три типа газогидродинамических потоков – пенный, снарядный и одномерных пузырьков. Впервые показано, что возникновение периодических режимов в вертикальных колоннах – это закономерный результат развития газожидкостных потоков. Выделен новый тип газовых пузырьков – упругие пузырьки. Для двух газогидродинамических режимов – блокированных кластеров и открытых кластеров – установлены механизмы формирования.

5.7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ГЛАВЕ 5

В результате экспериментальных исследований на КАМБИ разработана новая схема режимов течения двухфазных потоков в вертикальных колоннах,

состоящая из 11 типов – от жидкостного до газового, в том числе четырех, впервые установленных в эксперименте, – пенного, пенных кластеров, блокиро-

ванных кластеров и открытых кластеров. Представленная типизация газогидродинамических режимов дает возможность с новых позиций подойти к пониманию многообразия типов базальтовых-андезитобазальтовых извержений.

Установлены механизмы периодических и монотонных типов извержений жидких базальтовых-андезитобазальтовых магм на основе анализа данных извержений Ключевского вулкана и результатов экспериментального моделирования движения газожидкостных смесей в протяженных вертикальных колоннах. Пульсирующее фонтанирование обусловлено возникновением в магматическом потоке пенных кластеров; стромболианские взрывы определяются

выходом на поверхность блокированных кластеров или образующихся из них газовых снарядов; периодическое фонтанирование связано с реализацией в кратере режима открытых пузырьковых кластеров. Монотонные извержения формируются равномерными газогидродинамическими режимами – жидкостным, пузырьковым, смешанным, пенным или газовым. Показано, что характер каждого типа извержения коррелирует с конкретным газогидродинамическим режимом в подводящем канале. Систематизация механизмов разных типов извержений позволяет объяснить природу и разнообразие базальтового-андезитобазальтового вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулкан Ключевской является объектом пристального внимания многих исследователей. У вулканологов, петрологов, геологов на протяжении многих десятилетий возникают вопросы относительно характера эруптивной деятельности вулкана, эволюции магм и поведения газовой фазы в поднимающихся расплавах. Отвечая на эти вопросы – последовательно описывая явления и процессы, происходящие в питающей системе Ключевского вулкана и во время его извержений – мы подошли к общему пониманию функционирования активной магматической системы.

Используя результаты нашего исследования, представим в общем виде эруптивную модель вулкана базальтового-андезибазальтового типа.

При подъеме мантийных высокомагнезиальных расплавов в питающей системе вулкана, происходит изменение их свойств, главным образом, за счет падения давления. В расплавах начинают кристаллизоваться высокофорстеритовый оливин, высокомагнезиальные клино-, ортопироксены и хромистая шпинель. Кристаллизация приводит к выборочному удалению ряда компонентов, расплав существенно обедняется MgO. Такой процесс постепенно смещает состав расплава в сторону глиноземистых базальтоидов. Позже, дополнительно ко все еще кристаллизующимся, но уже среднефорстеритовому оливину и среднемагнезиальным клино- и ортопироксену, добавляется плагиоклаз, а в ряду рудных минералов вместо шпинели появляется титаномагнетит.

Кроме того, в процессе подъема, в свободную фазу из расплава начинает выделяться газ, о чем свидетельствуют газовые включения в минералах. Достигая размера в десятки-сотни микрон, газовые пузырьки приобретают свою собственную скорость и начинают двигаться быстрее, чем магма. По мере подъема, размер пузырьков увеличивается, их количество возрастает. Начинается новый этап подъема расплава, кардинальным образом изменяется его структура: магматическая колонна превращается в газожидкостный поток, движущийся вверх по вертикальному каналу. В зависимости от расхода и свойств магмы, а также размеров питающего канала, в газожидкостном потоке могут формироваться разные режимы течения – от равномерного до дискретного периодического (кластерного). При кластерном режиме плотные скопления пузырьков – кластеры отде-

лены друг от друга слоем расплава, не содержащего свободную газовую фазу.

Достигая поверхности, различные режимы течения газожидкостного потока могут проявляться в разных типах извержений: от относительно равномерных до периодических (пульсирующее фонтанирование, серии отдельных стромболианских взрывов или периодическое фонтанирование вулканических бомб). Выброс раскаленных бомб обеспечивают пузыри газа из магмы высокой плотности. Мелкие пузырьки, лопааясь на поверхности, продуцируют миллиметровые пористые пепловые частицы, их массовое выделение создает горячий вертикальный газопепловый поток, который при сильных извержениях «всплывает» в атмосфере на значительную высоту.

Эволюция состава магматического расплава продолжается в верхней части магматической колонны и после его выхода на поверхность. Здесь формируются низкофорстеритовые/низкомагнезиальные разновидности оливина и клинопироксена. Эти минералы, как и совместно кристаллизующийся с ними Pl, содержат до 10 объемных % газовых включений, захваченных из газожидкостного потока, в котором они образовались.

Каждая составляющая деятельности вулкана описана в соответствующей главе настоящей работы. Для определения характеристик конкретных явлений или процессов, разрабатывались новые методики исследования и создавалась экспериментальная аппаратура.

В результате, в ходе исследования деятельности Ключевского вулкана, были **РЕШЕНЫ СЛЕДУЮЩИЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ:**

- 1** – получена картина формирования непрерывной высокомагнезиальной-высокоглиноземистой известково-щелочной серии пород вулкана;
- 2** – изучена механика подъема газожидкостного потока в вертикальных каналах;
- 3** – выявлены устойчивые периодичности в динамике извержений базальт-андезибазальтовых расплавов.

Автор полагает, что полученные непрерывные ряды данных, открытые явления и механизмы, построенные модели природных процессов станут важными составляющими дальнейшего изучения базальтового-андезибазальтового островодужного вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Абишев С.К., Булгаков Р.Р., Сахаров В.А. Экспериментальная установка по исследованию движения газожидкостных смесей в вертикальных трубах для подъема высоковязких нефтей // Труды МИНХ и ГП. 1981. Вып. 156. С. 98–104.
- Абрамов В.А., Андреев В.Н., Селиванова Г.И. О составе продуктов извержения вулкана Ключевская сопка в 1974 г. // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 115–121.
- Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных эксплозивных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3–11.
- Альмеев Р.Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. 2005. 238 с.
- Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. 1978. М.: Наука. 1978. 129 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. ЭВМ-моделирование высокобарного фракционирования толеитовых и известково-щелочных магм // Геология морей и океанов. Тезисы докладов 10-й Международной школы по морской геологии (Геленджик). Т. 2. М.: Институт океанологии АН СССР. 1992. С. 149.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
- Арискин А.А., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: развитие конвекционно-кумуляционной модели // Геохимия. 2006. № 1. С. 80–102.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука. 1983. 96 с.
- Бакуменко И.Т., Чупин В.П., Косухин О.Н. Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. 1979. С. 206–221.
- Бакуменко И.Т. Сопутствующие, комбинированные и аномальные включения, критерии их распознавания и возможности использования // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра. 1982. С. 126–140.
- Бакуменко И.Т., Попова М.Н., Шугурова Н.А. Расплавные включения во вкрапленниках и ксенокристаллах из базальтов потока Апахончич // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Труды Всесоюзного минералогического общества. Новосибирск: Западно-Сибирское отделение. 1975. С. 3–13.
- Балеста С.Т. Методика «просвечивания» глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 98–101.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев А.А., Пак Г., Пушкарев В.Г., Сеньюков С.Л. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3–18.
- Бармина Г.С., Арискин А.А. Декомпрессионный механизм образования высокоглиноземистых лав Ключевского вулкана // Геология морей и океанов. Тезисы докладов 10-й Международной школы по морской геологии (Геленджик). Т. 2. М.: Институт океанологии АН СССР. 1992. С. 151–152.
- Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я. Петрохимические типы и условия кристаллизации плагиодолеритов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка). Геохимия. 1989. № 2. С. 192–206.
- Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
- Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир. 1971. 408 с.
- Берг Л.С. Открытие Камчатки и экспедиции Беринга 1725–1742 г. Л.: Издательство Главсевморпути. 1935. 411 с.
- Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Жаринов Н.А., Пономарева В.В., Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В., Хре-

- нов А.П. Ключевской вулкан // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР. 1985. С. 6–59.
- Брайцева О.К., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.
- Брилл Дж.П., Мукерджи Х. Многофазный поток в скважинах. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований. Библиотека нефтяного инженеринга. 2006. 384 с.
- Былинкина А.А., Горшков Г.С. Состояние Ключевского вулкана в январе-апреле 1950 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1954. № 21. С. 3–5.
- Былинкина А.А., Горшков Г.С., Огородов Н.В. Восхождение на Ключевской вулкан 29 июля 1951 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1954. № 20. С. 38–47.
- Важеевская А.А. К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки // Современный вулканизм. Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания. М.: Наука. 1966. С. 66–68.
- Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток. 1972. 28 с.
- Виноградов В.Н., Иванов Б.В., Чирков А.М. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1977. Вып. 7. С. 31–37.
- Виноградов В.Н., Литасов Н.Е., Муравьев Я.Д., Озеров А.Ю., Хренов А.П. Побочное извержение в ледниковом поясе Ключевского вулкана в 1983 г. // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР. 1985. № 9. С. 3–23.
- Влодавец В.И. Об одном из современных камчатских базальтов // Труды Петрографического Института Академии Наук СССР. 1934. № 6. С. 283–292.
- Влодавец В.И. Химический облик изверженных пород Камчатки // Бюллетень вулканологических станций на Камчатке. 1939. № 5. С. 2–42.
- Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Труды Камчатской вулканологической станции. 1940. № 1. 124 с.
- Влодавец В.И. О химическом составе Камчатской магматической провинции // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Издание посвящено памяти академика А.Е. Ферсмана. М.: Изд-во АН СССР. 1946. С. 339–345.
- Влодавец В.И. Выступление «О характере дифференциации базальтов на Ключевском вулкане» // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 213–215.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука. 1984. 338 с.
- Влодавец В.И., Дьяконов А.И., Дьяконова Н.Н., Иванов И.З., Попков В.Ф. Наблюдения за деятельностью Ключевского вулкана с 1 сентября по 31 декабря 1935 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1937. № 1. С. 7–15.
- Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1957. № 25. С. 3–95.
- Волынец А.О. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель // Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2006. М.: МГУ. 2006. 23 с.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н., Перепелов А.Б. Геохимические типы вулканических серий островодужных систем Камчатки // Геохимическая специализация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: Наука. 1987. С. 34–55.
- Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюллетень вулканологических станций. 1976. № 52. С. 115–126.
- Волынец О.Н., Колосков А.В. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука. 1976. 136 с.
- Гавриленко М.Г., Озеров А.Ю. Вулкан Горелый – эволюция магматических расплавов // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 308–310.
- Гаврилов В.А., Воропаев В.Ф., Головицкова И.А., Ляник Ю.А., Пудов А.Л., Торосян Г.О. Комплекс радиотелеметрической аппаратуры ТЕСИ-2 // Сейсмические приборы. 1987. № 19. С. 5–17.
- Гаврилов В.А., Гордеев Е.И., Иванов В.В., Ившин В.М., Степанов В.В., Фарберов А.И., Широков В.А., Яцук В.В. Вулканическое дрожание и землетрясения вулкана Горелый в период извержения 1980–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 3–17.
- Гаврилов В.А., Иванов В.В., Трухин Ю.П., Шувалов Р.А., Яцук В.В. Активизация вулкана Горелый в августе–сентябре 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 90–92.
- Гениафт Ю.С. Текстурированность глубинных ксенолитов как отражение динамических процессов в литосфере Земли // Физика Земли. 1993. № 10. С. 4459.
- Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Крамер В., Зайферт В. Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магнезиального образования // Океанический магматизм, эво-

- люция, геологическая корреляция. М.: Наука. 1985. С. 51–63.
- Геншафт Ю.С., Илупин И.П., Витоженц Г.Ч., Сулигин В.М., Копылова М.Г., Лутков В.С., Салтыковский А.Я., Ионов Д.А., Борзунов В.А., Таранец М.Н. Геохимия глубинного вещества Земли. М.: ИФЗ РАН. 1989. 240 с.
- Гирин О.А. Данила Гауз – первовосходитель на вулкан Ключевской // Газета Вести. 26 марта 2002. № 42.
- Гонтовая Л.И., Степанова М.Ю. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3–11.
- Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сенюков С.Л. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3–11.
- Гордеев Е.И. Вулканическое дрожание вулкана Алаид (извержений 1981 г.) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 98–102.
- Гордеев Е.И. О возможном механизме низкочастотного вулканического дрожания // Вулканология и сейсмология. 1985. № 3. С. 68–77.
- Гордеев Е.И., Мельников Ю.Ю., Синицын В.И., Чебров В.Н. Вулканическое дрожание Ключевского вулкана (извержение вершинного кратера в 1984 г.) // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 39–53.
- Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Временные и пространственные характеристики волновых полей вулканического дрожания // Вулканология и сейсмология. 1989. № 4. С. 98–112.
- Гордеев Е.И., Феофилактов В.Д., Чебров В.Н. Исследование вулканического дрожания Толбачинского извержения // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука. 1978. С. 151–163.
- Горельчик В.И. Сейсмические проявления вулканической деятельности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 108–118.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение его современной магматической деятельности (хроника событий 1987–1996 гг. и особенности связанной с ними сейсмичности) // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 352–372.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В. Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 21–34.
- Горельчик В.И., Степанов В.В. Состояние Ключевского и Безымянного вулканов по данным детальных сейсмологических наблюдений 1971–1973 гг. // Бюллетень вулканологических станций. 1977. № 53. С. 53–60.
- Горельчик В.И., Степанов В.В., Ханзутин В.П. Вулканическое дрожание при Большом трещинном Толбачинском извержении 1975 г. // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука. 1978. С. 146–150.
- Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 373–389.
- Горшков А.П. Кратер Ключевской сопки в августе 1963 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1964. № 37. С. 34.
- Горшков Г.С. Состояние вулканов Ключевской группы с 30 августа по 31 декабря 1948 г. // Бюллетень вулканологической станции. М.: Наука. 1953. № 19. С. 7–13.
- Горшков Г.С. Состояние вулканов Ключевской группы в первой половине 1949 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1953. № 19. С. 38–43.
- Горшков Г.С. Сейсмические наблюдения в 1949 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1954. № 21. С. 19–39.
- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Доклады АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703–705.
- Горшков Г.С. Извержение новых побочных кратеров Ключевского вулкана летом 1956 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1958. № 27. С. 25–39.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 5–16.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука. 1967. 290 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955–1963 гг. М.: Наука. 1965. 172 с.
- Горшков Г.С. О наблюдении наклонов в окрестностях Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологической станции. М.: Наука. 1954. № 21. С. 40–42.
- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Доклады АН СССР. 1956. Т. 106. С. 703–705.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. О происхождении лав побочных кратеров Ключевского вулкана (1956 г.) // Бюллетень вулканологической станции. М.: Наука. 1960. № 30. С. 17–23.
- Горшков Г.С. Состояние вулканов Ключевской группы (с 30 августа по 31 декабря 1948 г.) // Бюллетень

- вулканологической станции. М.: Наука. 1953. № 19. С. 5–13.
- Грейтон Л.К. Предположение о вулканическом тепле. М.: Иностранная литература. 1949. 165 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 427–434.
- Гущенко И.И. Активность вулканов Северной Камчатки (с 1 января по 15 октября 1958 г.) // Бюллетень вулканологических станций. 1960. № 30. С. 3–6.
- Двигало В.Н. Кратер и вершинные извержения Ключевского вулкана в 1968–1988 гг. (по аэрофотограмметрическим наблюдениям) // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 3–18.
- Двигало В.Н., Дрознин В.А. Аэрофототепловая съемка побочного извержения Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 77.
- Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Селезнев Б.Н. Аэрофотограмметрические наблюдения на побочном извержении Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 74–76.
- Джеймс Э.Т. О логическом обосновании методов максимальной энтропии // ТИИЭР. 1982. Т. 70. № 9. С. 33–50.
- Дитерикс Ф.М., Кулаков В.С., Святловский А.Е. Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие в 1932 г. // Труды Камчатской вулканологической станции. 1948. № 2. С. 3–23.
- Дорфман А.М. Экспериментальное определение вязкости базальтовых расплавов при высоком давлении // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1984. 163 с.
- Дрознин В.А. О природе вулканических извержений // Материалы 1-й городской конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное изд-во. 1969. С. 4–6.
- Дрознин В.А. Физическая модель вулканического процесса. М.: Наука. 1980. 92 с.
- Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
- Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.И., Хренов А.П., Токарев П.И., Фирстов П.П., Широков В.А., Лемзиков В.К. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымского в мае 1970 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1972. № 48. С. 3–20.
- Ермаков В.А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов // Вестник МГУ. Серия геол. 1969а. № 3. С. 45–57.
- Ермаков В.А. Режим щелочей в четвертичных вулканах Ключевской группы вулканов // Вопросы петрохимии. Л.: Ленинградская картофабрика ВАГГ. 1969б. С. 331–334.
- Ермаков В.А. Ключевская группа вулканов // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Петропавловск-Камчатский. 1970. 29 с.
- Ермаков В.А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов // Бюллетень вулканологических станций. 1974. № 50. С. 19–31.
- Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 1977. 223 с.
- Ермаков В.А. Мегаплаггиофировые лавы – аналог анортозитовых пород // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 56–72.
- Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Модель тектоно-магматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Вып. 24. 2014. С. 116–128.
- Ермаков В.А., Трубицын С.М. О кольцевых обрушениях в кратере Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1966. № 40. С. 19–31.
- Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.П. Петрогенезис Ключевской группы вулканов // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 152–156.
- Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гарбузова В.Т., Демянчук Ю.В., Жданова Е.Ю. Извержения и сейсмический режим Северной группы вулканов в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 3–20.
- Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Жданова Е.Ю., Андреев В.Н., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гаврилов В.А., Гарбузова В.Т., Демянчук Ю.В., Ханзутин В.П. Извержения Северной группы вулканов в 1988–1989 гг., сейсмологические и геодезические данные // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 3–33.
- Жаринов Н.А., Еремеев Н.Н. Деформации земной поверхности Ключевского вулкана, предвещающие и сопровождающие извержение Предсказанное в 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 88–97.
- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Извержение вершинного кратера вулкана Ключевской (Камчатка) в феврале–июле 2007 г. // Вулканология и сейсмология. 2009. №3. С. 38–49.
- Жаринов Н.А., Жданова Е.Ю., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Иванов А.П., Малышев А.И., Ханзутин В.П. Активность Северной группы вулканов Камчатки в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 3–12.
- Жаринов С.Е. Периодические волны в вязкодеформирующем магматическом канале // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 72–81.
- Жаринов С.Е. Модель уединенной волны в задаче о подъеме магмы по вязко-деформирующему цилиндру

- дическому каналу (численный подход) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 3–16.
- Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: МГУ. 2005. 656 с.
- Заварицкий А.Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке // Записки Российского Минералогического общества. 1931. Сер. 2. Ч. 60. Вып. 2. С. 153–229.
- Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1935. 55 с.
- Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. // Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы. 1935. С. 3–33.
- Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии. Выпуск 10. Москва. 1955. 82 с.
- Зубин М.И., Козырев А.И., Лучицкий А.И. Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 76–93.
- Иванов Б.В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 52–61.
- Иванов Б.В., Андреев В.Н., Горельчик В.И., Максимов А.П., Степанов В.В., Чирков А.М. Извержение Ключевской сопки в 1972–1974 гг. и образование побочных кратеров на юго-западном склоне вулкана // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Советское радио. 1978. С. 90–104.
- Иванов Б.В., Кирсанов И.Т. Латеральное извержение Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 75–76.
- Иванов Б.В., Никитина Л.П., Меньшилов И.А., Карданова О.Ф., Кошелева Т.Н. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1972 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1975. № 51. С. 36–42.
- Иванов В.В. Вулканическое дрожание как предвестник вершинных извержений Ключевского вулкана на Камчатке и возможный механизм образования дрожания // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30 марта – 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011б. С. 42–46.
- Иванов В.В. О сопоставлении тепловой мощности эруптивной струи и вулканического дрожания для извержений разных типов // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 53–63.
- Иванов В.В. Сейсмологические предвестники вершинных извержений Ключевского вулкана на Камчатке // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2011. 112 с.
- Иванов В.В., Пономарев Г.П. Ритмика извержений Ключевского вулкана и вопросы прогноза его активности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 48–61.
- Исаев В.И. Гидродинамика двухфазных смесей в процессах бурения нефтяных и газовых скважин // Диссертация на соискание ученой степени доктора технических наук. Москва. 2009. 331 с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм // М.: Мир. 1965. 248 с.
- Иорданишвили Е.К. Началу Российского альпинизма – 220 лет // Русское географическое общество. Клуб альпинистов «Санкт-Петербург». 2008. <http://www.alpklubspb.ru/ass/a402.htm>
- Кадик А.А. Роль воды и углекислоты в образовании и дегазации основных магм // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 235–249.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука. 1971. 267 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука. 1990. 346 с.
- Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А. Экспериментальное исследование влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. № 12. С. 1748–1762.
- Келль Н.Г. Карта вулканов Камчатки // Известия Русского Географического Общества. 1932.
- Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им. Пийпа // Бюллетень вулканологических станций. 1968. № 44. С. 11–29.
- Кирсанов И.Т., Ваджеевская А.А. Извержение кратеров Пийпа в 1966 году и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 157–160.
- Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Вулканы северной Камчатки в 1965 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1970. № 46. С. 24–25.
- Кирсанов И.Т., Марков И.А. Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. 1979. С. 80–96.
- Кирсанов И.Т., Озеров А.Ю. Состав продуктов и энергетический эффект извержения вулкана Горелый в 1980–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 25–42.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме // Земная кора. М.: Иностранная литература. 1957. 788 с.
- Кирсанов И.Г., Пономарев Г.П., Штейнберг Г.С. Некоторые закономерности извержений Ключевского

- вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1973. № 49. С. 93–98.
- Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А. Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966–1968 гг. // Бюллетень вулканологических станций. 1970. № 46. С. 33–41.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.
- Кобылкин И.Ф., Селиванов В.В., Соловьев В.С., Сысоев Н.Н. Ударные и детонационные волны. Методы исследования. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2004. 376 с.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. Некоторые особенности эволюции и геологический эффект четвертичного вулканизма Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1975. № 51. С. 94–102.
- Козлов Б.К. Относительные скорости при движении газо-жидкостных смесей в трубах // Доклады АН СССР. 1954. Т. ХСVII. № 6. С. 987–990.
- Козлов Б.К. Формы течения газожидкостных смесей и границы их устойчивости в вертикальных трубах // Журнал технической физики. 1954. № 12. С. 2285–2288.
- Козлов Б.К. Режимы и формы движения воздуховодяной смеси в вертикальной трубе // Гидродинамика и теплообмен при кипении в котлах высокого давления. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 11–20.
- Козырев А.И. Результаты измерения плотности лав Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 65–75.
- Конов А.С., Озеров А.Ю. Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана и сопровождающем их вулканическом дрожании // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 21–38.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. Учебное пособие. М.: Книжный дом «Университет», 2011. 234 с.
- Красов Н.Ф. Условия кристаллизации вкрапленников клинопироксена в лавах «Юбилейного прорыва» Ключевского вулкана // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Труды Всесоюзного минералогического общества. Новосибирск: Западно-Сибирское отделение. 1975. С. 28–32.
- Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. Т. 1. Изд-во Санкт-Петербург при Императорской Академии Наук. 1755. 438 с.
- Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. Т. 2. Изд-во Санкт-Петербург при Императорской Академии Наук. 1755. 319 с.
- Кренке Н.А., Певзнер М.М., Чаукин С.Н. Тефрохронологические и археологические исследования в районе пос. Ключи, Камчатка (первые результаты) // Материалы XIX региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский. 2016. С. 104–113.
- Кропоткин П.Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм // Труды Института геологических наук. 1947. Вып. 47. 60 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра. 1964. 387 с.
- Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 448–453.
- Куно Х. Плато-базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 434–441.
- Кулаков В.С. Паразитические кратеры, возникшие в 1932 г. у подножья Ключевского вулкана на Камчатке // Записки Ленинградского горного института. 1934. № 8. С. 17–30.
- Кулаков В.С. Краткий предварительный отчет о вулканических исследованиях на новых паразитных кратерах Ключевского: Туйла, Киргурич и Биокось // СОПС Академии Наук. 1934. Отчет.
- Кулаков В.С. В кратере действующего вулкана // СОПС АН СССР. 1936а.
- Кулаков В.С. О деятельности камчатских вулканов // СОПС АН СССР. 1936б. № 8.
- Курчавов А.М. Проблемы формирования полосчатости кремнекислых вулканитов // Литосфера. 2010. № 3. С. 128–134.
- Курчавов А.М., Толмачева Е.В., Богатилов О.А., Котов А.Б. Особенности формирования гранитоидов Кавказских Минеральных Вод (по результатам изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // ДАН. 2013. Т. 452. № 3. С. 308–312.
- Кутателадзе С.С., Сорокин Ю.Л. О гидродинамической устойчивости некоторых газожидкостных систем // Вопросы теплопередачи и гидравлики двухфазных сред. ГЭМ. 1961. С. 315–324.
- Кутателадзе С.С., Накоряков В.Е. Тепломассообмен и волны в газожидкостных системах. Новосибирск: Наука. 1984. 302 с.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука. 1969. 140 с.
- Кутыев Ф.Ш., Эрлих Э.Н. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов // Бюллетень вулканологических станций. 1973. № 49. С. 83–92.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.-Л.: Гостехиздат. 1944. 624 с.
- Ладыгин В.М., Фролова Ю.В. Особенности петрофизических свойств эффузивов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2002. № 3. С. 28–33.
- Леонова Л.Л., Волюнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М., Пополитов Э.И. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой

- первичных магм // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Тезисы IV Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 195.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана, Камчатка // Геохимия. 1974. № 6. С. 875–884.
- Луканин О.А., Кадик А.А., Борисов А.А. Петрогенезис базальтов Толбачинского извержения 1975–1976 гг. на Камчатке и проблема образования высокоглиноземистых базальтовых магм островных дуг // Геохимия. 1991. № 1. С. 100–112.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии: в 2-х тт. Современные вулканы. Т. 1. М.: Наука. 1971. 480 с.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии: в 2-х тт. Древние вулканы. Т. 2. М.: Наука. 1971. 384 с.
- Макдоналд Г. Вулканы. М.: Мир. 1975. 432 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир. 1964. 437 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко. М.: Наука. 1987. 374 с.
- Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контррастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР. 1983. 140 с.
- Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных плато-эффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 158–172.
- Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999а. Т. 7. № 1. С. 58–79.
- Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука. 1999б. 217 с.
- Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука. 2000. 228 с.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж. 'И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 1–25.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука. 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х тт. Т. 1. М.: Наука. 1992. С. 74–78.
- Меняйлов А.А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947. № 4. С. 3–91.
- Меняйлов А.А., Иванов И.З., Набоко С.И., Турбабо К.К. Наблюдения за деятельностью вулканов с 1 октября 1936 г. по 1 мая 1937 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1938. № 3. С. 6–10.
- Меняйлов А.А., Набоко С.И. Деятельность Камчатских вулканов за 1 квартал 1938 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1939. № 6. С. 3–12.
- Миронов Н.Л. Происхождение и эволюция магм Ключевского вулкана, Камчатка, по данным изучения расплавных включений в оливине // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 2009. 272 с.
- Миронов Н.Л., Плечов П.Ю., Портнягин М.В. Связь высокомагнезиальных и высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана по данным изучения расплавных включений в минералах // Вестник ОГПТГН РАН. 2000. № 5. С. 52–54.
- Миронов Н.Л., Портнягин М.В. Содержание H_2O и CO_2 в исходных магмах Ключевского вулкана по данным изучения расплавных и флюидных включений в оливине // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1718–1736.
- Миронов Н.Л., Портнягин М.В. Динамика кристаллизации и транспорт магм Ключевского вулкана (Камчатка) // Материалы XIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии совместно с IV симпозиумом АРПИС. Т. 1. Москва. 2008. С. 110–113.
- Миронов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубунная С.А. Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов // Петрология. 2001. № 1. С. 51–69.
- Мороз Ю.Ф. О глубинном строении Восточной Камчатки по данным магнитно-теллурических зондирований // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 85–90.
- Набоко С.И. О лавах извержения 1938 г. // Сборник, посвященный академику Д.С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР. 1946. С. 391–397.
- Набоко С.И. Извержение Билуюкая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947а. № 5. 134 с.
- Набоко С.И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947б. № 4. С. 92–135.
- Набоко С.И. Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся 23 октября 1946 г. // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1949. № 16. С. 12–16.
- Набоко С.И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки // Петрохимические

- особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 24–34.
- Намиот А.Ю. Растворимость газов в воде. Справочное пособие. М.: Недра. 1991. 171 с.
- Новограбленов П.Т. Извержение Пацана и Фаины на Камчатке // Известия Государственного Географического общества. 1933. Т. 65. Вып. 5. С. 387–403.
- Новограбленов П.Т. Каталог вулканов Камчатки // Известия Государственного Географического общества. Т. XIV. Вып. 1. 1932.
- Новограбленов П.Т. Извержение паразитного кратера Ключевского вулкана // Известия Государственного Географического общества. 1933. С. 52–54.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 192 с.
- Озеров А.Ю. Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: Институт литосферы РАН. 1993. 228 с.
- Озеров А.Ю. Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: Институт литосферы РАН. 1993. 32 с.
- Озеров А.Ю. Новое извержение Ключевского вулкана // Природа. 1995. № 3. С. 17–21.
- Озеров А.Ю. Динамика извержения Карымского вулкана (Камчатка) в 1996 г. и состав его продуктов // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 86–93.
- Озеров А.Ю. Периодичности в динамике извержений вулканов Камчатки // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: КГПУ. 2003. С. 26–28.
- Озеров А.Ю. Экспериментальный комплекс для моделирования базальтовых взрывов // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28–31 марта 2007. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2007. С. 144–156.
- Озеров А.Ю. Механизм базальтовых взрывов (экспериментальное моделирование) // Вулканология и сейсмология. 2010. № 5. С. 3–19.
- Озеров А.Ю. Механизм периодического фонтанирования базальтовых вулканов (по экспериментальным исследованиям и природным наблюдениям) // Экстремальные природные явления и катастрофы. Сборник, посвященный 80-летию академика РАН Н.П. Лаврова. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 279–298.
- Озеров А.Ю. Механизм периодичностей в динамике фонтанирования раскаленных бомб на базальтовых вулканах // Вестник РФФИ. 2012. № 4. С. 28–36.
- Озеров А.Ю. Механизм пульсирующего фонтанирования на базальтовых вулканах // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню Вулканолога, 28–29 марта 2013. Петропавловск-Камчатский. 2013. С. 36–37.
- Озеров А.Ю. Динамика эруптивной деятельности, эволюция магм и модели базальтовых извержений (на примере Ключевского вулкана) // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2016. 428 с.
- Озеров А.Ю. Динамика эруптивной деятельности, эволюция магм и модели базальтовых извержений (на примере Ключевского вулкана) // Автореферат на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2016. 54 с.
- Озеров А.Ю. К вопросу о механизмах базальтового-андезитового и андезитового-дацитового типов извержений // XX региональная конференция «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященная Дню вулканолога. 30–31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский. С. 70–73.
- Озеров А.Ю. Пульсирующее фонтанирование раскаленных бомб и природа его возникновения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. С. 8–19.
- Озеров А.Ю., Арискин А.А., Бармина Г.С. К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // ДАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 104–107.
- Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф., Богоявленская Г.Е., Карпенко С.Ф. Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614–635.
- Озеров А.Ю., Гордеев Е.И. Извержение вулкана Эйяфьятлакюдль (Исландия) в 2010 году // Земля и Вселенная. 2011. № 1. С. 21–30.
- Озеров А.Ю., Демянчук Ю.В. Пароксизмальное извержение вулкана молодой Шивелуч 10 мая 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 75–80.
- Озеров А.Ю., Демянчук Ю.В., Сторчеус А.В., Карпов Г.А. Извержение вулкана Безымянный 6–8 октября 1995 г. // Вулканология и сейсмология. 1996. № 3. С. 107–110.
- Озеров А.Ю., Карпов Г.А. Извержение Ключевского вулкана 8 сентября – 2 октября 1994 г. // Вестник ДВО РАН. 1995. № 2. С. 114–119.
- Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А., Двигало В.Н., Демянчук Ю.В., Иванов В.В., Белоусов А.Б., Фирстов П.П., Гаврилов В.А., Яцук В.В., Округина А.М. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сен-

- тября – 2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3–16.
- Озеров А.Ю., Конов А.С. Закономерности в динамике извержения Ключевского вулкана // Геологические науки и минерально-сырьевая база. София. 1987. С. 20.
- Озеров А.Ю., Селифонова Л.Л. Активность вулканов мира в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 102–107.
- Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Часть 2. Владивосток: ДВО АН СССР. 1992. С. 37–61.
- Пасенюк Л.М. Лед и пламень. М.: Изд-во ЦК ВЛКСМ «Молодая гвардия». 1960. 204 с.
- Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Сазонова Л.В., Тихомиров П.Л., Плечов П.Ю., Шур М.Ю. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Учебное пособие. М.: Книжный дом «Университет». 2015. 472 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука. 1973. 318 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Э.Н. Эрлиха. М.: Наука. 1966. 279 с.
- Пийп Б.И. Деятельность вулканов Ключевской группы (с декабря 1940 г. по май 1941 г.) // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1946. № 12. С. 74–78.
- Пийп Б.И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944–1945 гг. // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1948. № 14. С. 3–37.
- Пийп Б.И. Извержение кратера Былинкиной // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1954. № 20. С. 48–49.
- Пийп Б.И. Образование нового побочного кратера Белянкина // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1954. № 22. С. 6–7.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды Лаборатории вулканологии. 1956. № 11. 311 с.
- Пийп Б.И. Особенности извержения Ключевской сопки // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. № 13. С. 99–119.
- Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Сейсмические разрезы земной коры под вулканами Камчатки // Известия РАН. Сер. геол. 1992. С. 140–147.
- Писаренко В.Ф. Выборочные свойства спектральной оценки максимальной энтропии // Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. Вычислительная сейсмология. Вып. 10. М.: Наука. 1977. С. 118–149.
- Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавленных включений. М.: Книжный дом «Университет». 2014. 266 с.
- Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет. 2008. 328 с.
- Плечов П.Ю., Миронов Н.Л., Плечова А.А., Хубуная С.А. Особенности химического состава и образования расплавленных включений в плагиоклазах потока Апахончич, вулкан Ключевской (Камчатка) // Геохимия. 2000. № 1. С. 39–47.
- Покровский Г.И. Взрыв. М.: Недра. 1980. 190 с.
- Политехнический словарь. М.: Советская энциклопедия. 1976. 607 с.
- Попков В.Ф. О деятельности Билукая в 1938–1939 гг. // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1946. № 12. С. 29–53.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенеза. Новосибирск: Наука. 1981. 182 с.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические характеристики четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые проблемы петрогенеза // Новосибирск: Наука. 1981. 183 с.
- Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Осипенко А.Б. Влияние природной декрепитации на состав экспериментально гомогенизированных расплавленных включений в оливине: на примере изучения меланократовых базальтов вулкана Авача (Камчатка) // Вестник ОГГГ-ГН РАН. 2000. Т. 1. № 5. С. 62–64.
- Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка): II. Расплавленные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 358–388.
- Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка): I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 115–138.
- Прандтль Л. Гидроаэромеханика. Ижевск: Научно-издательский центр «Регулярная и хаотическая динамика». 2000. 574 с.
- Прандтль Л. Путеводитель Прандтля по гидроаэродинамике / Под ред. Г. Эртель (мл.) М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2007. 776 с.

- Рингвуд А.Э. Состав земной коры верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 7–26.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир. 1964. 438 с.
- Робинсон Э.А. История развития спектрального оценивания // ТИИЭР. 1982. Т. 70. № 9. С. 6–32.
- Рудич К.Н., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 235–249.
- Рябчиков И.Д. Высокие содержания никеля в мантийных магмах как свидетельство миграции вещества из земного ядра // ДАН. 2003. Т. 389. № 5. С. 677–680.
- Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н. Окислительно-восстановительный потенциал мантийных магматических систем // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 1–14.
- Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
- Сахаров В.А., Мохов М.А. Гидродинамика газожидкостных смесей в вертикальных трубах и промысловых подъемниках. М.: Изд-во «Нефть и газ». 2004. 392 с.
- Сенюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2013. 144 с.
- Сенюков С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 68–78.
- Сенюков С.Л., Дрознина С.Я., Нуждина И.Н., Гарбузова В.Т., Кожеевникова Т.Ю. Исследования активности вулкана Ключевской дистанционными методами с 01.01.2001 г. по 31.07.2005 г. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 50–59.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. Пространственно-временной анализ землетрясений вулкана Ключевской за 1999–2007 гг. // Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России», 11–17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 120–124.
- Сири́н А.Н. О некоторых особенностях эксцентрической деятельности в Ключевском долу на Камчатке // Современный вулканизм. Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания. 1966. С. 56–62.
- Сири́н А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма (на примере вулкана Плоского и шлаковых конусов Ключевского вулкана на Камчатке). М.: Наука. 1968. 196 с.
- Сири́н А.Н. Развитие и скорость дифференциации расплава в приповерхностных частях подводящих каналов шлаковых конусов Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 150–152.
- Сири́н А.Н., Тимербаева К.М. О двух типах базальтов в составе исходной магмы Ключевской группы на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 147–150.
- Слезин Ю.Б. Взаимодействие частиц в стационарном газопирокластическом потоке в канале вулкана // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 40–47.
- Слезин Ю.Б. Морфология и геология лавовых потоков современных побочных прорывов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 3–14.
- Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Дмитриев Л.В., Суцеевская Н.М. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит – один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов // Геохимия. 1988. № 10. С. 1522–1528.
- Соловьев С.П. Распределение магматических горных пород в СССР. Государственное издательство геологической литературы. 1952. 216 с.
- Сорокин Ю.Л. Об условиях устойчивости некоторых режимов движения газо-жидкостных смесей в вертикальных трубах // Прикладная механика и теоретическая физика. 1963. № 6. С. 160–165.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середа Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 447–476.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д.Я., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С. Агаты в метавулканитах. Геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами. Москва. Специальный выпуск журнала «Вестник РФФИ». 72 с.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Машикина А.А., Коротаева Н.Н. Козволюция оливина и хромшпинелидов в базальтовых расплавах (на примере Ключевского вулкана и Норильских рудоносных интрузивов // Минералогия во всем пространстве сего слова. С-Пб.: РМО. 2014. С. 156–158.
- Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Геотермическое поле Камчатки // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х тт. Т. 1. М.: Наука. 1991. С. 58–66.
- Тимербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука. 1967. 208 с.

- Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ. М.: Мир. 1981. 693 с.
- Токарев П.И. Регистрация взрывов Ключевского вулкана в 1962 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1964. № 37. С. 56.
- Токарев П.И. Извержение и сейсмический режим вулканов Ключевой группы. М.: Наука. 1966. 120 с.
- 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. Предсказание места и времени начала Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. // Доклады АН СССР. 1976. Т. 229. № 2. С. 439–442.
- Токарев П.И. Вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. С. 55–72.
- Токарев П.И. Низкочастотное вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 56–68.
- Токарев П.И. Прогноз побочного извержения вулкана Ключевской в марте 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 3–8.
- Токарев П.И., Лемзиков В.К. Изучение вулканического дрожания при Толбачинском извержении в 1976 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 79–87.
- Токарев П.И., Гордеев Е.И., Фарберов А.И. Вулканическое дрожание. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука. 1984. С. 448–471.
- Токарев П.И., Фирстов П.П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского // Бюллетень вулканологических станций. 1967. № 43. С. 9–22.
- Троцкий А.П. О поведении кратера Ключевского вулкана в 1935 г. // Известия Государственного Географического общества. 1937. Т. XIX. Вып. 6. С. 969–974.
- Уоллис Г. Одномерные двухфазные течения. М.: Мир. 1972. 440 с.
- Фарберов А.И., Балеста С.Т. Об исследовании вулканического дрожания // Бюллетень вулканологических станций. 1966. № 40. С. 28–31.
- Фарберов А.И., Горетовская И.В. Исследования вулканического дрожания с помощью сейсморазведочной аппаратуры в районе Толбачинского извержения // Геологические и геофизические данные о БТТИ. 1975–1976 гг. М.: Наука. 1978. С. 234–244.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 5–23.
- Федотов С.А. О входных температурах магмы, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.
- Федотов С.А. Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмические данные о механизме и развитии БТТИ 1975–1976 гг. // Бюллетень вулканологических станций. 1979. № 56. С. 3–14.
- Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Часть 2 // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 3–15.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Разина А.А., Селиверстов Н.И., Степанов В.В., Хренов А.П., Чирков А.М. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3–23.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Гуценко И.И., Двигало В.Н., Жаринов Н.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980–84 гг. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 3–20.
- Федотов С.А., Феофилактов В.Д., Гордеев Е.И., Гаврилов В.А., Чебров В.Н. Развитие сейсмометрических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 11–28.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3–16.
- Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальным исследований // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
- Федотов С.А., Хубуня С.А., Жаринов Н.А., Богоявленская Г.Е., Муравьев Я.Д., Иванов В.В., Демянчук Ю.В., Фазлулин С.М., Новгородцева Т.Ю., Двигало В.Н., Будников В.А. Извержения вулканов Шивелуч и Ключевской в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 117–131.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука. 1966. Т. 3. С. 43–48.
- Фирстов П.П. Вулканические акустические сигналы диапазона 0,5–1,0 Гц в атмосфере и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ. 2003. 89 с.

- Фирстов П.П. Динамика вулканических извержений и ее проявление в ударно-волновых и акустических эффектах в атмосфере // Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Южно-Сахалинск. 2010. 222 с.
- Фирстов П.П., Широков В.А. Локация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 113–117.
- Флейшер М., Чао Э.К.Т. Некоторые проблемы подсчета среднего содержания элементов в земной коре // Труды Международного геологического конгресса. 1964. Вып. 3.
- Фролова Т.И., Биндеман И.Н., Мостафа Махмуд, Бейли Дж. Меланократовые включения в андезитах и дацитов вулканов Камчатки и Курил // Известия РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 52–63.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Московского университета. 1997. 317 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 263 с.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплавах базальта // Геохимия. 1968. № 7. С. 763–772.
- Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б., Кадик А.А. Оценка теплового эффекта отделения воды от расплава кислого состава по данным системы альбит – вода // Геохимия. 1963. № 7. С. 619–630.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных) // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 250–271.
- Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука. 1982. 131 с.
- Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки (результаты аэрокосмических и петрологических исследований) // Автореферат на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук М.: ИГЕМ РАН. 2003. 40 с.
- Хренов А.П. Эруптивные центры глиноземистых и магнезиальных базальтов на склонах Ключевского вулкана, как отражение центрального и ареального вулканизма // Вулканизм и Геодинамика. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2011. С. 466–469.
- Хренов А.П., Ананьев В.В., Балув Э.Ю., Литасов Н.Е., Озеров А.Ю. Петрология продуктов извержений Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 47–70.
- Хренов А.П., Ананьев В.В., Озеров А.Ю., Андреев В.Н. Петрологические особенности лав Ключевского вулкана (на примере извержений 1980–1985 гг.) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 62–64.
- Хренов А.П., Антипин В.С., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3–15.
- Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х тт. Т. 1. М.: Наука. 1991. С. 106–145.
- Хренов А.П., Маханова Т.М., Богатилов О.А., Платэ А.Н. Результаты аэрокосмических исследований вулканов Камчатки (Ключевская группа вулканов) // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 3–20.
- Хренов А.П., Озеров А.Ю., Литасов Н.Е., Слезин Ю.Б., Муравьев Я.Д., Жаринов Н.А. Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 3–20.
- Хренов А.П., Пиери Д., Блинков А.Н., Зайцев В.В., Шкарин В.Е. Аэрокосмические исследования действующих вулканов Камчатки в 1993–1996 годах // Исследование Земли из космоса. 1999. № 6. С. 77–89.
- Хубуня С.А. Высокоглиноземистая плагитолейтовая формация островных дуг. М.: Наука. 1987. 167 с.
- Хубуня С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.И. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.
- Хубуня С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 32–54.
- Хубуня С.А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В., Соболев А.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., Кузьмина О.Б. Оливины и пироксены магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской – показатели процессов фракционной кристаллизации в малоглубинном периферическом очаге // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский. 2012. С. 82–91.
- Хубуня С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // ДАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 100–102.
- Чашечкин Ю.Д. Дифференциальная механика жидкостей: наблюдения и расчеты структуры течений

- // Проблемы эволюции открытых систем. 2013. Вып. 15. Т. 2. С. 20–36.
- Чашечкин Ю.Д. Теория и метрология аэрогидромеханики // Материалы III Отраслевой конференции по измерительной технике и метрологии для исследований летательных аппаратов. 2018. С. 46–76.
- Чашечкин Ю.Д., Ильиных А.Ю. Капиллярные волны на поверхности погружающейся в жидкость капли // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 548–554.
- Чашечкин Ю.Д., Прохоров В.Е. Тонкая структура акустических сигналов, вызванных падением капли на водную поверхность // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 538–542.
- Чебров В.Н., Воропаев В.Ф., Дроздин Д.В., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В. Развитие сети цифровых сейсмических станций Камчатки // Геофизический мониторинг Камчатки // Материалы научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 2006. С. 13–20.
- Чурикова Т., Вёрнер Г. Мантийные и флюидные источники островодужного базальтового вулканизма Камчатки // Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии. 2003. 978 с.
- Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Иванов Б.В. Петрохимия пород вулкана Камень: сравнение с соседними вулканами Ключевской группы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 23–45.
- Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Иванов Б.В., Максимов А.П. Петрохимия и минералогия пород вулкана Камень // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 224–227.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н. Влияние неоднородностей строения верхней границы магматических тел под вулканами на формирование флюидных рудообразующих систем при ретроградном кипении расплава // Геохимия. 2013. № 10. С. 883–893.
- Шевченко Ю.В. Метрологическое обеспечение сейсмотелеметрических сетей станций на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 90–105.
- Широков В.А. Связь извержений вулканов Камчатки с землетрясениями верхней мантии // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 54. С. 3–8.
- Широков В.А. Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 48–58.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные стадии четвертичного вулканизма и тектонических преобразований в западной части Тихоокеанского кольца // Бюллетень МОИП. 1973. Т. 48. № 3. С. 5–24.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца // Бюллетень Московского общества испытателей природы. М.: Изд-во Московского университета. 1973. Т. 48. № 3. С. 5–26.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1979. 244 с.
- Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука. 1968. С. 82–89.
- Aki K., Fehler M., Das S. Source mechanism of volcanic tremor: fluid driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1977. V. 2. P. 259–287.
- Al'meev R., Kimura J.-I., Ozerov A., Ariskin A., Barmina G. Geochemistry of Bezymianny volcano lavas: signatures of a mantle precursor and magma fractionation // Geophys. Res. Abs. V. 6. 04913 (EUG 2004).
- Almeev R.R., Ariskin A.A., Kimura J.-I., Barmina G.S. The role of polybaric crystallization in genesis of andesitic magmas: Phase equilibria simulations of the Bezymianny volcanic subseries // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 182–192.
- Almeev R.R., Holtz F., Ariskin A.A., Kimura J.-I. Storage conditions of Bezymianny Volcano parental magmas: results of phase equilibria experiments at 100 and 700 MPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 166. P. 1389–1414.
- Almeev R.R., Kimura J.-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Y. Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magma from Bezymianny volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock chemistry // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 141–171.
- Alparone, S., Andronico, D., Lodato, L., and Sgroi, T. Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000 // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № B5. P. 6-1, 6-13.
- Arculus R.J. Use and Abuse of the Terms Calcalkaline and Calcalkalic // Journal of Petrology. 2003. V. 44. № 5. P. 929–935.
- Arai S. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of the olivine-spinel mantle array // Neues Jahrb. Mineral Monatsh. 1987. № 8. P. 347.
- Arai S. The origin of Japan ultramafic rocks // Geochemistry. 1990.
- Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. V. 90. P. 115–162.

- Ariskin A., Almeev R., Barmina G., Kimura J.-I., Khubunaya S.* Magnesian magmas and melt inclusions: a lack of correspondence in Klyuchevskoy volcano lavas // European Geosciences Union. 2004. Geophysical Research Abstracts. V. 6. 04899.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: a fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. № 8. P. 1155–1170.
- Baker D.R., Eggler D.H.* Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts; constraints from phase relations // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1983. V. 18. P. 387–404.
- Barker S.R., Sherrod D.R., Lisowski M., Heliker C., Nakata J.S.* Correlation Between Lava-Pond Drainback, Seismicity, and Ground Deformation at Pu'u 'Ō'ō // The Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha Eruption of Kīlauea Volcano. Hawai'i: The First 20 Years. U.S. Geological Survey Professional Paper 1676. Reston. Virginia. 2003. P. 53–62.
- Bartels K.S., Kinzler R.J., Grove T.L.* High pressure phase relations of primitive high-alumina basalts from Medicine Lake volcano, northern California // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 108. P. 253–270.
- Bascio A.L., Luongo G., Happy G.* Microtremors and volcanic explosion at Stromboli // Bul. Volcanol. 1974. V. XXXXYII, fasc. 4. P. 596–606.
- Brophy J.G.* The Gold Bay Volcanic Center, Aleutian Volcanic Arc I. Implications for the origin of Hi-Alumina Arc Basalt // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 93. № 3. P. 368–380.
- Brophy J.G.* Basalt convection and plagioclase retention: a model for the generation of high-alumina arc basalt // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 319–329.
- Brophy J.G., Marsh B.D.* On the origin of high alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction. Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 763–789.
- Carrigan C.R., Schubert G., Eichelberger J.C.* Thermal and dynamical regimes of single- and two-phase magmatic flow in dikes // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. № B12. P. 17, 377–17, 392.
- Chadwick W.W., Cashman K.V., Embley R.W., Matsumoto H., Dziak R.P., de Ronde C.E.J., Lau T. K., Dardorff N.D., Merle S.G.* Direct video and hydrophone observations of submarine explosive eruptions at NW Rota-1 volcano, Mariana arc. // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B08S10. P. 1–23.
- Chen L., Tian Y.S., Karayiannis T.G.* R134A flow patterns in small diameter tubes // Journal of Process Mechanical Engineering. 2005. V. 219. № 2. P. 167–182.
- Chouet B., Dawson Ph., Ohminato T., Martini M., Saccorotti G., Giudicepietro F., De Luca G., Milana G., Scarpa R.* Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № B1. P. 7-1 – 7-25.
- Chouet B., Saccorotti G., Martini M., Dawson Ph., De Luca G., Milana G., Scarpa R.* Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. № B7. P. 15,129–15,150.
- Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Crawford A.J., Failoon T.J., Eggins S.* The origin of island arc high-alumina basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 97. P. 417–430.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S.* A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks // Journal of Geology. 1902. V. 10. P. 555–690.
- Delfa S.La., Patane G., Clocchiatti R., Joron J.L., Tanguy J.C.* Activity of Mount Etna preceding the February 1999 fissure eruption: inferred mechanism from seismological and geochemical data // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 105. P. 121–139.
- Doherty A.L.* Blue-sky eruptions, do they exist? Implications for monitoring New Zealand's Volcanoes. University of Canterbury. 2009. 171 p.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G.* Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 175 (1-2). P. 69–86.
- Draper D.S., Johnston A.D.* Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 112. P. 501–519.
- Eaton Y.P., Murata K.Y.* How volcanoes grow // Science. 1960. V. 132. № 3432. P. 9–22.
- Encyclopedia of Volcanoes.* New-York, London. Boston. Academic Press. 2000. 417 p.
- Erlich E.N., Melekestsev I.V.* Quaternary acid volcanism of Kamchatka // Modern Geology. 1972. V.3. P. 183–193.
- Finch R.H.* Volcanic tremor (Part I) // Bulletin of the Seismological Society of America. 1949. V. 39. P. 73–78.
- Fournelle J., Marsh B.D.* Shishaldin Volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation // Geology. 1991. V. 19. P. 234–237.
- Gavrilenko M.G., Ozerov A.Y., Kyle P.R., Eichelberger J.C.* Petrological and Geochemical Characteristics of Magmatic Melts at Gorely Volcano, Kamchatka, Russia // AGU Fall Meeting 2006. Eos Trans. AGU. 87(52). Fall Meeting Suppl., Abstracts. P. V11A-0558.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Chapter 1. What is «Typical Calcalkaline Andesites»? Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. 1981. P. 1–12.

- Gresta S., Privitera E., Leotta A., Gasperini P.* Analysis of the intermittent volcanic tremor observed at Mt. Etna, Sicily during March-May 1987 // *Annali de Geofisica*. 1996. V. XXXIX. № 2. P. 421–428.
- Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite // *Contr. Mineral. And Petrol.* 1968. V. 18. P. 105–162.
- Guet S., Ooms G.* Fluid mechanical aspects of the gaslift technique // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2006. V. 38. P. 225–249.
- Gust D.A., Perfit M.R.* Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: Implications for primary island arc basalts and high-AI basalts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 97. P. 7–18.
- Harker A.* The natural history of igneous rocks. Methuen&Co. London. 1909. 384 p.
- Heliker C., Mattox T.N.* The First Two Decades of the Pu'u 'Ö'ö-Kūpaianaha Eruption: Chronology and Selected Bibliography // *The Pu'u 'Ö'ö-Kūpaianaha Eruption of Kīlauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years*. 2003. US Geological Survey Professional Paper 1676. P. 1–27.
- Heliker C., Kauahikaua J., Sherrod D.R., Lisowski M., Cervelli P.F.* The Rise and Fall of Pu'u 'Ö'ö Cone, 1983–2002 // *The Pu'u 'Ö'ö-Kūpaianaha Eruption of Kīlauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years*. 2003. US Geological Survey Professional Paper 1676. P. 29–51.
- Hervig R.L., Smith J.V., Dawson G.B.* Lherzolite xenoliths in kimberlites and basalts: Petrogenetic and crystallochemical significance of some minor and trace elements in olivine, pyroxenes, garnet and spinel // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1986. V. 77. P. 181–201.
- Hon K., Johnson J., Gansecki Ch.* Field interpretation of Volcanoes, A Handbook for viewing lava // *Eruption Geology*. 2008. 95 p.
- Houghton B.F., Gonnermann H.M.* Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models // *Chemie der Erde*. 2008. V. 68. P. 117–140.
- Irvine T.N., Baragar W.R.* A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jakes P., White G.R.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Geological Society of America Bulletin*. 1972. V. 83. P. 29–40.
- Jaupart C.* Magma ascent at shallow levels // *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego – Toronto. Academic Press, 2000. P. 237–245.
- Jaupart C., Vergnolle S.* Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions // *Nature*. 1988. V. 331. P. 58–60.
- Jaupart C., Vergnolle S.* The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber // *Journal of Fluid Mechanics*. 1989. № 203. P. 347–380.
- Johnston, A.D.* Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Island: implications for the origin of island arcs and tonalite-trondh-jemite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. № 92. P. 24–38.
- Johnston A.D., Draper D.S.* Near-liquidus phase relations of an anhydrous high-magnesia basalt from the Aleutian Islands: Implications for arc magma genesis and ascent // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1992. V. 52. № 1. P. 27–41.
- Kasereka M., Wafula M., Kavotha K., Mavonga T., Lukaya N., Hamaguchi H.* Surveillance of the lava lake activity of Nyiragongo volcano: before, during and after the 2002 eruption // *IUGG-2003*. June 30 – July 11. Sapporo. Japan. Abstract. Volume A. V11/03A/A02-007 1120. A.544.
- Kay S.M., Kay R.W.* Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series I: The mafic phenocrysts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. V. 90. P. 276–290.
- Kelemen P.B.* Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma; I, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // *Journal of Petrology*. 1990 V. 31. P. 51–98.
- Kelemen P.B., Ghiorso M. S.* Assimilation of peridotite in calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 94. P. 12–28.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, Russia: The Role of High-Flux Recharged, Tapped, and Fractionated Magma Chamber(s) in the Genesis of High-Al₂O₃ from High-MgO Basalt // *Journal of Petrology*. 1994. V. 35. P. 1–41.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 136. P. 133–148.
- Koulakov I.J., Gordeev E.I., Dobretsov N.L. et al.* Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. V. 263. P. 75–91.
- Kubotera A.* Volcanic tremors at Aso volcano // *Physical Volcanology*. 1974. P. 29–47.
- Kuno H.* High-alumina basalt // *Journal of Petrology*. 1960. V. 1. P. 121–145.
- Kuno H.* Fractionation trends of basalt magmas in lava flows // *Journal of Petrology*. 1965. V. 6. P. 302–321.
- Kuno H.* Differentiation of basalt magmas // *Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Eds: Hess H.H., Poldervaart A. V. 2. Interscience Publishers. New York – London – Sydney. 1968. P. 623–688.

- Kuno H., Yamasaki K., Lida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas // *Japanese Journal of Geology and Geography*. 1957. V. 28. № 4. P. 179–218.
- Lees J.M., VanDecar J., Gordeev E., Ozerov A., Brandon M., Park J., Levin V. Three Dimensional Images of the Kamchatka-Pacific Plate Cusp // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. AGU*. V. 172. 2007. P. 65–75.
- Lees J.M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A. Tomographic Images of Klyuchevskoi Volcano P-wave Velocity // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. AGU*. V. 172. 2007. P. 293–302.
- Levin V., Droznina S., Gavrilenko M., Carr M., Senyukov S. Seismically active subcrustal magma source of the Klyuchevskoy volcano in Kamchatka, Russia // *Geology*. 2014. V. 42. № 11. P. 983–986.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. 1983. V. 68. P. 477–493.
- Le Guern F., Tassieff H., Vavasour C., Zettwood P. Resonance in the gas discharge of the Bocca Nuova, Etna (Italy), 1968–1969 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1982. V. 12. P. 161–166.
- Luhr J.F., Carmichael I.S.E. Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759–1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. № 90. P. 142–161.
- Marsh B.D., Carmichael I.S.E. Benioff Zone Magmatism // *Journal of Geophysical Research*. 1974. V. 79. P. 1196–1206.
- Manga M. Waves of bubbles in magmatic systems and lavas // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101. № B8. P. 17457–17465.
- Manga M., Stone H.A. Interactions between bubbles in magmas and lavas: effects of deformation // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1994. V. 63. P. 267–279.
- McNutt S.R. Volcanic Tremor // *Encyclopedia of Earth System Science. Academic Press. San Diego, California*. 1992. P. 417–425.
- McNutt S.R. Volcano Seismology and Monitoring for Eruptions, Chapter 25 // *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. 2002. V. 81A. IAS-PEI. P. 383–406.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: implications for arc magma genesis // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91. P. 10,639–10,654.
- Olson P., Christensen U. Solitary wave propagation in a fluid conduit within a viscous matrix // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91. № 86. P. 6367–6374.
- Omer G.C. Volcanic Tremor: (Part Two: The Theory of Volcanic Tremor) // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1950. V. 40. P. 175–194.
- Omori F. The Usu-san Eruption and Earthquake and Elevation Phenomena // *Bulletin Imperial Earthquake Investigation Committee. Tokyo*. 1911. V. 5. № 1. P. 1–38.
- Orell A., Rembrand D. A Model for Gas-Liquid Slug Flow in a Vertical Tube 1986 // *Industrial Engineering Chem Fundam*. 1986. V. 25. P. 196–206.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // *American Journal of Science*. 1959. V. 257. P. 609–647.
- Otton de Huhn. Description d'une montagne volcanique au Kamschatka // *Mem. Soc. Nat.* 2. 1809.
- Ozerov A.Yu., Konov A.S. Regularities in the dynamics of the Klyuchevskoy volcano eruptions // *Proceedings Sofia International Conference of Geological Science and Mineral-Resource Base. Bulgaria*. 1987. P. 20.
- Ozerov A.Yu., Konov A.S. Regularities in the dynamics of the Klyuchevskoy volcano eruptions // *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. 1988. P. 228.
- Ozerov A.Yu. The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. № 95. P. 65–79.
- Ozerov A.Yu. Experimental Modeling of the Explosion Mechanism of Basaltic Magmas // *Petrology*. 2009. V. 17. № 7. P. 653–668.
- Ozerov A.Yu. Cluster Regime – The New Regime Of Flowing Of Gas-Liquid Mixture In Vertical Columns (Based On Experimental Data) // *The 6th International Symposium on Multiphase Flow, Heat Mass Transfer and Energy Conversion. Xi'an. China. 11–15 July 2009. American Institute of Physics*. 2010. P. 348–354.
- Ozerov A.Yu. Periodicities in the dynamics of the volcanic eruptions in Kamchatka // *32nd International Geological Congress. Florence. Italy. 2004. Abstracts. Part 1*. P. 614.
- Ozerov A.Yu., Firstov P.P., Gavrilov V.A. Periodicities in the dynamics of eruptions of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. AGU Geophysical Monograph Series*. 2007. V. 172. P. 283–291.
- Ozerov A.Yu., Ispolatov I.O., Lees J. Modeling Strombolian eruption of Karymsky volcano, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2003. № 122. P. 265–280.
- Ozerov A.Yu., Konov A.S. Regularities in the dynamics of the Klyuchevskoy volcano eruptions // *Proceedings Kagoshima International Conference of Volcanoes. Japan*. 1988. P. 63–65.

- Ozerov A.Yu., Konov A.S. Regularities in the dynamics of the Klyuchevskoy volcano eruptions // Proceedings Sofia International Conference of Geological Science and Mineral-Resource Base. Bulgaria. 1987. P. 20.
- Ozawa K. Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg-Fe²⁺ exchange // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 2597–2611.
- Peacock M.A. Classification of igneous rock series // *Journal of Geology*. 1931. V. 39. P. 54–67.
- Parfitt E.A. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. № 134. P. 77–107.
- Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // *Tectonophysics*. 1975. V. 25. P. 41–67.
- Pearce J.A. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites // PANAYIOTOU A. (ed.) *Ophiolites*. Geol. Survey Dept, Cyprus. 1980. P. 261–272.
- Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // THORPE, R. S. (ed.) *Andesites*. 1982. 525–48. John Wiley and Sons.
- Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // HAWKESWORTH, C. J. & NURRY, M. J. (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. 1983. 230–249. Shiva Publishing, Nantwich.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Marginal Basin Geology*. Geological Society. London. Special Publications. 1984. V. 16. P. 77–94.
- Pearce, J. A., and D. W. Peate, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annu. Rev. // Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.
- Pearce, J.A., S.R. Van Der Laan, R.J. Arculus, B.J. Murton, T. Ishii, J.A. Peate, and I.J. Parkinson. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 125, 623–659, 1992.
- Peate D.W. The Parana–Etendeka Province // *Large Igneous Provinces; Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. AGU Union Geophysical Monograph Series. 1997. V. 100. P. 217–245.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources // *Chemical geology*. 1980. V. 30. P. 227–256.
- Pichavant M., Mysen B.O., Macdonald R. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. № 12. P. 2193–2209.
- Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 90. P. 349–370.
- Privitera E., Sgroi T., Gresta S. Statistical analysis of intermittent volcanic tremor associated with the September 1989 summit explosive eruptions at Mount Etna, Sicily // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2003. V. 120. P. 235–247.
- Poldervaart A. Chemistry of Earth's crust // *Crust of the Earth*, Geological Society of America Special Paper. 1955. № 62. P. 119–144.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magma // *The Journal of Geology*. 1951. V. 59. № 5. P. 472–489.
- Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 287. P. 194–204.
- Powers H.A. The lavas of the Modoc Lava-Bed Quadrangle, California // *American Mineralogist*. 1932. V. 17. № 7. P. 253–94.
- Powers H.A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. 1955. V. 7. P. 77–107.
- Reid D.L. Petrogenesis of calc-alkaline metalavas in the mid-Proterozoic HALB volcanic subgroup, Lower Orange River region // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1979. V. 82. P. 109–131.
- Reid A.M., Donaldson C.H., Brown R.W., Ridley W.I., Dawson J.B. Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania // *Physics Chemistry of the Earth*. 1974. V. 9. P. 525–543.
- Richardson W.A. The frequency–distribution of igneous rocks. Part II. The laws of distribution in relation to petrogenic theories // *Mineralogical magazine and journal of the mineralogical society*. 1923. V. 20. № 100. P. 1–19.
- Richardson W.A., Sneesby H. The frequency–distribution of igneous rocks. Part I. Frequency–distribution of the major oxides in analyses of igneous rocks // *Mineralogical magazine*. 1922. V. 19. № 97. P. 303–313.
- Ripepe M., Gordeev E. Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104. P. 10,639–10,654.
- Rittmann A. *Vulkane und ihre tatigkeit*. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 1960. 336 p.
- Riuscetti M., Schick R., Seidl D. Spectral parameters of volcanic tremors of Etna // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1977. V. 2. P. 289–298.
- Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1993. Longman Group UK Limited. 352 p.

- Sassa K.* Microseismometric study on eruption of the volcano Aso (Z) // Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ. Ser. A. 1936. V. 19. P. 11–59.
- Scick R., Riuscetti M.* An analysis of tremors at South Italian Volcanoes // Zeitschrift für Geophysik. 1973. B. 39. H. 2. P. 247–262.
- Scott D.R., Stevenson D.I., Whitehead I.A.* Observations of solitary waves in a viscously deformable pipe // Nature. 1986. V. 319. № 6066. P. 759–761.
- Seidl D., Schick R., Riuscetti M.* Volcanic tremors at Etna: a Model for Hydraulic Origin // Bull. Volcanology. 1981. V. 44. № 1. P. 43–56.
- Shimozuru D.* Lava lake oscillations and the magma Reservoir Beneath a Volcano // Bull. Volcanologique. T. XXXIX - 4. 1975. P. 1–11.
- Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London. 1989. Special Publication. № 42. P. 313–345.
- Taitel Y., Barnea D., Dukler A.E.* Modelling Flow Pattern Transitions for Steady Upward Gas-Liquid Flow in Vertical Tubes // Journal American Institute of Chemical Engineers. 1980. V. 26. P. 345–354.
- Tilley C.E.* Some aspects of magmatic evolution // Quarterly Journal of the Geological Society. 1950. V. 106. P. 37–61.
- Turner S., Sims K.W.W., Reagan M.K., Cook C.A.* ^{210}Pb – ^{226}Ra – ^{230}Th – ^{238}U study of Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes, Kamchatka // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 72. P. 4771–4785.
- Uto K.* Variation of Al_2O_3 Content in Lake Cenozoic Japanese Basalts: a Re-examination of Kuno's High-Alumina Basalt // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1986. V. 29. P. 397–411.
- Vergnolle S.* Bubble size distribution in magma chamber and dynamics of basaltic eruptions // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 140. P. 269–279.
- Vergnolle S., Jaupart C.* Separated two-phase flow and basaltic eruptions // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. P. 12,842–12,860.
- Vergnolle S., Jaupart C.* Dynamics of degassing at Kilauea volcano, Hawaii // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95. P. 2793–2809.
- Vergnolle S., Mangan M.* Hawaiian and strombolian eruptions // Encyclopedia of Volcanoes. San Diego – Toronto. Academic Press. 2000. P. 447–461.
- Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems // Journal of Petrology. 1962. V. 3. P. 342–532.
- Wallis G.B.* One-dimensional two-phase flow. New York – Panama. McGraw-Hill Book Company. 1969. 408 p.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЯ к Главе 1

Таблица 1.05 (Приложение)

Химические составы пород побочного извержения Киргурич, 1932 г.,
вулкан Ключевской, в мас.%

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
1–6	53,33	0,72	15,87	8,70	0,16	7,65	9,78	2,64	0,99	0,16	[Хренов и др., 2002]	Округина А.М., ИВ РАН
1–7	53,43	0,78	15,51	8,47	0,20	8,17	9,59	2,62	1,03	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	
1–2	53,66	0,82	15,51	8,47	0,21	8,57	8,88	2,72	0,97	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	
Киргу- рич	52,25	0,90	14,99	9,29	0,20	8,69	9,69	2,90	0,90	0,20	[Хубуня и др., 2007]	4 (С. 39)
1–9	53,07	0,63	15,67	8,44	0,15	8,78	9,35	2,68	1,07	0,16	Ключевская экспедиция ИВ	
1–1	52,98	0,93	15,47	8,64	0,16	8,84	8,97	2,86	0,97	0,17	Ключевская экспедиция ИВ	
1–8	53,00	0,67	14,94	8,87	0,15	8,85	9,75	2,62	0,98	0,16	Ключевская экспедиция ИВ	
1–5	53,61	0,90	14,79	8,70	0,13	9,41	8,84	2,50	0,94	0,17	Ключевская экспедиция ИВ	
9 (С. 117)	51,94	0,57	15,03	9,12	0,20	9,45	10,89	2,17	0,64	0,00	[Набоко, 1947]	9 (С. 117)
1–4	52,58	0,78	14,88	8,76	0,21	9,49	9,47	2,67	0,97	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	
1–3	53,16	0,78	15,08	8,23	0,20	9,76	9,06	2,56	0,97	0,20	[Хренов и др., 2002]	Округина А.М., ИВ РАН

Примечание: см. Табл. 1.04.

Таблица 1.06 (Приложение)

Химические составы пород побочного извержения Биокось, 1932–33 гг.,
вулкан Ключевской, в мас.%

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
3–4	53,49	0,71	15,86	8,44	0,15	7,59	9,83	2,73	1,03	0,16	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
3–5	53,78	0,80	15,75	8,28	0,20	7,71	9,61	2,72	1,09	0,06	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
3–3	53,19	0,71	15,85	8,42	0,16	7,89	9,80	2,80	1,03	0,16	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
3–9	53,77	0,78	15,65	8,10	0,19	7,94	9,73	2,62	1,02	0,19	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
3–6	52,97	0,67	16,10	8,49	0,15	8,03	9,64	2,68	1,07	0,19	100,00	[Хренов и др., 2002]
3–8	53,43	0,80	15,84	8,24	0,20	8,07	9,69	2,56	0,97	0,20	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
	52,74	0,81	15,01	8,22	0,20	8,72	10,34	2,84	0,91	0,20	100,00	[Хубуня и др., 2007]
3–2	53,37	0,70	15,43	8,50	0,15	8,84	9,14	2,74	0,97	0,16	100,00	Ключевская экспедиция ИВ
3–1	52,79	0,78	14,89	8,16	0,20	10,23	9,37	2,47	0,91	0,20	100,00	[Хренов и др., 2002]

Примечание: см. Табл. 1.04

Таблица 1.07 (Приложение)

Химические составы пород побочного извержения Билокай, 1938–1939 гг.
(вулкан Ключевской), в мас. %

Прорыв	Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Литературный источник	Аналитик
Козей	53-3	54,25	0,77	17,50	8,61	0,15	5,57	8,58	3,25	1,14	0,18	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Козей	С. 17, б.н.	54,11	1,14	16,97	8,64	0,20	5,76	8,60	3,24	1,07	0,27	[Набоко, 1947-6]	Сокова К.П.
Козей	53-1	54,43	0,69	17,40	8,56	0,15	5,77	8,46	3,13	1,21	0,20	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Козей	53-2	54,41	0,72	17,42	8,48	0,15	5,85	8,49	3,07	1,21	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Невидим	8	53,45	0,91	17,18	8,46	0,20	6,16	9,09	3,33	1,01	0,20	[Хубуная и др., 2007]	Institut für Chemie (M.P.)
Билокай	С. 77, № 24	53,55	1,09	16,77	8,85	0,25	6,16	8,88	3,11	1,09	0,25	[Набоко, 1947-6]	Сокова К.П.
Невидим	80-2	54,15	0,82	17,15	8,58	0,19	6,17	8,59	2,94	1,21	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Тиранус	С. 25, № 10	53,55	0,89	14,37	11,33	0,16	6,40	9,47	2,60	1,24	0,00	[Набоко, 1947-6]	Ниссенбаум П.И.
Невидим	80-4	53,87	0,70	17,11	8,61	0,15	6,47	8,56	3,20	1,14	0,19	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Невидим	С. 21, б.н.	53,57	0,93	16,56	9,36	0,16	6,57	8,82	2,56	1,46	0,00	[Набоко, 1947-6]	Сокова К.П.
Билокай	59-3	53,72	0,70	16,93	8,40	0,15	6,71	9,07	3,00	1,14	0,19	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	59-4	53,89	0,75	16,85	8,46	0,14	6,77	9,12	2,79	1,07	0,17	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	С. 75, № 18	51,32	1,01	17,13	8,50	0,35	6,79	10,51	2,95	1,35	0,11	[Набоко, 1947-6]	Сокова К.П.
Билокай	Ср. из 18 обр.	53,43	0,87	16,56	8,62	0,19	7,09	9,05	2,94	1,07	0,20	[Озеров, Хубуная, 1992]	ИВ РАН
Тиранус	7	53,28	0,91	16,09	8,69	0,20	7,14	9,46	3,12	0,91	0,20	[Хубуная и др., 2007]	Institut für Chemie (M.P.)
Билокай	255	52,57	0,88	16,79	8,78	0,19	7,18	9,34	3,00	1,07	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Тиранус		53,18	0,95	16,24	8,64	0,16	7,38	8,97	3,15	1,15	0,18	[Хубуная и др., 1993]	ИВ РАН
Билокай	265	52,84	0,93	16,35	8,85	0,20	7,50	9,15	2,90	1,07	0,21	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	59-8	53,39	1,01	16,04	8,89	0,16	7,62	8,76	2,81	1,12	0,19	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	КЛ-40	53,06	0,96	15,40	8,64	0,16	7,93	9,19	3,58	0,89	0,18	[Арискин и др., 1995]	ЦАЛ ГЕОХИ РАН
Билокай	59-7-а	53,33	1,00	16,23	8,42	0,15	7,95	8,75	2,92	1,02	0,22	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	59-7-б	53,40	0,70	15,94	8,56	0,15	8,00	9,28	2,85	0,96	0,16	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	59-9	52,96	0,79	16,25	8,54	0,18	8,09	9,20	2,72	1,06	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.
Билокай	С. 75, № 850	53,57	1,01	15,40	8,48	0,19	8,14	9,44	2,40	1,10	0,27	[Набоко, 1947-6]	Сокова К.П.
Билокай	259	52,68	0,92	15,70	8,94	0,19	8,30	9,25	2,90	0,92	0,20	Ключевская экспедиция ИВ	ИВ РАН, Округина А.М.

Примечание: см. Табл. 1.04.

Таблица 1.08 (Приложение)

Химические составы пород прорыва Булочка,
Ключевской вулкан, в мас.%

Название	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Источник анализа	Аналитик
Булочка	(1)	51,65	0,92	13,73	8,88	0,16	11,38	9,66	2,69	0,78	0,15	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Булочка	(1)	51,80	0,95	13,60	8,86	0,12	11,59	9,69	2,50	0,75	0,13	[Хренов и др., 1989]	ИВ РАН, Округина А.М.
Булочка	(1)	51,78	0,81	13,58	8,61	0,17	11,60	10,29	2,49	0,55	0,12	[Озеров и др., 1997]	NM Tech, Kyle Ph.
Булочка	(1)	50,95	0,80	13,54	9,43	0,20	11,63	10,53	2,31	0,50	0,20	[Хубунная и др., 2007]	CRPG
Булочка	(1)	52,08	0,71	13,68	8,71	0,17	11,75	9,73	2,43	0,61	0,12	[Арискин и др., 1995]	ГЕОХИ РАН
Булочка	(1)	51,34	0,79	13,43	**9,50	0,16	11,78	10,02	2,31	0,55	0,12	[Kersting, Arculus, 1994]	University of Michigan
Булочка	(1)	51,14	0,80	13,40	**9,54	0,17	11,79	10,13	2,36	0,56	0,11	[Kersting, Arculus, 1994]	University of Michigan
Булочка	(6)	51,62	0,90	13,65	8,73	0,16	11,96	9,48	2,50	0,85	0,14	[Озеров, Хубунная, 1992]	ИВ РАН, Округина А.М.
Булочка	(1)	52,14	0,91	13,32	8,68	0,15	12,18	9,14	2,27	0,72	0,15	[Хренов и др., 2002]	ИВ РАН, Округина А.М.
Булочка	(1)	51,36	0,81	13,82	8,78	0,17	12,21	9,99	2,22	0,50	0,13	[Арискин и др., 1995]	ГЕОХИ РАН
Булочка	(1)	51,68	0,72	13,24	9,09	0,16	12,31	10,25	1,85	0,53	0,16	Озеров, 1994	ИВ РАН, Округина А.М.

Примечание: см. Табл. 1.04.

**Описания периодичностей в динамике извержений
Ключевского вулкана по литературным данным
и материалам режимных наблюдений 1932–1984 гг.
(Приложение)**

1932 г. 25 января – побочный прорыв Туйла.

«Извержение началось довольно спокойно: из кратера паразита начал выходить черный дым огромным столбом, который жителями Ключей не сразу был замечен. Оглушительные взрывы последовали несколько позже, часа через 2, причем была отмечена их периодичность – взрывы повторялись через каждые 6–7 часов. В промежутках между извержениями паразитный кратер казался без признаков жизни. Вследствие сильного напряжения и узкого канала сила извержения была весьма значительна: магма закупоривала канал, но газы через каждые 6–7 часов пробивали эту пробку, рассеивая ее массу в виде пепла, песка, лапиллей и бомб.» [Новограбленов, 1933]. <стр. 53>

1935 г. 12 июня – вершинный кратер. «С 12 июня такая своеобразная пульсация стала наблюдаться ежедневно два раза в день: в 10 час. 15 мин. утра и в 10 час. 15 мин. вечера. Каждый день, когда вершина вулкана бывала свободна от облаков, в указанное время или в редких случаях с небольшим отклонением, наблюдалась одна и та же картина. Величественные пинии, в виде гигантского кочана цветной капусты медленно появлялись из кратера и, поднявшись на 2 и более километров вверх, отрывались от кратера и либо тут же спускались по склону вулкана, либо, слегка изогнувшись, густо посыпая пеплом склоны, медленно уходили вдаль.» [Троцкий, 1937]. <стр. 969>

1935 г. 9 августа – вершинный кратер. «(место наблюдения – конус Караульный) кратер особенно волновался. Выбросы следовали друг за другом через каждые 5 мин. Огромные облака стремительно взвивались на 0,5 км над кратером и под влиянием ветра сносились на юго-восток. До 12 час. кратер от облаков был свободен, и мною зафиксированы импульсы в 5 час. 20 мин., 5 час. 25 мин., 5 час. 30 мин., 5 час. 45 мин., 5 час. 50 мин., 5 час. 55 мин., 6 час., 6 час. 5 мин., 6 час. 10 мин., 6 час. 15 мин., 6 час. 20 мин. и т.д. с пятиминутными промежутками до 12 час., пока вершина не скрылась в облаках» [Троцкий, 1937]. <стр. 971>

1935 г. 12 августа – вершинный кратер. «Кратер спокойно дымил. Черный дым широко по-

лосой далеко простирался на север. Шел густой и, как казалось, еще теплый пепельный дождь. Первый приветственный «выстрел» вулкана произошел в 6 час. 25 мин. Огромное облако, но этот раз белого цвета, как и в описанных случаях, стремительно взвилось вверх и скрылось в южном направлении. В 6 час. 30 мин., в 6 час. 35 мин., в 6 час. 40 мин., в 6 час. 45 мин. наблюдалась та же картина, но беззвучно. Второй потрясающий взрыв наблюдался в 7 час. 10 мин., и далее все время кратер спокойно дымил. Весь день сыпался пепел.» [Троцкий, 1937]. <стр. 971–972>

1935 г. 13 августа – вершинный кратер.

«С.Д. Коптелов, я и И.И. Микулин совершали подъем на вершину вулкана и по этому случаю встали рано. Стояло прекрасное солнечное утро. Кратер ритмично взрывал через каждые 5 минут. Цветистые облака темно-серого цвета стремительно взвивались на полукilометровую высоту и скрывались за вершиной в южном направлении. Пока мои товарищи возились с приготовлением завтрака, я внимательно наблюдал за вершиной. Отдельные импульсы чередовались друг за другом в следующем порядке: 6 час. 15 мин., 6 час. 20 мин., 6 час. 25 мин., 6 час. 30 мин. и т.д. в течение всего дня. Во время подъема эта удивительная правильность нами была использована как мерило времени. Считая отдельные взрывы, мы определяли время, рассчитывали скорость подъема. Устанавливали, в какое время мы достигали той или иной высоты, и часами пользовались лишь для того, чтобы проконтролировать себя. Во время пребывания на вершине и в кратере мне пришлось наблюдать и другую закономерность взрывов – ежеминутную, т.е. терминальный кратер взрывал не через 5 минут, как отмечалось, а через минуту. Правда, по силе это были разные взрывы. Ежеминутные взрывы были слабее значительно и поэтому снизу не замечались.» [Троцкий, 1937]. <стр. 972–973>

Следует подчеркнуть, что еще в 1935 г. А.Н. Троцкий в своем описании указывал, что «Ключевской вулкан не просто дымит, как это часто встречается в заметках путешественников, а пульсирует, причем пульсирует закономерно через строго определенные промежутки времени. Говорить о математической

формулировке этой закономерности рано конечно, но она, мне кажется, очевидна, и, надо полагать, в будущем она будет дана.» [Троцкий, 1937]. <974>

1935 г. 19 СЕНТЯБРЯ – вершинный кратер. «С 9 ч. 30 м. до 12 ч. – выбросы почти точно через каждые 5 мин. Высота выбросов в среднем 1100 м». [Влодавец и др., 1937]. <стр. 8>

1937 г. 10 ЯНВАРЯ – вершинный кратер. «...с 15 ч. 40 мин. выбросы черного цвета, следовавшие друг за другом через 2–3 минуты; ...» [Меняйлов и др., 1938]. <стр. 7>

1938 г. 19 ЯНВАРЯ – вершинный кратер. «Меняйлов наблюдал это извержение из Козыревска: первый выброс бомб был замечен в 19 час. Большое количество громадных бомб осыпало весь южный склон вулкана; здесь же образовались мелкие потоки, медленно сползавшие по склону. На западной трещине видно было несколько светящихся точек, более ярких, чем весь поток, причем было заметно медленное течение лавы и передвижение этих «точек».

Через 15 мин. был еще выброс, они стали повторяться через каждые 15 мин., и это было настолько точно, что мы, прятавшись в квартире от сильного мороза, выходили точно через 15 мин., и в это время как раз происходил выброс. Начали мы их наблюдать в 19 ч., а окончили в 22 ч., т.к. затем сопку от нас скрыло облаками. Таким образом, за 3 часа произошло 12 выбросов, из них в 19 ч. был самый сильный, а остальные слабее. Грохота здесь не было слышно». [Меняйлов, Набоко, 1939]. <стр. 3>

1938 г. 24 ЯНВАРЯ – вершинный кратер. «С 6 ч. В Ключах, Крестах и Красном Яру был слышен сильный раскатистый грохот. ... Выбросы бомб происходили, примерно, через 1 сек. Эта картина наблюдалась из Красного Яра до 8 ч.» [Меняйлов, Набоко, 1939]. <стр. 4>

1938 г. 20 ФЕВРАЛЯ – прорыв Билюкай. «Второй кратер «Сосед» действует периодически: через 3–6 мин. он выбрасывает лаву и белый газ, при этом он издает свистящий звук, напоминающий свисток паровоза.» [Меняйлов, Набоко, 1939]. <стр. 11>

1938 г. 23 МАРТА – побочный прорыв Билюкай. «С изменением погоды (началась вьюга) действие Билюкай также изменилось. Он стал действовать периодически, а именно, полное спокойствие сменялось взрывами с выбросами бомб и большими газовыми выделениями. Так, с 11 ч. до 12 ч. 5 м. – покой, с 12 ч. 5 м. до 12 ч. 10 м. – взрывы, с 12 ч. 10 м. до 13 ч. 5 м. – покой, 13 ч. 5 м. – взрывы и т.д. В промежутки покоя лава в жерле как бы тускнеет и даже в некоторых случаях покрывается корочкой – становится черной. В первый взрыв она вспыхивает и начинает, как бы кипеть, т.е. то под-

нимается, то опускается, причем от нее отрываются отдельные куски и выбрасываются несколько выше. В 14 ч. наметился некоторый перелом. Кратер начал в продолжение часа действовать, а затем в течение часа же бездействовать. Так, с 14 ч. 15 м. до 15 ч. 15 м. – совершенно не действовал, с 15 ч. 15 м. до 16 ч. 15 м. – грохотал и выбрасывал бомбы и газы, с 16 ч. 15 м. до 17 ч. 10 м. – не действовал, с 17 ч. 10 м. до 18 ч. – действовал. Ночью активность его уменьшилась. Опять стали преобладать периоды покоя. Высота конуса от подножия равняется 110 м». [Меняйлов, Набоко, 1939]. <стр. 12>

Следует отметить, что при извержении прорыва Билюкай, как показали А.А. Меняйлов и С.И. Набоко, периодичность извержения была учтена для выбора схемы исследования – интервалы покоя они использовали для подъема к активному жерлу.

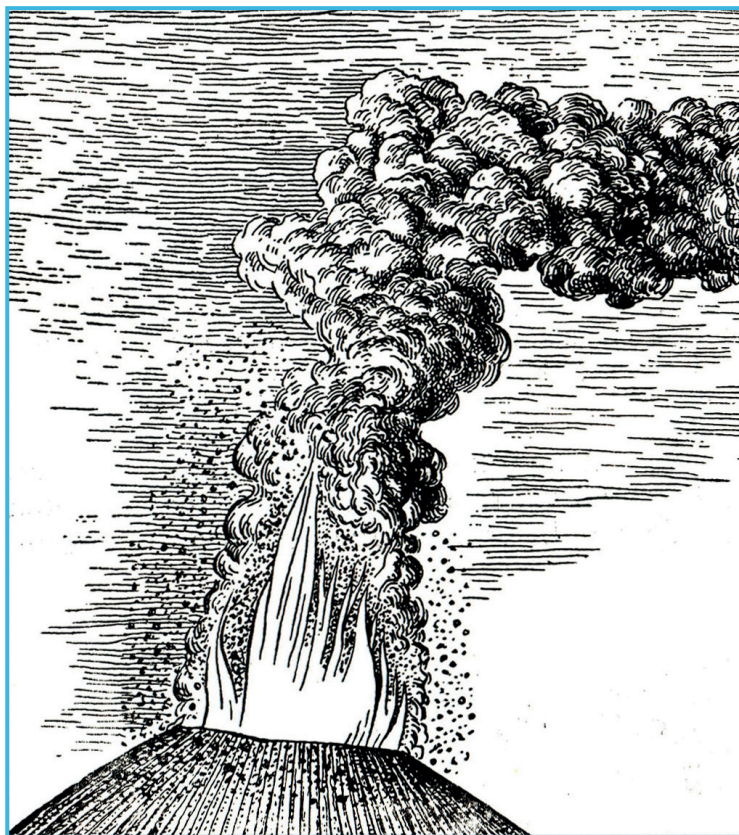
1940 г. ДЕКАБРЬ – 1941 г. МАЙ – вершинный кратер. «Обычно к концу каждого месяца нельзя было не заметить довольно резкого ослабления деятельности фумарол, которое в отдельные дни было таким, что струйки фумарол над кратерным гребнем совершенно исчезали и вулкан в эти дни казался совсем безжизненным». [Пушн, 1946]. <стр. 74>

1944 г. 26–31 ДЕКАБРЯ – вершинный кратер. «В отличие от предыдущих фаз деятельности, эксплозии описываемой фазы прерываются более долгими интервалами ослабления или кажущегося прекращения действия. Над вершиной тогда видно только зарево, которое иногда рассекается взлетом некоторого количества бомб, или она представляется совершенно темной, выделяющей лишь густую массу газа. В течение шести дней (вернее ночей, когда только и можно видеть световые эффекты взрывов) мы наблюдали моменты пароксизмальных эксплозий продолжительностью от 30 мин. до 2 час., или в среднем (из 15 наблюдений) 40 мин., и интервалы ослабления и темноты – от 2 до 5 час., или в среднем около 1 час 30 мин. (Рис. Прил-01).

Переменяющийся характер этой фазы деятельности, а также общая напряженность активности хорошо были видны и днем. В моменты пароксизмальных эксплозий колонна газов, обычно в виде наклонной линии, в форме буквы «Г», поднималась из всей (или большей части) полости кратера на высоту – в первые дни – 3 км, а в последующие – до 8 км над кратером. Если в нижних частях ствола еще были заметны серый оттенок и структура «цветной капусты», то выше вся масса клубящихся изверженных газов казалась совершенно белоснежной. В периоды затишья высота столба постепенно снижалась, так что временами толстая общекратерная струя газов, отдуваемая ветром, чуть ли не вплотную прижималась к кратеру». [Пушн, 1956].

Рис. Прил-01. Ночная картина фонтанирования раскаленных бомб в вершинном кратере Ключевского вулкана 27 декабря 1944 г. (фаза малых пароксизмов).

Рисунок выполнен Б.И. Пийпом [Пийп, 1956]



1948 г. 30 августа – 31 декабря – вершинный кратер. «Нельзя не отметить явление отчетливо суточного ритма фумарольной активности. Когда вершина вулкана была видна в течение целого дня, неизменно наблюдалось усиление фумарольной деятельности к полудню и постепенное ослабление к вечеру. Иногда около полуночи был второй, более слабый максимум. Такой ритм наблюдался как при сравнительно слабой или средней деятельности, так и при очень сильной. Это явление, безусловно, отражает фактический суточный режим в усилении и ослаблении деятельности очага, однако вряд ли речь идет о непосредственном влиянии изменений гравитационного поля в зависимости от видимого положения солнца; величина изменения гравитационного поля слишком мала. Скорее всего, здесь имеет место нечто вроде эффекта вынужденного резонансного колебания, когда небольшая сила, действующая с правильным неизменным ритмом в течение продолжительного времени (изменение гравитационного поля), вызывает ответные резонансные колебания весьма значительной амплитуды (изменение активности магматического очага).» [Горшков, 1953].

1949 г. первая половина – вершинный кратер. «В течение всего времени наблюдений, так же как и в 1948 г., отмечалось более активное действие центральных и восточных частей кратера, а также

отчетливый суточный ритм деятельности.» [Горшков, 1953]. <стр. 42>

1949 г. июнь – вершинный кратер. «Здесь, так же как и в других частях кратера, очень часто наблюдались ритмичные газовые выбросы с интервалами от 40 секунд до 1–2 минут.» [Горшков, 1953]. <стр. 41>

1950 г. январь–апрель – вершинный кратер. «По-прежнему очень часто обнаруживался отчетливый суточный ритм деятельности с полуденным максимумом, утренним и вечерним минимумами.» [Былинкина, Горшков, 1954]. <стр. 3>

1951 г. 23 ноября – побочный прорыв Былинкиной. «23 ноября, когда начались наблюдения возле кратера, извержение уже заметно ослабло. Деятельность имела перемежающийся характер и выражалась в «вязких» потрясающих взрывах с выбросами раскаленных бомб и в шумных взрывоподобных выдуваниях газа, чередовавшихся с периодами покоя, постепенно удлинявшимися.» [Пийп, 1954]. <стр. 48–49>

1958 г. 18 мая – вершинный кратер. «Эта эруптивная деятельность продолжалась в течение всего дня 18 мая. Характерной особенностью ее была своеобразная ритмичность выбросов пепловых туч. Выделялась более активная фаза извержения, при которой высота выбрасываемого газово-пеплового

облака над уровнем кратера составляла 700–720 м. Вслед за этой кратковременной активной фазой наступала фаза относительного покоя, в период которой вулкан также выбрасывал пепел, но в меньшем объеме: высота газово-пеплового облака снижалась в 2,0–2,5 раза по сравнению с активной фазой.

В первой половине дня фазы активная и относительного покоя довольно четко различались, во второй половине дня эти различия стали менее четкими. В течение дня изменился также и ритм активности: в первой половине дня активная фаза составляла 3–4 мин., а фаза относительного покоя 1–2 мин.; под конец дня четкого преобладания активной фазы уже не наблюдалось, фаза относительного покоя и активная фаза меняли свой ритм в пределах 2–4 мин.» [Гущенко, 1960]. <стр. 3–4>

1962 г. 1–3 ДЕКАБРЯ – вершинный кратер. «Из таблицы видно, что частота взрывов в кратере вулкана Ключевской периодически изменяется.

**Частота взрывов в кратере Ключевского вулкана
с энергией $5 \cdot 10^{12}$ эрг в 1962 г.
(время местное Камчатское)**

Дата	Интервалы, часы	Число взрывов
01. XII	23–24	204
02. XII	00–01	215
– » –	01–02	222
– » –	02–03	121
– » –	03–04	0
– » –	04–05	1
– » –	05–06	0
– » –	06–07	0
– » –	07–08	0
– » –	08–09	4
– » –	09–10	181
– » –	10–11	125
– » –	11–12	64
– » –	12–13	13
– » –	13–14	93
– » –	14–15	168
– » –	15–16	52
– » –	16–17	1
– » –	17–24	0
3. XII	00–12	0

[Токарев, 1964]. <стр. 56>

1963 г. 29 НОЯБРЬ – вершинный кратер. «Вечером, после 20 часов, заметны вспышки, похожие на

зарницы, приуроченные к центру кратера шлакового конуса. Периодичность их 5–10 мин. Звуковыми эффектами они не сопровождаются. Вспышки настолько сильные, что освещают весь кратер, и они были заметны также наблюдателям, находящимся в перевале на леднике Шмидта.» [Горшков, 1964]. <стр. 34>

1965 г. АВГУСТ–ДЕКАБРЬ – вершинный кратер. «С августа вулкан перешел в стадию извержения, которое продолжалось до конца года. Характер извержения – вулканский. Частота взрывов находилась в интервалах 5–7, 8–10 мин. Высота пепловых выбросов достигала 3,0–3,5 км. Пепел отлагался на склонах вулкана и его окрестностях в радиусе от 3 до 50 км.» [Кирсанов, Кирсанова, 1970]. <стр. 24>

1965 г. 28–29 НОЯБРЬ – вершинный кратер. «В ночь с 28 по 29 ноября над кратером можно было видеть вишнево-красное зарево. Выбросы пепла происходили сначала через 5–7, а затем через 1–2 мин. Высота их менялась от 1,5 до 3,5 км.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 11>

1966 г. 22 АВГУСТА – вершинный кратер. «На дне имелись две небольшие бокки, в которых непрерывно происходили слабые пепловые взрывы. Через 30–40 мин они сменялись мощными взрывами с выбросом большого количества раскаленного и пластичного лавового материала. Фонтаны раскаленной лавы поднимались на высоту 150–200 м.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 12–13>

1966 г. 11 СЕНТЯБРЯ – вершинный кратер. «Изредка наблюдались мощные всплески, когда дно кратера полностью покрывалось пластичной лавой. Пепловых взрывов практически не было. Через каждые 1,5–2 часа происходили сильные взрывы, при этом отчетливо ощущалась ударная волна, а открытые части тела чувствовали тепло.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 13>

1966 г. 5 ОКТЯБРЯ – вулканостанция. «Прорыв побочных кратеров предварялся электромагнитными возмущениями, которые были зарегистрированы магнитно-вариационной станцией, установленной в пос. Ключи на территории вулканологической станции (наблюдения Э.А. Рындина).

За 24 часа до начала извержения на горизонтальной составляющей четко стали фиксироваться электромагнитные колебания синусоидальной формы с периодом 2,2–2,5 часа. Амплитуда колебаний составляла 30–40 у. Природа таких колебаний пока еще не совсем ясна. В данном случае возмущения магнитного поля имели локальный характер и несомненно были связаны с прорывом побочных кратеров.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 14>

1966 г. 10 ОКТЯБРЯ – прорыв Пийпа. «Слабые взрывы происходили бесшумно через 1–2 мин, сильные – с глухим рокотом через 5–15 мин.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 16>

1966 г. 11 и 12 октября – прорыв Пийпа. «Частота взрывов достигала 85–90 взрывов в минуту.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 17>

1966 г. 11 и 12 октября – прорыв Пийпа. «В западном жерле сначала происходило 20–25 взрывов в минуту.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 17>

1966 г. 16 ноября – прорыв Пийпа. «В кратере шлакового конуса частота взрывов увеличилась до 30 взрывов в минуту.» [Кирсанов, 1968]. <стр. 17>

1967 г. 14 мая – постройка вулкана. «На сейсмостанции «Апахончич» был слышен подземный гул, доносившийся со стороны вулкана. Гул повторялся через каждые 15 минут в течение 3-х часов.» [Кирсанов, 1970]. <стр. 34>

1972 г. июнь–июль – вершинный кратер. «В июне-июле наблюдалась периодичность парогазовых выбросов вершинного кратера: выбросы высотой 300–500 м следовали с интервалом 2–6 мин.» [Иванов и др., 1975]. <стр. 36>

1974 г. 23 августа – 7 сентября – прорыв IV ВВС. «Фаза сильного начального извержения характеризовалась высокой активностью обоих центров извержения; эксплозии следовали с интервалом в 20–30 с при начальной скорости вулканических бомб размером 0,2–0,3 м – 50–70 м/с. [Иванов и др., 1978]. <стр. 91>

1974 г. 16 сентября – прорыв IV ВВС. «Частота эксплозий составляла 5–6 в минуту, начальная скорость вулканических бомб, размером до 0,3 м, доходила до 70–80 м/с, скорость лавового потока составляла 0,5–0,7 м/с. [Иванов и др., 1978]. <стр. 92>

1977 г. октябрь–ноябрь – вершинный кратер. «Фонтаны раскаленной лавы поднимались на высоту 150–300 м. Зарево и фонтаны отмечались обычно в течение 40 мин. до 1,5 часов, затем пропадали, и вновь появлялись через 2–3 часа.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 16 июня – вершинный кратер. «Деятельность восточного жерла заключалась в пульсирующем поступлении газов (примерно через 1–2 минуты) и выбросах пепла – в интервале 5–15 минут.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 9 июля – вершинный кратер. «С 9 до 11 часов взрывы с выбросом пепла происходили вначале через 30–40 секунд, затем через 3–5 минут.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 9 июля – вершинный кратер. «С 19 до 23 часов взрывы с выбросом пепла на высоту 50–100 метров через 15–20 мин.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 10 июля – вершинный кратер. «С 17:00 над жерлом отмечался клубящийся столб газов, высота которого достигала 750–800 м. Поступление газов было пульсирующим. Судя по плотным

порциям газа, различимым в нижней части столба, частота взрывов доходила до 20–30 в мин. Наиболее мощные порции поступали через 4–5 мин.

Вечером и ночью из этого же жерла выбрасывалась раскаленная лава. Частота взрывов достигла примерно 30–40 в час. Наиболее мощные фонтаны лавы наблюдались через 35–40 минут. Высота подъема их достигала 200–250 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 19 июля – вершинный кратер. «С 17 часов наиболее мощные газовые выбросы происходили через 4–5 минут.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 20 июля – вершинный кратер. «С наступлением темноты отчетливо наблюдались выбросы раскаленного материала на высоту до 250–300 м. Отдельные раскаленные глыбы вылетали за пределы кратера и скатывались по северному склону. Частота взрывов с выбросом раскаленного материала не превышала 18–20 в минуту; через 2–3 минуты отмечались наиболее мощные взрывы с выбросом материала на высоту до 400 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 26 июля – вершинный кратер. «Взрывы с выбросом пепла отмечались через 40–50 секунд. Через 3–5 минут наблюдались выбросы более крупного материала.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 2–4 августа – вершинный кратер. «В кратере шлакового конуса каждую секунду наблюдались взрывы с выбросом газов и раскаленного лавового материала на высоту 100–150 м и больше. Примерно через 40–50 минут, реже через 1,5 часа отмечались более сильные взрывы с выбросом материала на юго-восточные склоны вулкана. Здесь, наряду с вулканическим песком и лапиллями, выбрасывались пористые и плотные вулканические бомбы и обломки лавы.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 7 августа – вершинный кратер. «Вулкан открылся только к 18 часам вечера. В светлое время, как обычно, отмечалось спокойное выделение газов из двух центров и только изредка (через 35–40 минут) слабо просматривались выбросы более крупных обломков. Выбросы пепла совершенно отсутствовали. Вечером, как и в предыдущие дни, в кратере отмечались фонтаны раскаленной лавы. В основном жерле они появлялись через 6–8 мин., притом через 35–40 мин. наблюдались наиболее мощные фонтаны, высота которых превышала 200–250 м. В целом же высота подъема раскаленного материала не превышала 150–200 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 8 августа – вершинный кратер. «В вечернее время и ночное время в западном (основном)

жерле взрывы происходили через 3–5 мин., причем наиболее сильные через 10–12 мин. Высота подъема материала достигала от 80 до 250 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 22 АВГУСТА – вершинный кратер. «В северо-западном жерле наблюдалось 2–3 выброса в минуту в течение 30–40 мин, а затем наступал перерыв продолжительностью 12–15 мин, после которого режим деятельности повторялся. Высота подъема раскаленных и холодных обломков не превышала 50–80 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 2 СЕНТЯБРЯ – вершинный кратер. «В западном жерле выбросы раскаленного материала наблюдались примерно через 2–3 мин. Высота подъема его не превышала 50 м.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. 16 СЕНТЯБРЯ – вершинный кратер. «Над кратером постоянно пульсировало зарево. Примерно через 12–15 мин. над его кромками появлялись фонтаны раскаленной лавы. Материал выбрасывался на высоту 250–300 м, и часть его выпадала на северо-восточные склоны вулкана.» (материалы предоставлены И.Т. Кирсановым).

1978 г. – вершинный кратер. «В 1978 году внутрикратерный конус имел два сдвоенных (в виде восьмерки) взрывных жерла. У подножия конуса действовало две бокки: восточная – взрывная – периодически, через 2–3 мин., выбрасывала парогазовый столб, нагруженный пеплом; через северо-западную – эффузивную – происходило излияние

лавы, заполняющей кратер вулкана.» [Виноградов и др., 1985]. <стр. 5>

1983 г. 23 МАРТА – побочный прорыв Предсказанный. «23 марта, на 15 день извержения, на истоке лавы за 12 часов сформировался шлаковый конус высотой 15 м, открытый на восток. Его южный склон опирался на псевдоморену, а северный – на ледник. Из конуса происходили выбросы шлака и пористых вулканических бомб на высоту до 40 м над кромкой кратера. Взрывы следовали с интервалом 3–5 сек. В бокках на его склоне периодически было видно горение газа (пламя голубого цвета, как у газовой горелки). Лава поступала на поверхность из-под основания конуса и по лавоводам (рис. 5). На истоке была измерена вязкость лавы – $1,5 \cdot 10^5$ Пз (по данным измерений В.К. Панова, Ю.Б. Слезина, А.В. Сторчеуса); температура ее поверхности, замеренная пирометром «Проминь» (данные А.Ю. Озерова), на истоке составляла 1080 °С.» [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985]. <стр. 7>

1983 г. АПРЕЛЯ – побочный прорыв Предсказанный. «Взрывная деятельность шлакового конуса характеризовалась длительными паузами (3–4 дня) и периодами активности от нескольких часов до двух суток. Отчетливо наблюдалась закономерность в деятельности взрывного кратера и лавовой бокки: в момент ослабления взрывов расход лавы увеличивался, а в момент усиления уровень лавы понижался. 12 апреля шлаковый конус увеличил свои размеры до 20 м, из него продолжались непрерывные



Рис. Прил-02. Деятельность шлакового конуса. Прорыв Предсказанный. 12.04.1983 г. На переднем плане вулканолог А.В. Сторчеус. Фото В.И. Иванченко.

выбросы бомб на высоту до 50 м (**Рис. Прил-02**)» [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985]. <стр. 8–9>

1983 г. 31 мая – побочный прорыв Предсказанный. «31 мая с утра на прорыве не наблюдалось никаких признаков активности. В 19 ч 15 мин над конусом появился парогазовый столб, затем начались редкие, но сильные взрывы с выбросом бомб на высоту до 150–200 м, сопровождаемые звуковыми эффектами. На месте истока у подножия конуса образовывались лавовые пузыри диаметром 2–3 м, которые периодически лопались, разбрызгивая шлак.

Уровень лавы в истоке опускался, вследствие чего проступало очертание узкого лавоподводящего канала шириной около 1,5 м, уходящего под конус. Через 15–20 мин следовал обратный, более быстрый подъем лавы, и через 5–7 мин она занимала вновь исходный уровень. Такие колебания уровня лавы на истоке в этот день наблюдались несколько раз.» [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985]. <стр. 10–11>

1983 г. 10 июня – побочный прорыв Предсказанный. «К 10 июня в результате эксплозивной деятельности провал на конусе был засыпан и конус опять принял правильную форму с крутизной склона в прикратерной части 30–35°. При подъеме уровня лавы в жерле до кромки кратера наступало ее непрерывное фонтанирование с выбросом бомб на высоту до 20 м; а при понижении уровня лавы взрывы следовали друг за другом с интервалом 3–4 с высотой полета бомб до 80 м.» [Хренов, Озеров, Литасов и др., 1985]. <стр. 11>

1983 г. 19 июня – побочный прорыв Предсказанный. «19 июня продолжалось истечение лавы из бокки в 10 м от конуса со сравнительно небольшим расходом (3–4 м³/с), при этом наблюдалась пульсация расхода лавы. Уровень лавы на истоке в течение 5–7 мин поднимался на 1,5–2 м, значительно возрастала ее скорость, расход увеличивался до 10–12 м³/с. Во многих местах лава переливалась через бортовые валы, наращивая их в высоту и ширину. Примерно через 30–40 мин расход лавы уменьшался до прежней величины. Судя по морфологии бортовых валов и следам свежих заплесков на них, такие пульсации расхода происходили многократно.» [Хренов, Озеров и др., 1985]. <стр. 16>

1983 г. 27 марта и 5 апреля – вершинный кратер. «Свечение над кратером вулкана в марте-июне отмечалось два раза: 27 марта и 5 апреля, причем оно было слабым и непостоянным, промежутки между сполохами достигали 10–15 мин при относительной их кратковременности (до 1 мин).» [Хренов, Озеров и др., 1985]. <стр. 18>

1983 г. 30 апреля – побочный прорыв Предсказанный. «Проведены наблюдения за стоком та-

лых вод ниже наступающего лавового потока. Створ располагался в 600 м от фронта лавы. Исследовался дискретный характер движения вулканогенного селя (лахара). Анализ гидрографа талого стока показал, что пульсации расхода происходили через 5,5 мин (14 ч 00 мин – 15 ч 00 мин), 6,5 мин (15 ч 00 мин – 16 ч 00 мин) и 7,5 мин (16 ч 00 мин – 16 ч 30 мин).» [Виноградов и др., 1985]. <стр. 15–16>

1984 г. 18 июля – вершинный кратер. «Усиления и ослабления в режиме фонтанирования последовательно сменяют друг друга примерно через 5–8 часов. Во время усиления высота фонтанов 500 м, а во время ослабления 200 м.» (Неопубликованные материалы Озерова А.Ю.).

1984 г. 20 июля – вершинный кратер. «Над кратером вулкана «стояла» струя раскаленных вулканических бомб, поднимающихся на высоту 700 м. По этой струе каждые 2 секунды снизу вверх проскакивала более плотная, более яркая, более интенсивная порция бомб.» (Неопубликованные материалы Озерова А.Ю.).

1984 г. 30–31 июля – вершинный кратер. «В течение одного часа в вершинном кратере происходило мощное фонтанирование (бомбы выбрасывались на высоту 400–500 м, а пепловая колонна поднималась до 2–3 км. Затем фонтанирование прекращалось и в кратере наблюдались только парогазовая деятельность. Через 4,5–5 часов, вновь начиналось фонтанирование. Эта смена режимов работы вулкана последовательно происходила несколько раз». (Неопубликованные материалы Озерова А.Ю.).

1984 г. 4 августа – вершинный кратер. «По струе раскаленных бомб, имеющей высоту до 800 м каждые 3 секунды снизу вверх проскакивала более плотная, более яркая, более интенсивная порция бомб. Иногда она выглядела, как фронт распространяющейся волны, а иногда как общее кратковременное усиление. Эти импульсы усиливают фонтанирование – бомбы летят выше и разлетаются дальше. Эти порции следуют друг за другом по раскаленной струе бомб и создают эффект усиления и ослабления, а их последовательное чередование обеспечивает устойчивый повторяющийся пульсирующий процесс – пульсирующее фонтанирование.» (Неопубликованные материалы Озерова А.Ю.).

1984 г. 14 августа – вершинный кратер. «В кратере наблюдалась последовательная смена двух режимов деятельности: интенсивного фонтанирования раскаленного материала на высоту 500 м (продолжительность около 1 часа) и отдельных выбросов бомб или слабого фонтанирования на высоту до 100 м (продолжительность – 5 часов).» (Неопубликованные материалы Озерова А.Ю.).

Таблица 2.01 (Приложение)

**Обзор периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана
с 1932 по 1984 г. – по визуальным наблюдениям**

Дата	Место извержения	Периодичность	Характер событий	Источник сведений
1932 г. январь	Побочный прорыв Киргурич	6–7 ч	Сильные выбросы бомб, чередующиеся с полным отсутствием эксплозивной активности	[Новограбленов, 1933]
1935 г. июнь	Вершинный кратер	12 ч	Ежедневно в 10 ч 15 мин и в 22 ч 15 мин из кратера «выталкивался кудрявый столб темно-серого дыма» на высоту 2 км и более	[Троицкий, 1937]
1935 г. 9 августа	Вершинный кратер	5 мин	Одиночные пепловые выбросы на высоту 0,5 км	[Троицкий, 1937]
1935 г. 12 августа	Вершинный кратер	5 мин	Одиночные парогазовые выбросы	[Троицкий, 1937]
1935 г. 13 августа	Вершинный кратер	1 мин и 5 мин	Взрывы – через 1 минуту, каждый пятый взрыв был значительно более сильным (режимные наблюдения проводились с кромки вершинного кратера)	[Троицкий, 1937]
1935 г. 19 сентября	Вершинный кратер	5 мин	Выбросы на высоту 1100 м	[Влодавец и др., 1937]
1937 г. 10 января	Вершинный кратер	2–3 мин	«Выбросы черного цвета»	[Меняйлов и др., 1938]
1938 г. 19 января	Вершинный кратер	15 мин	Одиночные сильные выбросы бомб	[Меняйлов, Набоко, 1939]
1938 г. 24 января	Вершинный кратер	1 с	Выбросы бомб через 1 с	[Меняйлов, Набоко, 1939]
1938 г. 20 февраля	Побочный прорыв Билюкай	3–6 мин	Одиночные сильные выбросы бомб	[Меняйлов, Набоко, 1939]
1938 г. 23 марта	Побочный прорыв Билюкай	1 ч и 2 ч	Первая половина дня – 5 мин выбросы бомб и пепла, затем 1 ч покой. Вторая половина дня – 1 ч выбросы бомб и пепла, затем 1 ч покой	[Меняйлов, Набоко, 1939]
1940 г. декабрь – 1941 г. май	Вершинный кратер	1 месяц	В конце каждого месяца резкое ослабление деятельности фумарол	[Пийп, 1940]
1944 г. 26–31 декабря	Вершинный кратер	1 ч 30 мин – 7 ч	Чередование пароксизмальных эксплозий продолжительностью от 30 мин до 2 ч (в среднем 40 мин) с интервалами ослабления от 1 до 5 ч (в среднем около 1 ч 30 мин)	[Пийп, 1956]
1948 г. 30 августа – 31 декабря	Вершинный кратер	12 и 24 ч	Активизация фумарольной деятельности к полудню и постепенное ослабление к вечеру, иногда около полуночи – второй, более слабый максимум усиления фумарольной деятельности	[Горшков, 1953]

Продолжение табл. 2.01 (Приложение)

Дата	Место извержения	Периодичность	Характер событий	Источник сведений
1949 г. Первая половина	Вершинный кратер	12 и 24 ч	Отчетливый суточный ритм деятельности	[Горшков, 1953]
1949 г. июнь	Вершинный кратер	40 с – 1 мин – 2 мин	Ритмичные газовые выбросы	[Горшков, 1953]
1950 г. январь–апрель	Вершинный кратер	12 и 24 ч	Четкий суточный ритм фумарольной деятельности с максимумом в полдень и минимумами утром и вечером	[Былинкина, Горшков, 1954]
1958 г. 18 мая	Вершинный кратер	2–4 мин и 4–6 мин	Пепловые выбросы на высоту 700 м, между ними фаза ослабления – пепел на высоту 300 м	[Гущенко, 1960]
1963 г. 25 августа	Вершинный кратер	5–10 мин	Сильные яркие вспышки и зарницы	[Горшков, 1964]
1965 г. август–декабрь	Вершинный кратер	5–7 мин и 8–10 мин	Частота взрывов находилась в интервалах 5–7, 8–10 мин. Высота пепловых выбросов 3,0–3,5 км	[Кирсанов, Кирсанова, 1970] <стр. 24>
1965 г. 29 ноября	Вершинный кратер	1–2 мин и 5–7 мин	Выбросы пепла, высота от 1,5 до 3,5 км	[Кирсанов, 1968]
1966 г. 22 августа	Вершинный кратер	30–40 мин	Слабые пепловые выбросы, сменяющиеся мощными взрывами с выносом больших объемов раскаленного материала	[Кирсанов, 1968]
1966 г. 11 сентября	Вершинный кратер	1,5–2 ч	Кратковременные серии мощных взрывов, сменяющиеся интервалами покоя	[Кирсанов, 1968]
1966 г. 5 октября	Прорыв Пийпа (подготовка прорыва)	2,2–2,5 ч	Электромагнитные колебания синусоидальной формы начались за 24 часа до начала побочного извержения (регистрация в пос. Ключи)	[Кирсанов, 1968]
1966 г. 10 октября	Прорыв Пийпа	1–2 мин и 5–15 мин	Бесшумные слабые выбросы через 1–2 мин, сильные, с глухим рокотом – через 5–15 мин	[Кирсанов, 1968]
1966 г. 11 и 12 октября	Прорыв Пийпа	0,67–0,7 с	Частота взрывов достигала 85–90 в минуту	[Кирсанов, 1968] <стр. 17>
1966 г. конец октября – начало ноября	Прорыв Пийпа	2,5–3 с	Происходило 20–25 взрывов в минуту	[Кирсанов, 1968] <стр. 17>
1966 г. 16 ноября	Прорыв Пийпа	2 с	Частота взрывов увеличилась до 30 в минуту	[Кирсанов, 1968] <стр. 17>
1967 г. 14 мая	Вулканическая постройка	15 мин	«На сейсмостанции Апахончич был слышен подземный гул со стороны вулкана»	[Кирсанов и др., 1970] <стр. 34>
1972 г. июнь–июль	Вершинный кратер	2–6 мин	Одиночные парогазовые выбросы на высоту 300–500 м	[Иванов и др., 1975] <стр. 36>
1974 г. 23 августа – 7 сентября	Прорыв IV ВВС	20–30 с	Интервал между эксплозиями 20–30 с, начальная скорость бомб размером 0,2–0,3 м – 50–70 м/с	[Иванов и др., 1978] <стр. 91>

Продолжение табл. 2.01 (Приложение)

Дата	Место извержения	Периодичность	Характер событий	Источник сведений
1974 г. 16 сентября	Прорыв IV ВВС	10–12 с	Частота эксплозий 5–6 в минуту, начальная скорость бомб, размером до 0,3 м, доходила до 70–80 м/с	[Иванов и др., 1978] <стр. 92>
1977 г. октябрь–ноябрь	Вершинный кратер	2 ч 40 мин – 4,5 ч	Фонтанирование раскаленной лавы на высоту 150–300 м – обычно в течение 40 мин – 1,5 ч, затем пропадало и возобновлялось через 2–3 ч	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 16 июня	Вершинный кратер	1–2 мин и 5–15 мин	Пульсирующее поступление газа через 1–2 мин и выбросы пепла в интервале 5–15 мин	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 9 июля	Вершинный кратер	30–40 с и 3–5 мин	С 9 до 11 ч взрывы с выбросом пепла на высоту 250–300 м	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 9 июля	Вершинный кратер	15–20 мин	19–23 ч взрывы с выбросом пепла на высоту 50–100 м	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 10 июля	Вершинный кратер	2–3 с 1,5–2 мин 4–5 мин 35–40 мин	Частота взрывов 20–30 в мин, сильные 4–5 мин. Выбросы раскаленной лавы каждые 1,5–2 мин, наиболее мощные из них через 35–40 мин	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 19 июля	Вершинный кратер	4–5 мин	С 17 ч наиболее мощные газовые выбросы	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 20 июля	Вершинный кратер	3 с и 2–3 мин	Частота взрывов с выбросом раскаленного материала не превышала 18–20 в минуту. Наиболее мощные на высоту 400 м через 2–3 мин	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 26 июля	Вершинный кратер	40–50 с и 3–5 мин	Взрывы с выбросом пепла отмечались через 40–50 секунд. Через 3–5 минут наблюдались выбросы более крупного материала»	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 2–4 августа	Вершинный кратер	1 с и 40–50 мин	Каждую секунду взрывы раскаленного лавового материала на 100–150 м. Через 40–50 мин сильные взрывы	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 7 августа	Вершинный кратер	6–8 мин и 35–40 мин	Фонтанирование раскаленной лавы через 6–8 мин, наиболее мощные фонтаны каждые 35–40 мин на высоту 250–300 м	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 8 августа	Вершинный кратер	3–5 мин и 10–12 мин	Взрывы с выбросом раскаленного материала через 3–5 мин, наиболее сильные взрывы каждые 10–12 мин	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 22 августа	Вершинный кратер	20–30 с 42–55 мин	Чередование активной – 30–40 мин (2–3 выброса в мин) и спокойной фазы – 12–15 мин	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 2 сентября	Вершинный кратер	2–3 мин	Слабые выбросы раскаленного материала	Материалы И.Т. Кирсанова
1978 г. 10 сентября	Вершинный кратер	12–15 мин	Фонтанирование раскаленной лавы	Материалы И.Т. Кирсанова

Продолжение табл. 2.01 (Приложение)

Дата	Место извержения	Периодичность	Характер событий	Источник сведений
1978 г.	Вершинный кратер	2–3 мин	«...через 2–3 мин выбрасывался парогазовый столб, нагруженный пеплом; ...»	[Виноградов и др., 1985] <стр. 5>
1983 г. 23 марта	Прорыв Предсказанный, шлаковый конус	3–5 с	«Взрывы следовали с интервалом 3–5 с.»	[Хренов, Озеров и др., 1985] <стр. 7>
1983 г. 27 марта	Вершинный кратер	10–15 мин	Последовательность между подсветками	[Хренов, Озеров и др., 1985] <стр. 18>
1983 г. 5 апреля	Вершинный кратер	10–15 мин	Свечение в кратере, интервал между сполохами	[Хренов, Озеров и др., 1985] <стр. 18>
1983 г. апрель	Прорыв Предсказанный	3,5–6 суток	Чередование интервалов активности (от нескольких часов до 2 суток) и пауз в извержении (3–4 дня)	Хренов, Озеров и др., 1985 <стр. 8–9>
1983 г. 30 апреля	Прорыв Предсказанный	5,5–7,5 мин	Периодический характер движения вулканогенного селя, образованного тальными водами	[Виноградов и др., 1985] <стр. 15–16>
1983 г. 31 мая	Прорыв Предсказанный, шлаковый конус	20–27 мин	Колебания уровня лавы на истоке	Хренов, Озеров и др., 1985 <стр. 10–11>
1983 г. 10 июня	Прорыв Предсказанный, шлаковый конус	3–4 с	Последовательность взрывов	Хренов, Озеров и др., 1985 <стр. 11>
1983 г. 19 июня	Прорыв Предсказанный, шлаковый конус	35–47 мин	Пульсация расхода лавы на истоке	[Хренов, Озеров и др., 1985] <стр. 16>
1984 г. 18 июля	Вершинный кратер	5–8 ч	Усиления и ослабления в режиме фонтанирования через 5–8 часов. Во время усиления высота фонтанов 500 м	Материалы А.Ю. Озерова
1984 г. 20 июля	Вершинный кратер	2 с	Каждые 2 с снизу вверх – по струе раскаленных бомб проскакивала более плотная, более яркая, более интенсивная порция	Материалы А.Ю. Озерова
1984 г. 30–31 июля	Вершинный кратер	5 ч 30 м – 6 ч	Фонтанирование раскаленных бомб	Материалы А.Ю. Озерова
1984 г. 4 августа	Вершинный кратер	3 с	Пульсации в струе раскаленных бомб	Материалы А.Ю. Озерова
1984 г. 14 августа	Вершинный кратер	6 ч	Периодическое фонтанирование раскаленных бомб	Материалы А.Ю. Озерова

Таблица 2.03 (Приложение)

Полный набор периодов, соответствующих спектральным максимумам
в диапазоне от 36 ч до 40 мин, во время извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг.

Интервал времени	Период (№ пика)*																						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
<i>1984 г.</i>																							
I. 19.06–02.07	34:45	25:00	16:30		12:15	8:23	6:32	4:09	3:30	2:51	2:25			1:51	1:38		1:25	1:18	1:11	1:03	0:55:30	0:46:30	0:40:00
II. 03.07–06.07					11:45		6:32	4:25	3:32		2:25		2:03	1:48	1:36		1:24	1:15	1:09	1:03	0:57:00	0:45:00	0:40:00
III. 08.07–16.07				15:08		8:15	6:15	4:08	3:41	3:05	2:28		2:08	1:54	1:39		1:24	1:15		1:05	0:55:30	0:48:00	0:40:00
IV. 17.07–22.07					12:38		5:50	4:02	3:20	3:00	2:32	2:18	2:07	1:48	1:39		1:25	1:18		1:05	0:54:00	0:49:30	0:40:00
V. 23.07–28.07 29.07–15.08 16.08–19.08				15:23	12:35		5:51	4:09	3:27		2:35	2:21	2:11	1:53			1:23	1:15			0:55:30		
	36:00	23:00	18:00	14:00	12:00	8:23	5:30	4:15	3:20	2:45	2:30		2:02	1:47		1:30		1:13		1:06	0:55:30	0:46:30	0:40:00
						8:30	5:15	4:05		2:48	2:25			1:45		1:30		1:19		1:06	0:58:30	0:45:00	0:42:00
<i>1983 г.</i>																							
31.01–10.02					12:30	8:15	6:15	4:30	3:34	3:03	2:45	2:17	2:00		1:38	1:31			1:08		0:54:00		0:43:00
15.02–16.02					12:30	8:15	6:15	4:30	3:34	3:03	2:45	2:17			1:38				1:10			0:49:00	0:40:00
16.02–20.02							6:06		3:41	3:09	2:34	2:15	2:00	1:46	1:35		1:24	1:15			0:56:00	0:45:00	0:40:00

* Числовые значения в ячейках разделены двоеточием и представлены в двух форматах – ч:мин и – ч:мин:с.

Таблица 2.04 (Приложение)

Полный набор периодов,
соответствующих спектральным максимумам в диапазоне от 40 до 4 мин,
во время извержений Ключевского вулкана 1984 г.

Интервал времени	Период (№ пика)												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1984 г.													
03–07ч 23.06			28м00с				12м09с		9м42с		7м42с	6м47с	4м27с
15–19ч 25.06	40м			20м36с		14м06с			9м36с		7м00с	6м06с	
15–19ч 29.06		34м12с	27м00с		17м12с		12м06с		9м30с		7м45с	6м36с	
20–24ч 18.07	40м					14м48с			9м30с		7м24с	6м24с	
00–04ч 31.07	40м			23м00с	16м36с		12м00с		9м30с	8м18с	7м00с	6м06с	
08–12ч 02.08				21м00с				11м06с			7м36с	5м54с	
22ч 07.08 – 03ч 08.08		32м00с			17м00с		12м30с		9м30с	8м12с	6м54с	5м48с	
23ч 13.08 – 03ч 14.08				21м42с		14м24с		11м06с		8м30с	7м24с	6м24с	
23ч 22.08 – 03ч 23.08	38м60с			18м30с			12м48с		9м18с		7м12с	5м48с	4м42с

Таблица 2.05 (Приложение)

Полный набор периодов,
соответствующих спектральным максимумам в диапазоне от 6 мин до 40 с,
во время извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 г.

Интервал времени	Период (№ пика)													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1984 г.														
03–04ч 23.06			3м34с	2м21с		1м37с		1м20с			1м04с		50с	
23–24ч 25.06		4м32с	2м57с	2м25с	1м54с	1м34с		1м21с	1м11с		1м03с	57с	52с	47с
07–08ч 05.08			3м23с	2м12с		1м40с			1м10с		1м04с	58с	40с	46с
09–10ч 05.08	6м09с		3м07с								1м06с	56с	51с	46с
01–02ч 23.08	6м10с		3м05с	2м20с	1м58с	1м37с	1м28с	1м22с	1м11с	1м08с	1м04с		53с	
1983 г.														
00–01ч 01.02		4м20с	3м04с		1м58с	1м37с	1м26с							
00–01ч 03.02			3м20с	2м36с	1м58с	1м42с	1м30с			1м08с				
00–01ч 06.02			3м20с	2м36с	2м02с	1м40с	1м32с			1м08с				

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	7
Глава 1. КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН – МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ИЗВЕРЖЕНИЯ, ПИТАЮЩАЯ СИСТЕМА	13
1.1. Преамбула	13
1.2. Общие сведения о Ключевском вулкане	13
1.3. Ключевская группа вулканов и ее структурное положение	16
1.4. Ключевской вулкан – морфологические особенности	22
1.5. Геологическое строение Ключевского вулкана	23
1.6. Вершинный кратер Ключевского вулкана и его извержения	26
1.7. Побочные извержения на склонах Ключевского вулкана	29
1.8. Глубинное строение Ключевского вулкана	57
1.9. Заключение по Главе 1	60
Глава 2. ФОРМИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА	61
2.1. Преамбула	61
2.2. Распространенность базальтов и андезибазальтов на Земле	62
2.3. Распространенность базальтов и андезибазальтов на Камчатке	62
2.4. Петрохимические типы базальтоидов Камчатки и их распространенность	65
2.5. Распространенность разных типов базальтоидов на Ключевском вулкане	66
2.6. Представления об образовании островодужных высокоглиноземистых базальтоидов	67
2.7. Представления о генезисе пород Ключевского вулкана	68
2.8. Задачи исследований	71
2.9. Методика исследований пород Ключевского вулкана	72
2.10. Петрохимическая типизация серии пород Ключевского вулкана	81
2.11. Петрохимическая типизация пород в базальт-андезибазальтовой серии Ключевского вулкана	87
2.12. Петрохимические особенности серии пород Ключевского вулкана	91
2.13. Вариации содержания микроэлементов	95
2.14. Петрографические особенности пород Ключевского вулкана	102
2.15. Закономерности поведения силикатных минералов пород Ключевского вулкана	105
2.15.1. Общие замечания по разделу	105
2.15.2. Тренды Сrx, Орх, ОI и РI из высокоглиноземистых андезибазальтов прорыва Юбилейный	105
2.15.2.1. Клинопироксены прорыва Юбилейный	105
2.15.2.2. Ортопироксены прорыва Юбилейный	110
2.15.2.3. Оливины прорыва Юбилейный	111
2.15.2.4. Плагиноклазы прорыва Юбилейный	113
2.15.2.5. Взаимоотношение трендов вкрапленников и микролитов силикатных минералов прорыва Юбилейный	113
2.15.3. Тренды изменения химических составов силикатных минералов, как показатели парагенетических соотношений кристаллических фаз в ВГ-АБ	115
2.15.3.1. Определение начала кристаллизации плагиноклаза по тренду Al_2O_3 -Mg# в клинопироксене	115
2.15.3.2. Определение начала кристаллизации плагиноклаза на тренде SiO_2 -Mg# в клинопироксене	117

2.15.3.3. Определение начала кристаллизации плагиоклаза по трендам Al_2O_3 -Mg# и SiO_2 -Mg# в ортопироксене	117
2.15.3.4. Типоморфные признаки Cpx-трендов, обусловленные появлением и последующей кристаллизацией плагиоклаза	117
2.15.4. Клинопироксен и оливин из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана	118
2.15.4.1. Клинопироксены из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана	119
2.15.4.2. Оливины из высокоглиноземистых андезибазальтовых прорывов Ключевского вулкана	119
2.15.4.3. Сопоставление Mg# клинопироксенов и Fo-составляющей оливинов из высокоглиноземистых-высокомagneзиальных базальтоидов Ключевского вулкана	119
2.15.4.4. Сопоставление Cpx и Ol из высокоглиноземистых андезибазальтов Ключевского вулкана с минералами мантийных ксенолитов	122
2.15.4.5. Общие закономерности поведения силикатных минералов в породах Ключевского вулкана	123
2.16. Устойчивые парагенезисы Ключевского вулкана по результатам исследований твердофазных включений в породообразующих минералах	125
2.16.1. Твердофазные силикатные микровключения	125
2.16.1.1. Минерал-хозяин Ol – включения Cpx и Opx (прорыв Юбилейный)	125
2.16.1.2. Минерал-хозяин Cpx – включения Ol и Opx (прорыв Юбилейный)	127
2.16.1.3. Минерал-хозяин Pl – включения Cpx и Ol (прорыв Юбилейный)	127
2.16.1.4. Минерал-хозяин Pl – включения Cpx и Ol (прорыв Апахончич)	128
2.16.1.5. Заключение о совместной кристаллизации силикатных микровключений и породообразующих минералов ВГ-АБ	128
2.16.2. Твердофазные включения, шпинелиды	128
2.16.2.1. Минерал-хозяин Ol – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)	129
2.16.2.2. Минерал-хозяин Cpx – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)	129
2.16.2.3. Минерал-хозяин Pl – включения Sp и Mgt (прорыв Юбилейный)	129
2.16.2.4. Минерал-хозяин Ol – включения Sp и Mgt (прорывы Апахончич и Булочка), по литературным данным	131
2.16.2.5. Заключение о совместной кристаллизации рудных включений, находящихся в породообразующих минералах из высокоглиноземистых и из высокомagneзиальных базальтоидов Ключевского вулкана	132
2.16.3. Области кристаллизации твердофазных включений (силикатных и рудных) в минерале-хозяине Ol, Cpx и Pl из ВГ-АБ прорыва Юбилейный	132
2.17. Сведения о газовой фазе в породообразующих минералах Ключевского вулкана	134
2.18. Общее заключение об устойчивых минеральных парагенезисах пород Ключевского вулкана	135
2.19. Моделирование формирования серии пород Ключевского вулкана	138
2.20. Механизм формирования серии пород Ключевского вулкана	141
2.20.1. Магмогенерирующая система (выплавление магматических расплавов и их транспорт вверх; интервал глубин 170–32 км)	142
2.20.2. Магмофокусирующая система (концентрирование расплавов в каналах, генезис ГДП-землетрясений, образование верлитов. Интервал глубин 31–27 км)	143
2.20.3. Магмоподводящая система	147
2.20.3.1. Характеристики питающей системы Ключевского вулкана	147
2.20.3.2. Формирование разнообразия расплавов в генеральном магмоводе вулкана, извержение высокоглиноземистых андезибазальтов	149
2.20.3.3. Одноактные каналы побочных извержений, образование серии высокомagneзиальных базальтов – высокоглиноземистых андезибазальтов	150

2.21. Основные выводы по Главе 2.....	151
2.22. Заключение по Главе 2.....	152

Глава 3. ПЕРИОДИЧНОСТИ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

3.1. Преамбула	153
3.2. Периодичности в динамике извержений Ключевского вулкана 1932–1984 гг. (по данным литературных источников и режимных наблюдений).....	155
3.3. Выделение периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана с использованием вулканического дрожания.....	157
3.3.1. Общая характеристика вулканического дрожания	157
3.3.2. Соотношение характеристик низкочастотного вулканического дрожания и параметров базальтовых-андезибазальтовых извержений.....	159
3.3.3. Методика выделения периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана, основанная на использовании записей вулканического дрожания	163
3.3.4. Сейсмические данные	168
3.3.5. Аналитические данные и их обсуждение.....	170
3.3.5.1. Периодичности 1983–1984 гг.	171
3.3.5.2. Влияние лунно-солнечного деформирующего процесса	179
3.3.5.3. Периодичности 1978 г. (ретроспективный анализ)	182
3.3.6. Основные выводы по разделу 3.3	183
3.4. Три группы периодических явлений в эруптивной деятельности Ключевского вулкана.....	184
3.4.1. Периодичность пульсирующего фонтанирования	184
3.4.2. Периодичность стромболианских взрывов	185
3.4.3. Периодичность в динамике фонтанирования	189
3.4.3.1. Соотношение равномерных и периодических режимов извержения	189
3.4.3.2. Учащающаяся периодичность в динамике фонтанирования	192
3.4.3.3. Периодическое фонтанирование Ключевского вулкана по литературным данным (ретроспективный анализ)	196
3.4.3.4. Слоистость шлаковых конусов	198
3.4.4. Характеристики главных типов периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана.....	200
3.4.5. Сравнительный анализ периодичностей в динамике извержений Ключевского вулкана.....	203
3.4.6. Общие представления о причинах периодических явлений	204
3.4.7. Выводы по разделу 3.4	204
3.5. Заключение по Главе 3	206

Глава 4. КОМПЛЕКС АППАРАТУРЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ (КАМБИ) И ПРЕДПОСЫЛКИ ЕГО СОЗДАНИЯ	207
4.1. Преамбула	207
4.2. Исторический обзор литературных данных	208
4.3. Комплекс аппаратуры моделирования базальтовых извержений – КАМБИ.....	216
4.3.1. Основные принципы конструирования лабораторной установки	216
4.3.2. Технические характеристики КАМБИ	217
4.3.3. Моделирующая система КАМБИ	219
4.3.3.1. Моделирующая система в варианте газонасыщенной колонны.....	219
4.3.3.2. Моделирующая система в варианте барботажной колонны	223
4.3.4. Регистрирующая система КАМБИ	224
4.4. Главные конструктивные особенности КАМБИ	225
4.5. Обсуждение технических характеристик КАМБИ	226
4.6. Заключение по Главе 4	227

Глава 5. МЕХАНИЗМЫ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ФОНТАНИРОВАНИЯ, СТРОМБОЛИАНСКИХ ВЗРЫВОВ И ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)	229
5.1. Преамбула	229
5.2. Механизм пульсирующего фонтанирования	230
5.2.1. Экспериментальные исследования (газонасыщенная колонна, $\varnothing_{\text{внутр}} = 50$ мм, $h_{\text{колонны}} = 16,6$ м, $P_{\text{насыщения}} = 1,6$ атм., H_2O , CO_2).....	230
5.2.2. Обсуждение результатов моделирования пульсирующего фонтанирования.....	232
5.2.3. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных	233
5.2.4. Основные выводы (пульсирующее фонтанирование).....	233
5.3. Механизм стромболианских взрывов	234
5.3.1. Экспериментальные исследования (газонасыщенная колонна, $\varnothing_{\text{внутр}} = 18$ мм, $h = 16,6$ м, $P = 1,6$ атм.; барботажная колонна, $\varnothing_{\text{внутр}} = 18$ мм, $h = 15,7$ м, $\varnothing_{\text{пузырьков}} \sim 2,5$ мм).....	234
5.3.2. Обсуждение результатов моделирования стромболианских взрывов	237
5.3.3. Механизм формирования режимов блокированных кластеров и снарядного	238
5.3.4. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных	239
5.3.5. Основные выводы (стромболианские взрывы).....	242
5.4. Механизм периодического фонтанирования	243
5.4.1. Экспериментальные исследования (барботажная колонна, $\varnothing_{\text{внутр}} = 18$ мм, $\varnothing_{\text{пузырьков}} \sim 1$ мм и $\varnothing_{\text{пузырьков}} \sim 2,5$ мм)	243
5.4.2. Обсуждение результатов исследований.....	250
5.4.3. Механизм формирования открытых пузырьковых кластеров.....	253
5.4.4. Сопоставление экспериментальных и вулканологических данных	255
5.4.5. Основные выводы (периодическое фонтанирование).....	259
5.5. Новая схема режимов течения двухфазных смесей в вертикальных колоннах.....	259
5.6. Общее обсуждение всех режимов.....	261
5.7. Заключение по Главе 5	264
Заключение	266
Литература	267
Приложения	285

АЛЕКСЕЙ ЮРЬЕВИЧ ОЗЕРОВ

**КЛЮЧЕВСКОЙ ВУЛКАН:
ВЕЩЕСТВО, ДИНАМИКА, МОДЕЛЬ**

Редакторы:
И.И. Невская, А.Ф. Сашенкова

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16; 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Подписано в печать 19.08.2019
Формат 60×90 ¹/₈. Бумага мелованная 115 г/м
Усл.-печ. л. 54,0. Тираж 600 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК «Идел-Пресс»
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2.



Озеров Алексей Юрьевич – директор Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, доктор геолого-минералогических наук, председатель Ученого совета Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, заведующий лабораторией активного вулканизма и динамики извержений Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, член редколлегии журнала РАН "Вулканология и сейсмология", член Бюро Национального геофизического комитета РАН, председатель Секции вулканологии и химии недр Земли ОНЗ РАН, преподаватель Международной молодежной вулканологической школы.

Окончил Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедру Динамической геологии. Исследовал извержения вулканов – Авачинского, Безымянного, Горелого, Карымского, Ключевского, Шивелуч (Камчатка), Эребус (Антарктида), Килауэа (Гавайи), Стромболи (Италия), а также проводил работы на вулканах Новой Зеландии, Италии, Исландии, Северной Америки, Японии.

От автора, послесловие:

- Меня всегда будоражил детский вопрос: «Как работает вулкан»?
- Вулканы поставляли раскаленный материал для построений.
- Извержения заряжали эмоциональную составляющую мышления.
- Образование обеспечивало профессиональный подход к работе.
- Академия наук Советского Союза, а затем России, предоставила стабильную возможность фундаментальных исследований.
- Удалось прийти к пониманию генетической составляющей вулканизма.
- Все сложилось.
- Надеюсь, что впереди – следующие уровни познания...