

71:04-4/21

Российская академия наук

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
(ИГЕМ РАН)**

На правах рукописи



Хренов Анатолий Петрович

**СОВРЕМЕННЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ
КАМЧАТКИ**

(результаты аэрокосмических и петрологических исследований)

Специальности: 25.00.04 - петрология, вулканология
25.00.36 - геоэкология

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2003 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
I. ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА	
(на примере Ключевского вулкана).....	13
1.1. Изученность Ключевского вулкана в прошлом и в наши дни.	13
1.2. Анализ и хроника исторических извержений Ключевского вулкана	19
1.3. Эруптивный цикл вершинных и побочных извержений Ключевского вулкана в 1984-1990 гг.....	29
1.4. Классификация побочных извержений на склоне стратовулкана.....	43
1.5. Динамика извержения – прорыв Предсказанный (1983 г.).....	45
1.6. Петрография продуктов побочного извержения Предсказанного.....	54
1.7. Редкоземельные и другие редкие элементы в базальтах Ключевского вулкана	67
1.8. Магнезиальные и глиноземистые базальты на Ключевском вулкане, их соотношение и распространение	72
II. ИЗВЕРЖЕНИЯ АРЕАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА	86
2.1. Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ).....	86
2.2. Извержение вулканов группы Туйлы – первое историческое извержение ареального вулканизма на Камчатке	96
2.3. Генетические особенности центрального и ареального вулканизма	104
III. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТОВУЛКАНА.....	108
3.1. Два этапа формирования стратовулкана	108
IV. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА.....	115
4.1. Анализ методов аэрокосмического дистанционного зондирования, их актуальность, принципиальная новизна и перспективность применения в областях современного вулканизма	115
4.2. Дистанционное зондирование в видимом и ИК-диапазонах	126
4.3. Тепловая инфракрасная многоспектральная сканерная съемка (TIMS) в областях современного вулканизма	135

4.4. Радиолокационные методы исследования областей современного вулканизма. Особенности геологического дешифрирования материалов радиолокационных съемок (РЛИ).....	141
4.5. Линеаментный анализ	154
4.6. Структурно-тектонические нарушения на Ключевском вулкане	159
4.7. Динамика лавовых потоков на крутых склонах и попытки искусственного приостановления или изменения направления их движения	165
4.8. Аэрозоли вулканического происхождения	170
4.9. Экологические аспекты активного вулканизма.....	177
4.10. Поиски критериев предвестников катастрофических извержений дистанционными методами	180
ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ	185
ЛИТЕРАТУРА	188

ВВЕДЕНИЕ

Камчатка является уникальным полигоном для вулканологических исследований, здесь присутствуют все известные морфологические формы современного вулканизма.

Современные базальтовые извержения на Камчатке сосредоточены, главным образом, в Ключевской группе вулканов, поэтому автор особенно детально рассматривает в своей работе извержения, которые происходили именно здесь. Это извержения как центрального, так и ареального вулканизма. В региональном плане Ключевская группа вулканов находится в Центральной Камчатской депрессии. Вся эта группа вулканов расположена на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и примыкающей к ним цепи Гавайско-Императорских вулканических гор. Она достаточно хорошо изучена, но ряд вопросов остается нерешенным. В нее входит 11 вулканов, четыре из которых действующие. Это вулканы: Безымянный, Плоский Толбачик, Ушковский и самый высокий и один из самых активных и продуктивных вулканов Евразии – вулкан Ключевской.

Актуальность

Использование методов дистанционного зондирования (ДЗ) в областях современного вулканизма позволило на качественно новом уровне проводить вулканологические исследования. Эффективность методов ДЗ наиболее наглядно продемонстрирована при проведении съемок таких динамичных, труднодоступных и опасных природных объектов, какими являются вулканы во время извержения. Изучение трансформации частиц вулканического аэрозоля, а также переноса аэрозольных частиц на значительные расстояния определили развитие данного нового направления по контролю распространения вулканических облаков для решения проблемы обеспечения безопасности полетов. Методы ДЗ позволяют подойти к проблеме поиска новых критериев предвестников катастрофических извержений, вулканическому районированию и картированию «погребенных структур».

Для построения корректной петрологической модели современного вулканизма необходимо знание многих параметров, в том числе хронологической последовательности поступления магм на поверхность и их принадлежности к тому или иному генетическому типу вулканизма. Автор предлагает вулканы центрального типа (стратовулканы) считать следствием сфокусированного магматизма, а вулканизм ареального типа, представленный

многочисленными шлаковыми конусами (моногенными вулканами) - продуктом рассеянного магматизма. Формами его проявления являются небольшие шлаковые конусы с лавовыми потоками или без них. Структурная, петрологическая и генетическая классификация шлаковых конусов на склонах стратовулканов является одной из первостепенных задач и сохраняет свою актуальность для всех областей вулканологии.

Задачи и направления исследований

Детальные режимные наблюдения на извержениях, включая геолого-петрологические исследования.

Идентификация шлаковых конусов как продуктов центрального или ареального типов вулканизма на склонах Ключевского вулкана.

Проведение специальных (для подспутниковых экспериментов) полевых исследований, являющихся фундаментом, на который опираются современные методы дистанционного зондирования земной поверхности.

Проведение, обработка и анализ материалов аэрокосмического дистанционного зондирования действующих вулканов.

Исследование возможностей методов дистанционного зондирования для эффективного аэрокосмического мониторинга в областях современного вулканизма.

Изучение экологических последствий активного вулканизма, как возможного источника загрязнения окружающей среды тяжелыми токсичными металлами.

Научная новизна

Сочетание традиционных вулканологических методов исследования и дистанционного зондирования действующих вулканов позволило автору получить принципиально новые данные по современным базальтовым извержениям Камчатки.

Впервые выделены и идентифицированы все шлаковые конусы на склонах Ключевского вулкана как продукты центрального или ареального вулканизма.

Впервые получены принципиально новые материалы аэрокосмического зондирования действующих вулканов Камчатки и выполнена их обработка. Все первичные материалы проведенных совместных российско-американских исследований по вулканам Камчатки представлены в электронном виде и записаны на 4-х CD-ROM (Kamchatka: Compiled Volcanology).

Созданы новые оригинальные цифровые карты масштаба 1:100000 вулканов Ключевской группы и Ключевского вулкана. На них отображены все современные лавовые потоки, показаны и идентифицированы шлаковые конусы центрального и ареального вулканизма, дана их "послойная" петрохимическая характеристика, указан возраст, составлена структурно-тектоническая схема восточного и северо-восточного склонов Ключевского вулкана.

Построена трехмерная цифровая модель извержения 1975 г. Новых Толбачинских вулканов (БТТИ, Северный прорыв) с наложением на нее данных аэрокосмических съемок.

Предложена двухэтапная модель формирования базальтовых стратовулканов.

Впервые отобраны пробы аэрозолей вулканического происхождения, установлена их «химическая специализация» для вулканов Ключевской, Шивелуч, Мутновский. Показано наличие в аэрозольных частицах химических элементов, при определенных условиях, относящихся к токсичным: Cd, Ti, Zn, Cr, Sn и др. Учитывая огромные массы выноса аэрозолей вулканического происхождения в атмосферу, их можно рассматривать как серьезный источник загрязнения окружающей среды тяжелыми токсичными металлами.

В работе автора получило новое направление – космическая вулканология. Разработано новое научное направление – комплексный (наземный и аэрокосмический) мониторинг действующих вулканов. В результате решена важная научная проблема – выявлены принципиальные условия и механизм формирования шлаковых конусов на склонах действующего вулкана-гиганта Ключевского как результат проявления центрального и ареального типов вулканизма.

Защищаемые положения

- 1. Установлено, что для выявления тектонических структур, мониторинга вулканической деятельности и контроля над их катастрофическими процессами наиболее эффективны методы дистанционного зондирования в инфракрасном (ИК) и микроволновых (СВЧ) диапазонах длин волн.**

Дистанционные методы наиболее информативны при изучении структур земной коры. Показано, что при съемке в инфракрасном диапазоне длин волн (8-12 мкм) хорошо дешифрируются лавовые потоки различного петрохимического состава и возраста, а также термоаномалии в кратерах и на склонах вулканов. Методы радиолокации позволяют

хорошо дешифрировать современные лавовые потоки в L-диапазоне (23 см) даже на крутых склонах вулканов. На качество съемки не влияют погодные условия, что особенно важно в условиях Камчатки и Курильских островов. В комплексе с вулканологическими исследованиями методы ДЗ позволяют надежно оценивать масштаб и экологический эффект последствий извержения.

Результаты обработки автоматизированного линейного анализа, выполненного по материалам аэрокосмических съемок, позволяет существенно уточнить положение тектонических нарушений на склонах вулкана.

2. В результате применения комплексных методов, включающих обработку данных дистанционного зондирования, полевые исследования, анализ петрохимических и геофизических данных, установлено, что формирование Ключевского вулкана и шлаковых конусов на его склонах происходит в результате сочетания двух типов вулканизма: центрального и ареального, имеющих разные магматические источники.

Извержения центрального типа происходят из одного сфокусированного центра по системе питающих трещин из периферических очагов и магматических камер. Эти трещины образуют переплетение, ограниченное пространством внутри "магмоподводящего канала". Если магма достигает центрального кратера, происходят вершинные извержения. Когда магма внедряется в тело вулкана по радиальным трещинам, на его склонах происходят побочные извержения, химический состав пород которых сходен с таковыми вершинного кратера.

При ареальном вулканизме поступление магмы происходит с больших глубин по рассеянной системе питающих трещин с образованием шлаковых конусов. Под Ключевским вулканом существуют два независимых источника магм – магнезиального и глиноземистого составов. Их проявление отражается в продуктах извержения соседствующих друг с другом шлаковых конусов на склонах Ключевского вулкана. Базальты глиноземистого состава вершинного кратера и побочных прорывов – продукты центрального вулканизма, а магнезиальные базальты шлаковых конусов на склонах Ключевского вулкана – продукты ареального вулканизма.

3. Вариации химического состава в магнезиальных базальтах ареальной зоны Ключевского вулкана определяются взаимодействием двух основных типов базальтовых магм – высокомагнезиальных и глиноземистых.

Извержение вулканов группы Туйлы на склоне Ключевского вулкана – первое историческое извержение ареального вулканизма на Камчатке. Оно начиналось (Киргурич) с магнезиальных базальтов и закончилось высокомагнезиальными. Базальты промежуточного магнезиального состава оставались практически постоянными только в ходе извержения конуса Туйла. Следующее новое извержение эруптивного центра (Биокось) начиналось также с магнезиальных, а закончилось высокомагнезиальными базальтами. При этом вариации химического состава лав не коррелируются с объемом изверженного материала.

Извержение 1938 года на склоне Ключевского вулкана представляет собой сложное сочетание двух типов вулканизма. Верхние взрывные эруптивные центры (группы Козея) относятся к вулканизму центрального типа. Они генетически связаны с Ключевским вулканом. Нижний конус Билокай генетически связан с ареальным типом вулканизма. Смещение магнезиальных и глиноземистых магм может происходить при изменении тектонической обстановки и, как следствие, инъекции магнезиальной магмы в периферические очаги с глиноземистым расплавом.

4. В процессе формирования стратовулканов выделено два этапа: первый – преимущественно эксплозивный с образованием шлаковых конусов; второй – эксплозивно-интрузивно-эффузивный с образованием вулканических построек, сложенных в разрезе чередованием пирокластического материала, силлов, даек и лавовых потоков.

Общепризнанно, что конусы вулканов центрального типа образованы чередующимися слоями лавовых потоков и пирокластического материала. Автором предлагается принципиально иное объяснение «послойного» строения стратовулканов.

На первом этапе после раскрытия трещины и декомпрессии при высоком коэффициенте эксплозивной активности формируется предельно возможных размеров, шлаковый конус правильной (классической) формы склоны которого имеют угол, порядка 35° , естественный для сыпучих материалов. Его внутреннее строение состоит из неоднородных слоев пирокластики: пепла, шлаков, туфов и вулканических бомб. Послойная неоднород-

ность внутри конуса дополнительно создается за счет разной степени «спекаемости» шлаков и вторичного разогрева внутри постройки.

На втором этапе на фоне продолжающихся эксплозивных извержений вершинного кратера в постройку вулкана по границе неоднородных слоев пирокластического материала происходит межпластовое, субпараллельное внедрение магмы в виде многочисленных силлов и даек. Оно почти всегда сопровождается вулканическим сейсмическим дрожанием. По этим трещинам магма не всегда достигает земной поверхности и застывает в виде даек. Инъекции магмы «цементируют» конус вулкана. В дальнейшем, при частичном разрушении вулкана, они нередко принимаются как напластования лавовых потоков среди пирокластического материала. Одновременно с внедрением силлов и образованием даек, или чередуясь с ними, происходит излияние лавовых потоков, которые придают постройке вулкана асимметричную форму.

Практическая значимость работы

Разработаны эффективные приемы использования методов ДЗ, позволяющие в комплексе с вулканологическими исследованиями выполнять эффективный мониторинг извержений вулканов и других природных катастроф, прогнозировать возможный сценарий развития событий, оценивать масштаб и экологический эффект последствий извержения. Методы ДЗ имеют важнейшее значение для контроля за распространением пепловых облаков с целью обеспечения безопасности полетов в Северном регионе Тихого океана.

Объем и структура работы

Диссертация имеет 210 страниц, состоит из введения, четырех глав, заключения, 16 таблиц и 92 рисунков, сопровождается списком литературы и приложением.

Фактический материал

В основу диссертации положены материалы многолетних исследований автора на действующих вулканах Камчатки и Курильских островов.

Работа базируется на фактическом материале и опыте, полученном автором в процессе исследований действующих вулканов Курило-Камчатской островной дуги. В течение 25 лет автор принимал участие или возглавлял работы по изучению более 30 извержений:

Карымского (1970-1971, 1978-1980), Алаида (о.Атласова, 1972), Тяти (о. Кунашир, 1973-1974), Чикурачки (о.Парарамушир, 1973,1986), Большого трещинного Толбачинского извержения (1975), Пика Сарычева (о.Матуа, 1976), Горелого (1980), Безьянного (1981), Ключевского (1983-1990 гг.). Кроме того, автором изучался современный вулканизм Питона- де -ля -Фурнез (о.Реюньон,1985) и Килауэа (о.Гавайи, 1990).

С развитием дистанционных методов исследований Земли из космоса и проведением самолетных подспутниковых экспериментов открылись новые возможности вулканологии. Их начало было положено автором в ИГЕМ РАН в 1993 году.

Успешное выполнение уникального совместного российско-американского аэрокосмического эксперимента по вулканологии, который проводился в 1993-1996 гг. в рамках Совместной Рабочей группы “Науки о Земле” между Россией и США в соответствии с межправительственным соглашением между РАН и НАСА, заложило основу для дальнейшего изучения областей современного вулканизма методами дистанционного зондирования. При проведении аэросъемочных работ использовались данные измерений самолетов-лабораторий Лиерджет-23 (США/НАСА) и российских Ан-30, Ан-24 (МО РФ), Ту-154М-ЛК (РГНЦ ЦП им. Ю.А.Гагарина), Ил-24Н (ИНГАРИ), кроме того, использованы аэрокосмические данные с космических аппаратов “Алмаз-1”, “Мир”, “Ресурс-Ф”, SPOT, Landsat, Shuttle (SIR-C). Для привлечения сравнительного материала использованы литературные источники и материалы аэрокосмических съемок, которые включают новые данные радиометров ASTER, MODIS, полученные американскими коллегами. Автор осуществлял планирование, руководство и непосредственно участвовал во всех проводимых исследованиях.

Публикация и апробация работы

Основные защищаемые положения изложены в монографии, нескольких сборниках и более чем в 50 публикациях и докладывались на различных совещаниях и симпозиумах, в том числе, на V и VI Всесоюзных вулканологических совещаниях (1974,1980), на ежегодных Генеральных ассамблеях Интернациональной Ассоциации по вулканологии и геохимии недр Земли (IAVCEI: Новая Зеландия (1986), Япония (1987), США (1989), Германия (1990); на XXVIII Международном Геологическом Конгрессе в США (1989), на заседаниях вулканологических Обсерваторий в США (Гавайи 1991), в Каскадных горах (Ванкувер,1992) и на Аляске (Анкоридж,1992), на Интернациональной авиационной выставке и конференции по дистанционному зондированию (ERIM) в США (1996), Второй Всероссийской научно-

практической конференции МЧС России, Москва (1997), на 13-ом Международном симпозиуме по применению дистанционных методов в геологии, Канада (1999), на Всероссийской Научной Конференции «Дистанционное зондирование земных покровов и атмосферы аэрокосмическими средствами» Муром (2001), неоднократно в Лаборатории реактивного движения США, JPL/NASA (1989,1991,1994,1999), ИГЕМ РАН и др.

Благодарности

Автор постоянно ощущал дружескую поддержку своих товарищей: В.А.Дрознина, В.Н.Двигало, Н.Е.Литасова, М.Д.Лесных, И.Л.Ототюк, В.И.Иванченко, А.А.Важеевской, А.М.Чиркова, О.Н.Волынца, И.А.Меняйлова, Д.И.Фрих-Хара, В.М.Дудченко, В.Н.Андреева, А.Ю.Озерова, Я.Д.Муравьева, В.А.Подтабачного, И.А.Маркова, которых благодарит или с благодарностью вспоминает.

Автор особо благодарен своим старшим товарищам и наставникам – академику С.А.Федотову и профессору С.И.Набоко, которые в течение 30 лет постоянно внимательно относились к проводимым автором исследованиям.

Автор искренне признателен своим коллегам, которые поддержали новое направление в исследованиях и своим участием помогли им перейти на новый качественный уровень - изучение вулканов методами дистанционного зондирования. Без поддержки и участия академиков Н.П.Лаверова, О.А.Богатикова, летчика-космонавта В.А.Джанибекова, генерал-майора авиации В.Б.Захарьина, А.М.Новикова, высококлассных специалистов в области обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования: А.Н.Блинкова, В.В.Зайцева, В.Е.Шкарина, Б.Н.Мещерякова – проведение таких исследований было бы просто невозможно.

Большое влияние на результаты работы оказали дискуссии с академиком В.И.Коваленко, д.г.-м.н. И.В.Мелекесцевым, д.г.-м.н. А.В.Колосковым, д.г.-м.н. Р.М.Лобацкой, д.г.-м.н. А.М.Курчавовым, д.г.-м.н. В.В.Ярмолюком, д.г.-м.н. О.А.Луканиным, д.г.-м.н. В.Н.Шараповым, д.г.-м.н. Г.Н.Аношиным, д.ф.-м.н. В.В.Козодеровым, д.т.н. Н.А.Армандом, к.г.-м.н. И.С.Красивской, к.г.-м.н. А.В.Самсоновым.

Автор также выражает признательность своим зарубежным коллегам: докторам: Dave Pieri (JPL/NASA), Dan Miller, Tom Miller, John Lockwood (USGS), которые принимали активное участие в проведении совместных исследований и активно их поддерживали.

Подавляющее большинство всех химических анализов образцов, собранных автором и его коллегами, выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканоло-

логии ДВО РАН химиком-аналитиком А.М.Округиной, а анализы минеральных фаз и вулканического стекла на микрозонде «САМЕВАХ» были сделаны А.Н.Ананьевым и Т.М.Философовой.

Автор также выражает признательность за помощь в оформлении и подготовке иллюстраций и текста к.г.-м.н. М.М. Богиной, А.Б. Лексину, Т.М. Махановой, Е.М. Федоровой.

Особую благодарность автор выражает своему отцу – Петру Михайловичу Хренову за наставления и определение выбранного пути и жене Татьяне за долголетнее терпение жизни на Камчатке.

1. ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

(на примере Ключевского вулкана)

1.1. Изученность Ключевского вулкана в прошлом и в наши дни

Камчатка является уникальным полигоном для вулканологических исследований, т.к. здесь присутствуют абсолютно все известные формы молодого вулканизма.

В региональном плане Ключевская группа вулканов находится в Центральной Камчатской депрессии. Вся эта группа вулканов расположена на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и примыкающей к ним цепи Гавайско-Императорских вулканических гор (рис.1.1). Такое положение является уникальным для вулканов островных дуг. Она достаточно хорошо изучена, но ряд вопросов остается нерешенным. В нее входит 11 вулканов, четыре из которых действующие (рис.1.2). Это вулканы Безымянный, Плоский Толбачик, Ушковский и самый высокий и один из самых активных и продуктивных вулканов Евразии – вулкан Ключевской. Его высота более 4800 м, средняя скорость выноса ювенильного вещества базальтового состава у него за последние 70 лет составляет около 60 млн. т в год.

Самая замечательная группа вулканов на Камчатке – Ключевская – писал в 1935 году академик А.Н.Заварицкий.

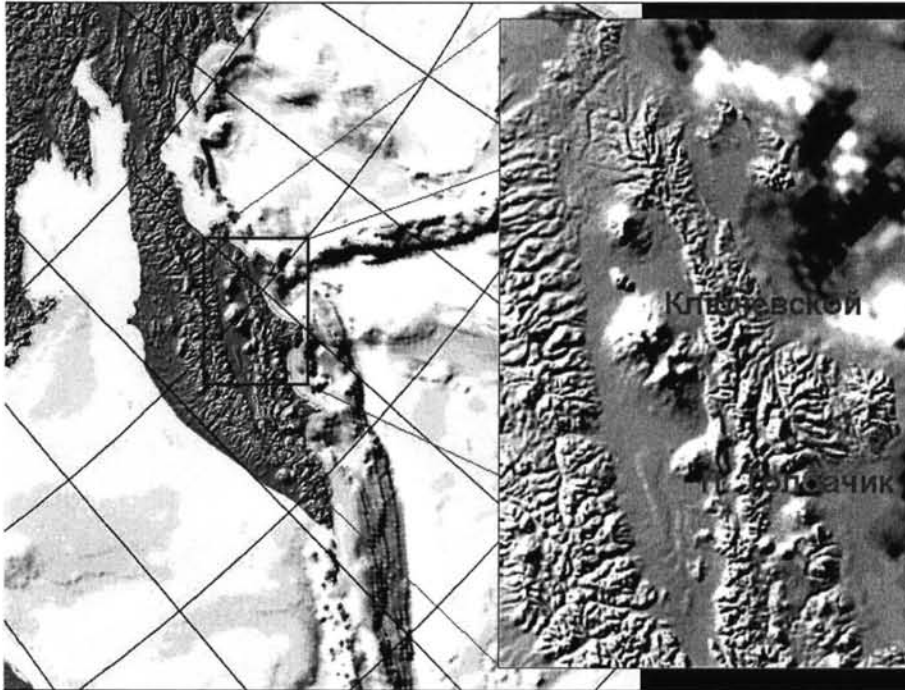


Рис. 1.1. На стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и примыкающей к ним цепи Гавайско-Императорских вулканических гор расположена Ключевская группа вулканов

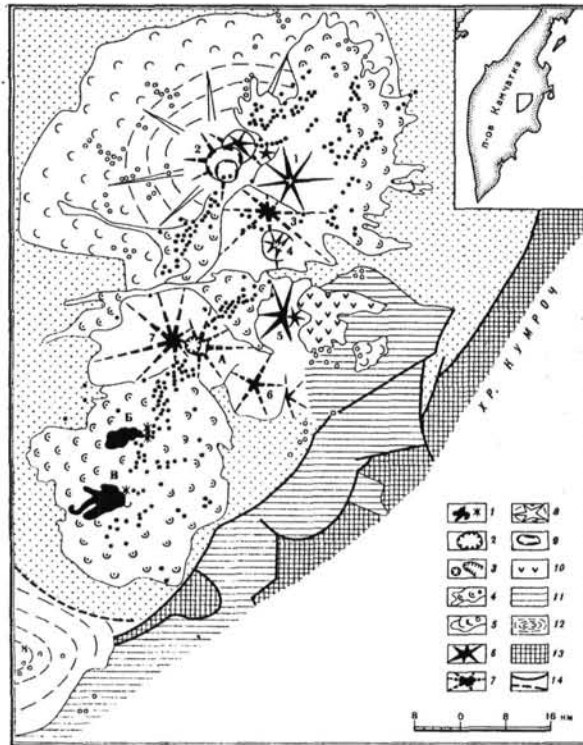


Рис. 1.2. Схематическая карта Ключевой группы вулканов. Номерами обозначены вулканы: 1 – Ключевской; 2 – Ушковский; 3 – Камень; 4 – Безымянный; 5 – Острая Зимица; 6 – Большая Удина; 7 – Острый Толбачик. Условные обозначения: 1 – лавовые потоки Северного (Б) и Южного (В) прорывов БТТИ; 2 – новая кальдера обрушения на вершине вулкана Плоского Толбачика; 3 – кратеры; 4 – современные и голоценовые шлаковые конусы и лавовые потоки; 5 – позднеплейстоценовые шлаковые конусы и лавовые потоки; 6 – голоценовые стратовулканы; 7 – молодые стратовулканы, 8 – щитовой вулкан в основании вулканов Крестовского и Ушковского; 9 – голоценовые кальдеры; 10 – вулкан Горный Зуб; 11 – лавовые плато; 12 – щитовой вулкан Николка; 13 – породы фундамента; 14 – тектонические нарушения.

Ниже приводятся космические снимки (рис.1.3 и 1.4) Ключевой группы вулканов, полученные с космического аппарата SPOT.



Рис. 1.3. Космический снимок Ключевой группы вулканов (SPOT). Вулканы: 1 – Ключевской, 2 – Крестовский, 3 – Ушковский, 4 – Камень, 5 – Безымянный, 6 – Зимица, 7 – Удина, 8 – Острый Толбачик, 9 – Плоский Толбачик. А – Новые Толбачинские вулканы.

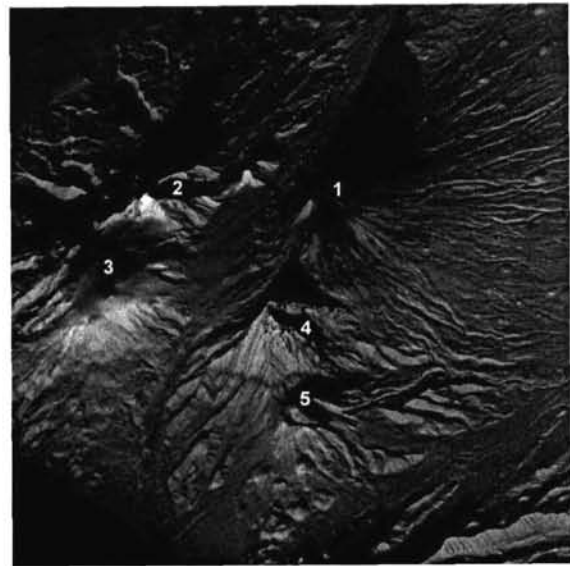


Рис. 1.4. Космический снимок Ключевой группы вулканов (SPOT). Вулканы: 1 – Ключевской, 2 – Крестовский, 3 – Ушковский, 4 – Камень, 5 – Безымянный.

Первыми сведениями о Ключевской сопке, относящимися к 1697 году, мы обязаны первооткрывателю Камчатки казачьему атаману Владимиру Атласову. Первопроходцы земли Камчатской и все те, кому в последующие годы посчастливилось наблюдать и исследовать вулканы Ключевской группы, единодушно отмечали величественный и совершенный по форме Ключевской вулкан и что он не идет ни в какое сравнение по своей красоте с каким-либо другим прославленным вулканом мира (рис.1.5).



Рис. 1.5. Правильный конус самого высокого (4800 м) и продуктивного (60 млн.т/год) действующего вулкана Евразии – Ключевской.

В изучение Ключевского вулкана большой вклад внесли К.Дитмар (1901), первый академик С.П.Крашенинников (1949), А.Н.Заварицкий (1935), В.И.Влодавец (1940), С.И.Набоко (1947), А.А.Меняйлов (1947), В.С.Кулаков, В.Ф.Попков, А.Е.Святловский (1948), Б.И.Пийп (1956, 1958), А.А.Былинкина, Г.С.Горшков (1954-1956), И.И. Гущенко (1960), Е.К.Мархинин (1970), И.Т.Кирсанов (1968) В.А.Ермаков (1977) и др.

Многие ученые-современники начинали свое восхождение к вершинам науки через восхождение на Ключевской вулкан. К ним по праву относятся: В.И.Влодавец, С.И.Набоко, А.А.Меняйлов, Б.И.Пийп, Е.К.Мархинин, И.Т.Кирсанов, В.А.Ермаков и др.

У истоков отечественной вулканологии стояли выдающиеся ученые – академики Ф.Ю.Левинсон-Лессинг и А.Н.Заварицкий. Они придавали большое значение вулканологии среди наук о Земле. Определили основные направления ее развития, способствовали достижению достойного положения в мировой вулканологии. По их инициативе в 1935 году была создана Камчатская вулканологическая станция АН СССР в поселке Ключи. Директором станции был назначен Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, ее начальником В.И.Влодавец.

В течение первого десятилетия (1935-1945 гг.) станция была единственным вулканологическим учреждением. Основные работы на станции были сосредоточены на изучении Ключевской группы вулканов – крупнейшего вулканического и магматического центра в мире. Результатом систематических исследований сотрудников Вулканологической станции в 1935-1945 гг. явилось издание четырех монографий: В.И.Влодавца и Б.И.Пийпа – о вулканах Ключевской группы, А.А.Меняйлова – об извержении Ключевского вулкана в 1937-1938 гг. и монография С.И.Набоко об извержении побочного кратера Билюкая в 1938 году. Отечественная наука обогатилась исследованиями по геологии динамики вулканических процессов, классификации вулканических явлений.

Фундаментальная сводка об истории развития Ключевского вулкана была сделана Б.И.Пийпом (1956) более 40 лет назад, где дано подробное описание пароксизмального вершинного и побочного извержений в 1944-1945 гг. Им очень детально и тщательно изучено и описано терминальное и побочное извержение Ключевского вулкана в 1944-1945 гг. В своей работе он провел анализ исторических извержений вулкана, начиная с 1697 г. Вслед за В.И.Влодавцем (1940) он относил все известные на то время исторические извержения, которые произошли на склонах, к побочным кратерам.

По характеру распределения, особенностям излияния лавы и химическому составу все шлаковые конусы в Ключевской группе вулканов Б.И.Пийп (1956) объединял в две группы: региональную зону, приуроченную к вулканам центрального типа, и фокальную – связанную с очагами отдельных вулканов – гигантов, предполагая, что основание (фундамент) вулканов всей Ключевской группы представлен мегаплагиофировыми глиноземистыми базальтами. Причем, и те и другие шлаковые конусы зачастую располагаются бок о бок на склонах вулканов (Пийп, 1956., стр.58, 62). Действительно, на склонах Ключевского вулкана расположено более 60 шлаковых конусов с лавовыми потоками или без них (рис.1.6).



Рис. 1.6. Ключевская группа вулканов. На восточном склоне Ключевского вулкана находится большое количество шлаковых конусов – результат извержений центрального и ареального вулканизма.

Извержение 1932 г. (группы Туйла) на склоне вулкана Б.И.Пийп считал первым достоверным историческим извержением на Ключевском вулкане, считая, что с этого времени вулкан вступил в новую стадию.

Необходимо отметить, что условия проведения исследований на Ключевском вулкане в 1930-1950 гг. были невероятно сложными. Требовалось большое личное мужество и самоотверженность при проведении полевых работ. Особенно зимой, когда добраться до места извержения можно было только исключительно на собачьих упряжках. Опыта изучения извержений тогда еще было недостаточно но, несмотря, на все эти объективные трудности – результаты их исследований и обобщений по глубине и детальности были просто потрясающими.

Изучение такого вулкана как Ключевской, происходит, как правило, в экстремальных условиях: работа на больших высотах, суровые климатические условия, частые извержения, приводили иногда к трагическим последствиям. При проведении исследований на вулкане погибли:

- в 1951 году – вулканолог Алевтина Былинкина,
- в 1970 году – гляциолог Андрей Иванов,
- в 1983 году – геодезист Юрий Скуридин,
- в 1986 году – телеметрист Игорь Логинов,

после длительной работы на кратере Ключевского вулкана в 1987 году после болезни сердца умер кинооператор Владимир Иванченко, постоянный участник многих вулканологических экспедиций на извержениях вулканов Камчатки и Курил. Много замечательных ученых-естествоиспытателей в разные годы и с разной степенью детальности изучали Ключевской вулкан. Имена некоторых из них увековечены в названиях шлаковых конусов на склонах вулкана.

При описании вершинного пароксизмального извержения Б.И.Пийп (1956) несколько преувеличил масштаб и последствие этого извержения. Объем изверженного материала по данным В.И.Мелекесцева и О.А.Брайцевой (1984) не так велик. Образование трех желобов (Крестовский, Козыревский, и Апахончичевский) на склонах вулкана, были названы Б.И. Пийпом – шарра (по аналогии с вулканом Стромболи), как образование вследствие "долбежки" склона вулкана рыхлым раскаленным материалом (стр.154). В своих работах автор никогда не использовал термин шарра, и как показали последующие исследования И.В.Мелекесцева и В.Н.Двигало (1999), этот термин в применении к Ключевскому вулкану оказался неудачным.

После извержения 1944-1945 гг. каменный материал, который находился в распоряжении Б.И.Пийпа, был недостаточным. Надо отметить, что Б.И.Пийп сомневался в ювенильности образцов из вершинного кратера.

Б.И.Пийп первым детально описал и объяснил динамику движения глыбового лавового потока. А при детальном петрографическом описании отдельных порций потока отметил, что ближе к фронту потока происходит увеличение размеров фенокристаллов плагиоклаза. Кроме того, им детально изучены ксенолиты и включения в лавах Ключевского вулкана. Базальты с очень крупными вкрапленниками плагиоклаза были названы им – мегаплагиофировыми.

Наиболее широкая программа исследований была осуществлена в начале 80-х годов, когда в Институте вулканологии ДВО РАН была создана комплексная геолого-геофизическая экспедиция. (Научный руководитель – академик С.А.Федотов, начальник экспедиции – автор). В задачи экспедиции (1984-1991 гг.) входило:

- проведение специальных вулканологических исследований, которые включали мониторинг динамики извержений, одновременный отбор режимных образцов с лавовых потоков, бомб и пирокластического материала, детальное петрохимическое опробование постройки вулкана, и так же всех шлаковых конусов и лавовых потоков на его склонах (А.П.Хренов),

- проведение тефрохронологических исследований. Было выкопано большое количество шурфов, с целью определения интервала возрастов для большинства шлаковых конусов на склоне вулкана. (О.А.Брайцева, В.В.Пономарева, И.В.Мелекесцев),
- геофизические работы по изучению внутреннего строения вулкана, включающие сейсмопрофилирование (А.А.Каргопольцев),
- мониторинг вулканического дрожания (Е.И.Гордеев),
- повторные и расширенные геодезические наблюдения на заранее созданном полигоне (Н.А.Жаринов).

Условия работы экспедиции разительно отличались от предшествующих не только современным научным оборудованием, но и техническим оснащением: в распоряжении экспедиции находилось больше десятка спец. машин (ГАЗ-66), вертолеты Ми-8 с экипажами, способными доставлять людей и груз на высоты более 3500 м. Изредка использовался гужевой транспорт. Соответственно и результаты работ были впечатляющими.

Кроме того, в эти годы происходили иногда одновременно извержения на разных гипсометрических уровнях, например в 1977 г.: на склоне (3000 м), выше – 4100 м, и в вершинном кратере (4850 м). При этом удавалось отобрать образцы одновременно из всех этих точек. Аналитическая база и ее возможности несравненно возросли. Появились новые методы в геохимии: определение изотопов, редких и рассеянных элементов, в петрографии – новое поколение микроанализаторов и т. д. Стало возможным выполнение некоторых анализов в лабораториях ведущих университетов мира. В результате этих исследований изменились некоторые представления о динамике вулканических процессов и масштабах кристаллизационной дифференциации в магмах, участвующих в извержении

Подробные наблюдения за частыми извержениями, многочисленными вулканическими землетрясениями, геодезические измерения деформаций склонов вулкана, сейсмические данные о глубинном строении земной коры под вулканами создали предпосылки для изучения питающей системы и механизма деятельности Ключевского вулкана. Он был и остается одним из главных объектов вулканологических исследований на Камчатке.

1.2 Анализ и хроника исторических извержений Ключевского вулкана

Структурное положение вулкана на склонах более древних вулканов-гигантов Камня и Крестовского (рис.1.7), а также близость зоны ареального вулканизма представляет возможность для сравнительного анализа и изучения эволюции базальтов во временной последовательности.

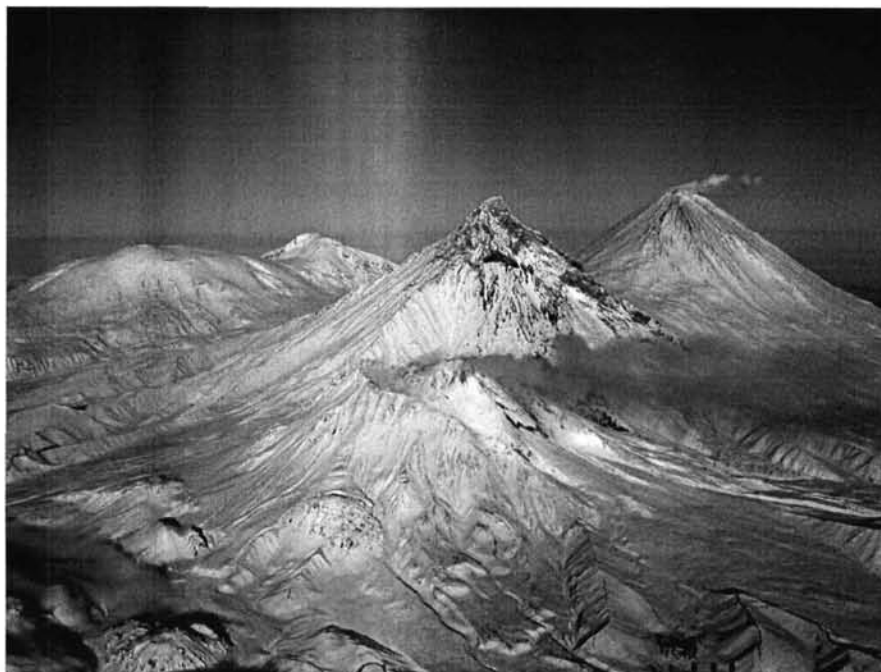


Рис. 1.7. Вулканы Безымянный, Камень, Ключевской. Слева на дальнем плане, вулканы Ушковский и Крестовский.

Для характеристики и анализа извержений 1983-1990 гг. а также лучшего понимания исторических событий, произошедших за последние 300 лет на Ключевском вулкане, кратко остановимся на наиболее известных и значимых извержениях.

В период с 1698 по 1932 гг. известны исторические записи и отдельные научные наблюдения о деятельности вулкана. За эти годы, несомненно, произошло очень большое количество извержений в вершинном кратере, но достоверно не установлено ни одного на склоне. Этот исторический факт является в некотором роде ключевым для понимания и интерпретации современных вулканических процессов на Ключевском вулкане.

Извержения на Ключевском вулкане до 1956 г. приводятся из работ Б.И.Пийпа (1956):

1737 г. – **островершинный** кратер, в сентябре пароксизм. Пламя вырывается сквозь трещины на склоне. Вся гора кажется раскаленным камнем.

1762 г. – до этого года вершина вулкана оставалась острой. Лава вытекала из нее и достигала подножья вулкана. После пароксизмального извержения вершина вулкана понизилась и стала платообразной.

1829 г. – одно из самых мощных извержений, когда лава изливалась из расщелин и кратера тремя рукавами.

1848 г. – излияние длинных лавовых потоков.

- 1853-1854 гг. – длительное извержение, с излиянием лавовых потоков.
- 1878 г. – одно из крупнейших извержений. Пароксизмальное извержение с выбросом большого количества пепла, лава вытекала из расщелины на северном склоне, образовались желоба.
- 1822 г. – образование острой вершины за счет роста внутрикратерного шлакового конуса и излияние лавы.
- 1883 г. – пароксизмальное извержение с разрушением вершины и выбросом большого количества пепла. Излияние лавовых потоков на северный склон.
- 1896-1897 гг. – длительное эксплозивно-эффузивное извержение вершинного кратера. Возможно образование первого исторического шлакового конуса на восточном склоне вулкана, названного сейчас нами конусом Скуридина (S). Высота 1800 м.
- 1904 г. – пароксизмальное извержение с выбросом пепла и излиянием лавовых потоков.
- 1915 г. – предполагается образование бокового прорыва на юго-западном склоне вулкана.
- 1925 г. – в результате эксплозивного извержения в третий раз формируется острая вершина вулкана.
- 1926 г. – сильными взрывами разрушается острая вершина вулкана.
- 1932 г. – первое историческое точно датированное извержение на северо-восточном склоне вулкана (группа Туйла), на высоте 500 м и в 16 км от кратера вулкана.
- 1937 г. – извержение вершинного кратера, излияние лавы на восточный склон, образование радиальной трещины на юго-западном склоне вулкана?
- 1938 г. – второе историческое извержение на восточном склоне вулкана, с образованием взрывных кратеров на высоте 1800 м и эффузивного центра на высоте 900 м (Билюкай). Самое длительное извержение на склоне вулкана за весь исторический период.
- 1945 г. – пароксизмальное извержение с выбросом большого количества пепла и излиянием лавовых потоков из вершинного кратера. Затем образование цепочки взрывных кратеров и эффузивного центра на юго-восточном склоне вулкана на высотах 1100-1400 м. (Юбилейное).
- 1946 г. – побочное извержение из одного эруптивного цикла на юго-восточном склоне вулкана на высоте 1500 м (Апахончич).
- 1951 г. – побочное эксплозивно-эффузивное извержение на северо-восточном склоне на высоте 950 м из двух эруптивных центров (Былинкиной).
- 1953 г. – побочное эксплозивно-эффузивное извержение из трех эруптивных центров на высоте 1300 м (Белянкина).

- 1956 г. – кратковременное эффузивное побочное извержение на юго-восточном склоне на высоте 1360 м (Вернадского и Крыжановского).
- 1966 г. – побочное эксплозивно-эффузивное извержение, когда по трещине на северо-восточном склоне образовалась цепочка взрывных кратеров на высотах 2100-1900 м и из нижнего происходило излияние лавового потока большой протяженности (Пийпа).
- 1974 г. – на юго-восточном склоне вулкана в леднике побочное эксплозивно-эффузивное извержение на высоте 3300 м (им. IV ВВС).
- 1978-1979 гг. – извержение вершинного кратера, рост внутрикратерных шлаковых конусов, излияние лавовых потоков на северный склон вулкана.
- 1980 г. – побочное эффузивное извержение по трещине на северо-восточном склоне вулкана с образованием горнитосов и излияние из них небольших лавовых потоков на высоте 1800 м (им. 8 Марта).
- 1983 г. – побочное эффузивное извержение на восточном склоне вулкана на высоте 2900 м (Предсказанное).
- 1984-1990 гг. – продолжительный эксплозивно-эффузивный цикл извержений вершинного кратера. В кратере вулкана, как и в 1737 и 1822 гг., формируется новая острая вершина, происходят длительные излияния многочисленных (более 50) лавовых потоков на северный, северо-западный и юго-восточный склоны вулкана. На фоне этих вершинных извержений одновременно происходит 7 боковых прорывов:
- 1987 г. – из двух трещин на южном склоне вулкана на высоте 3900 м и 2900 м одновременно вытекали небольшие лавовые потоки (прорыв Предвиденный).
- 1988 г. – на юго-восточном склоне на высоте 4000 м в течении 230 дней излияние лавового потока. (XXV ИВ).
- 1988 г. – на восточном склоне (14 декабря) по трещине на высоте 4100 м кратковременное извержение с выжиманием небольшой порции лавы.
- 1988 г. – выше по восточному склону (23 декабря), на высоте 4300-4400 м эффузивное извержение.
- 1989 г. – 5 февраля на южном склоне на высоте 4500 м образование очередного побочного прорыва. Ему предшествовало в январе открытие нескольких трещин в том же месте на склоне.
- 1989 г. – 26 июля на восточном склоне вулкана на высоте 4100 м побочное эффузивное извержение (Скуридина), которое заканчивается одновременно с пароксизмальным

извержением вершинного кратера и разрушением острой вершины в феврале 1990 года.

Новое вершинное извержение Ключевского вулкана началось лишь спустя три года 1 октября 1994 года. После умеренной фумарольной и explosивно – эффузивной активности в кратере вулкана 1 октября 1994 года произошло новое пароксизмальное извержение вершинного кратера (рис.1.8. и 1.9.) с излиянием лавовых потоков на западный склон вулкана.

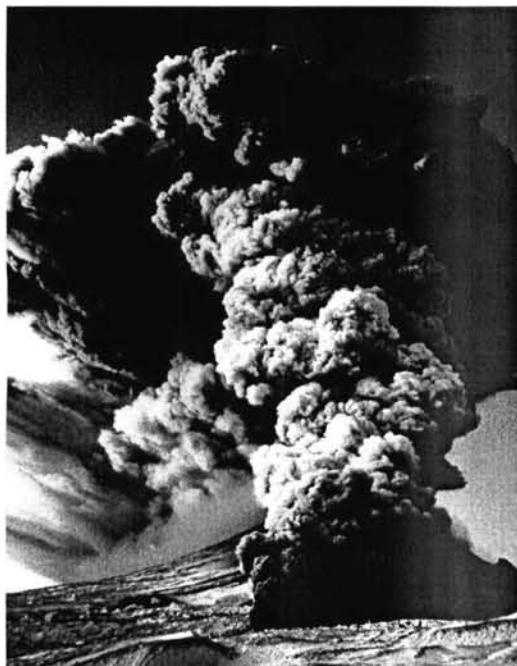


Рис. 1.8. Пароксизмальное извержение Ключевского 1 октября 1994 г.

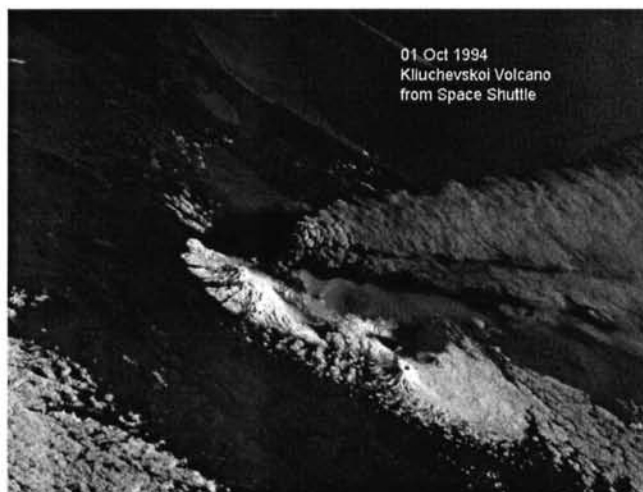


Рис. 1. 9. Перспективный снимок пароксизмального извержения с борта Shuttle.

Анализируя сведения и описание исторических извержений Ключевского вулкана в прошлом и настоящем, можно с уверенностью сказать, что в XVIII и XIX веках извержения вулкана были более мощными и продолжительными. Даже яркое описание Б.И.Пийпом пароксизмального извержения 1945 г., не идет ни в какое сравнение, с извержениями 1829, 1878 или 1883 гг., когда в Ключевской церкви служили молебны об избавлении от гибели. По выходе из храма многие прихожане с трудом отыскивали свой дом, поскольку “...полудни, при чистом небе и полном солнечном сиянии сделалась египетская темнота”.

Пароксизмальные извержения для Ключевского вулкана редки. С 1737 по 1996 гг. можно считать, что таких извержений было 11, и если средний интервал между пароксизмами 25-27 лет, то к настоящему времени от пароксизма 1945 г. до пароксизма 1990 г. – прошло 45 лет. С 1932 года наступил период, когда на склонах вулкана про-

изошло 17 извержений, а количество вершинных сократилось. Ниже будут кратко охарактеризованы эти извержения. Некоторые из них иллюстрируются аэрофотоснимками.

Можно с уверенностью говорить, что в XX веке новый эруптивный цикл 1984-1990 гг. является крупнейшим событием в истории вулкана. События этого десятилетия, по мнению автора, открывают новую страницу в деятельности Ключевского вулкана, когда впервые в историческое время на фоне длительных эксплозивно-эффузивных извержений в вершинном кратере произошло последовательное извержение семи боковых прорывов, охвативших весь юго-восточный и восточный секторы конуса. Еще в 1985 г. автором в соавторстве с С.А.Федотовым и Н.А.Жариновым (1986) была выполнена работа, в которой были изложены представления о динамике извержений на склоне Ключевского вулкана и сделан прогноз их развития. Правильность прогноза и последующие события в 1987-1990 гг. подтвердили, что расчеты были верны (рис. 1.10).

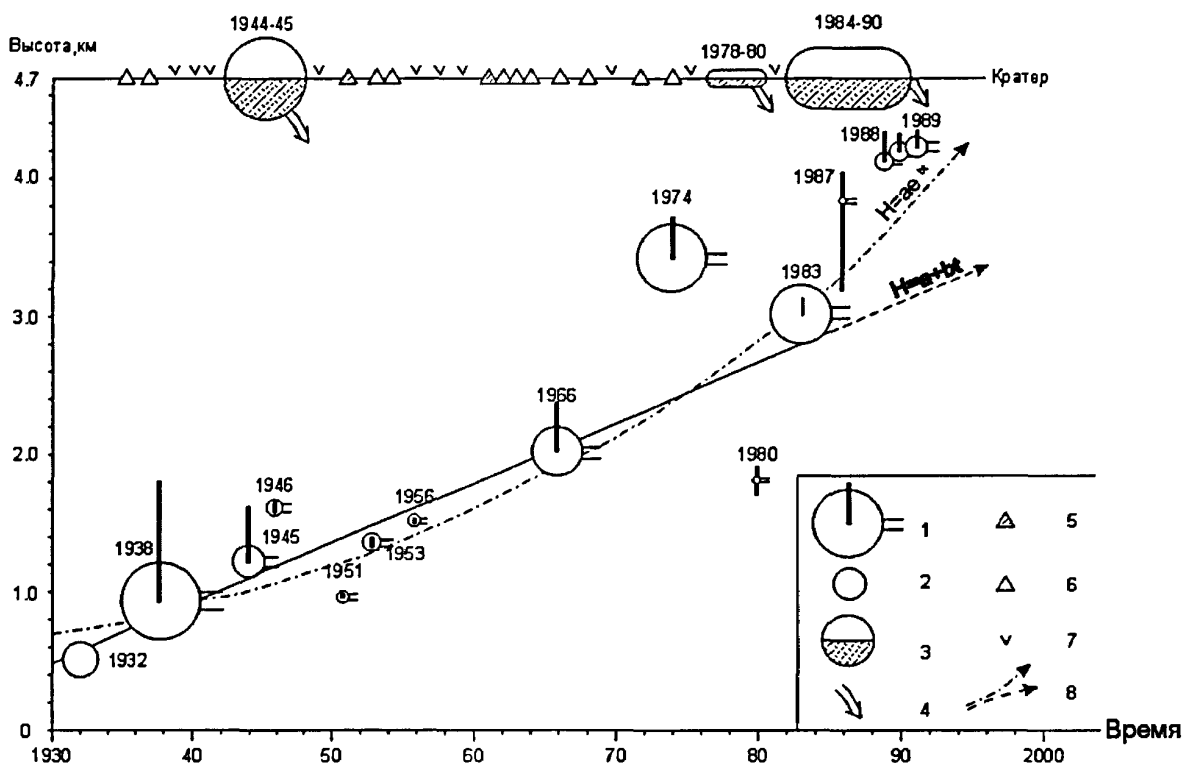


Рис. 1.10. График высот побочных прорывов Ключевского вулкана. Условные обозначения: 1 – побочный прорыв по трещине с изливанием лавового потока; 2 – извержение в ареальной зоне; 3 – вершинное эксплозивно-эффузивное извержение; 4 – изливание лавовых потоков из вершинного кратера на склоны вулкана; 5 – эксплозивно-эффузивное извержение вершинного кратера; 6 – эксплозивное извержение вершинного кратера; 7 – фумарольная деятельность; 8 – линейная и экспоненциальная аппроксимация подъема высот побочных прорывов.

Первое датированное извержение на северо-восточном склоне вулкана происходило из трех эруптивных центров на высоте 450-500 м и получило название группы Туйла (табл.1.1).

Таблица 1.1

Характеристика вершинных извержений и на склонах Ключевского вулкана (1932-1994 г)

№ п.п.	Название извержения	Дата начала извержения	Продолжительность извержений	Высоты эруптивных центров, м	Плотность лав. потока к км ²	Мощность потока (средн.) м	Объем лавы, км ³	Объем пепла, млн.м ³	Вес лавы, млн.т., при $\rho = 2,5$ г/см ³	Вес пепла, млн.т., при $\rho = 1,2$ г/см ³	Инд. эксплозивности	Последовательность кристаллизации	Характер извержения
Извержения на склоне Ключевского вулкана ареального вулканизма													
1	Группа Туйлы Киргурич Туйла Бнокось	25.01.1932. 01.06.1932 13.11.1932	12 месяцев	450-500	4.1	20-25	0.09	6	230	7.2	12	O1 + Pх + P1	Три самостоятельных эруптивных центра с излиянием лавовых потоков
2	Билокай	7.02.1938	13 месяцев	900	14.0	20-25	0.31	20	785	24.0	15	O1+Pх + P1	Конус, лавовый поток
Побочные извержения													
1	Воронки Козея	6.02. 1938	5 месяцев	1870-1000	0.01	4	0.0001	6	0.4	-	90	P1 + O1 + Pх	Взрывные воронки, лав.поток
2	Юбилейный	19.06.1945	19 дней	1100-1400	3.0	20	0.06	2	152	27.6	40	P1 + O1 + Pх	Взрывные воронки, лав.поток
3	Апахончич	23.10.1946	29 дней	1500	2.4	15	0.04	0.7	90	0.8	5	P1 + O1 + Pх	Конус, лавовый поток
4	Былинкиной	20.11.1951	10 дней	950	0.5	30	0.01	2.5	35	3.0	15	P1 + O1 + Pх	Два эруптивных центра, лав.поток
5	Белянкина	07.06.1953	11 дней	1300-1400	1.1	10-15	0.01	1.0	35	1.2	2	P1 + O1 + Pх	Два эруптивных центра, лав.поток
6	Вернадского, Крыжановского	27.07.1956	5 дней	1360-1380	0.7	10-15	0.08	-	22	-	20	P1 + O1 + Pх	Два эруптивных центра, лав. поток
7	Пийпа	06.10.1966	3 месяца	1900-2100	4.7	20	0.09	10	235	12	30	P1 + O1 + Pх	Взрывные воронки, лав.поток
8	4 ВВС	23.08.1974	3 месяца	3340-3600	1.1	20	0.02	-	58	-	2	P1 + O1 + Pх	Взрывные воронки, лав.поток
9	8 Марта	06.03.1980	7 дней	1600-1800	0.2	2	0.0003	-	0.8	-	0	P1 + O1 + Pх	По трещине, лав. поток
10	Предсказанный	08.03.1983	112 дней	2300-2900	3.3	25	0.05	-	185	-	0	P1 + O1 + Pх	Конус, лавовый поток
11	Предвиденный	24.02.1987	18 дней	3900-2900	0.2	10	0.001	-	0.5	-	0	P1 + O1 + Pх	Конус, лавовый поток
12	25 лет ИВ	29.01.1988	230 дней	3900-4100	4.0	30	0.06	-	150	-	0	P1 + O1 + Pх	По трещине, лавовый поток
13	14 декабря 1988	14.12.1988	6 дней	3900-4250	0.2	5	0.0003	-	0.8	-	0	P1 + O1 + Pх	Два эруптивных центра, лав.поток
14	23 февраля 1988	23.02.1988	25 дней	4200-4400	0.3	5	0.01	-	25	-	0	P1 + O1 + Pх	Радиальные трещины, лав.поток
15	5 февраля 1989	05.02.1989	21 день	4500	0.2	5	0.01	-	20	-	0	P1 + O1 + Pх	Конус, лавовый поток
16	Скуридина	26.08.1989	198 дней	4200	3.0	10	0.04	-	156	-	0	P1 + O1 + Pх	Конус, лавовый поток
Вершинные извержения													
1	1945	01.01.1945	1 месяц	4750			0.1	500	250	36	80	P1 + O1 + Pх	Параксизмальное
2	1978-1980		3 месяца	4750			0.03	4	125	-	2	P1 + O1 + Pх	Излияние лавы по Козыревскому желобу.
3	Новый эруптивный цикл	06. 04.1984	18 месяцев	4709		30	0.1	2	250	-	2	P1 + O1 + Pх	Формирование внутрикратерных шлаковых конусов, с излиянием лавовых потоков на склоны вулкана по Крестовскому, Козыревскому и Апахончичскому желобам.
4		1985-1986	5 месяцев	4766		30	0.05	3	250	-	2	P1 + O1 + Pх	
5		1986-1987	5 месяцев	4850		30	0.06	5	375	6	2	P1 + O1 + Pх	
6		1988	4 месяца	4850		30	0.1	5	250	-	2	P1 + O1 + Pх	
7		1989 - 1990	6 месяцев	4750		30	0.05	5	260	-	2	P1 + O1 + Pх	
8	1994	01.10.1994	10 дней	4700			0.1				100	P1 + O1 + Pх	Параксизмальное

Примечание: P1 - плагиоклаз, O1 - оливин, Pх-пироксен.

Извержение началось 25 января 1932 г. с образования взрывного кратера, получившего название Киргурич. Спустя две с половиной недели его активности, взрывная деятельность сменилась на взрывно-эффузивную. Из-под основания конуса вытек небольшой шлако-глыбовый лавовый поток. 25 мая наступил перерыв в извержении. А через месяц произошло образование еще одного конуса Туйла, действовавшего в течение четырех месяцев и повторившего динамику Киргурича. Третий конус Биокось образовался через неделю после окончания извержения Туйлы и также повторил историю развития своих предшественников (Кулаков, 1934).

Извержение 1938 г. началось 7 февраля, когда на склоне вулкана по радиальной трещине (от 1800 до 900 м) образовалась цепочка взрывных кратеров (Козей, Третий или Невидимка, Тиранус), а через сутки ниже по трещине – взрывно-эффузивный конус Билюкай, из которого на склон излился самый большой по объему лавовый поток (0.31 км³). Характеристика и особенности динамики этих двух извержений (1932, 1938), а также их роль в истории Ключевского вулкана будут рассмотрены отдельно во II Главе.

Извержение Юбилейное началось 19 июня 1945 г. на юго-восточном склоне вулкана. На высотах от 1100 до 1450 м по радиальной трещине длиной около 2 км произошло образование цепочки из 5 эруптивных центров (рис.1.11). Два нижних кратера проявляли активность до конца извержения, которое закончилось 7 июля. Для верхнего кратера Крашенинникова была характерна взрывная активность, на месте нижнего сформировался шлаковый конус, названный в честь академика Н.А.Заварицкого. Из этого шлакового конуса происходило излияние глыбового лавового потока (см. табл.1.1).

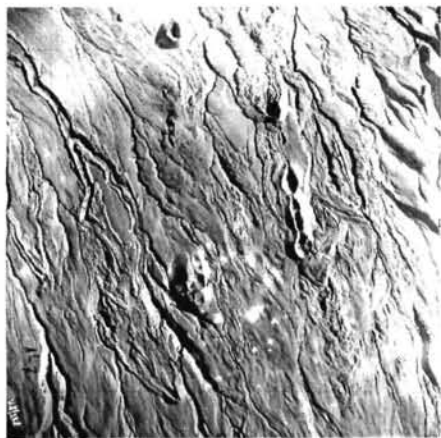


Рис.1.11. Лавовый поток Апохончича, взрывные воронки и шлаковый конус Заварицкого из которого вытекал крупно-глыбовый лавовый поток.

Извержение Апахончич началось 23 октября 1946 г. на юго-восточном склоне вулкана на высоте 1500 м и продолжалось около месяца из одного эруптивного центра.

Во время извержения на месте этого центра сформировался небольшой шлаковый конус, и из него излился узкой лентой глыбовый лавовый поток (см. табл. 1.1).

Извержение Былинкиной в 1951 г. происходило на восточном склоне на высоте 900 м из двух эруптивных центров, расположенных в непосредственной близости от древнего шлакового конуса. В результате извержения и формирования нового шлакового конуса и частичного его разрушения место извержения приобрело очень сложное строение. Из вновь сформированного конуса излился крупно-глыбовый лавовый поток мощностью до 40 м. (рис.1.12).



Рис.1.12. Шлаковый конус и лавовый поток Былинкиной.

Извержение Белянкина началось 13 июня 1953 г. на высоте 1300 м по радиальной трещине из трех эруптивных центров и образованием небольшого шлакового конуса. Из него 16 июня двумя рукавами произошло излияние шлако-глыбового лавового потока. Через 12 дней извержение прекратилось. В настоящее время мореной частично перекрыта северо-западная часть шлакового конуса и истоки лавового потока (рис.1.13 и 1.14).

Извержение Вернадского и Крыжановского началось в июле 1956 г. По трещине из двух эруптивных центров, расположенных выше Юбилейного прорыва, в течение 5 дней происходило спокойное излияние небольших шлако-глыбовых потоков. Это было исключительно эффузивное извержение.

После этого извержения наступил десятилетний перерыв в активности Ключевского вулкана.



Рис.1.13. Лавовые потоки извержений Белянкина и Пийпа (вид на север).



Рис.1.14. Лавовые потоки извержений Белянкина и Пийпа (вид на юг); на фронте потока – лавовая бокка.

Извержение Пийпа началось 6 октября 1966 г. по радиальной трещине с образования цепочки из 7 взрывных кратеров, получившие названия (сверху-вниз): 1 – Член, 2 – Корреспондент, 3 – Академии, 4 – Наук, 5 – Борис, 6 – Иванович, 7 – Пийп. Верхние 6 кратеров были чисто эксплозивными. На месте нижнего (7) сформировался шлаковый конус и из него вытек лавовый поток длиной около 11 км. Извержение продолжалось три месяца (см. рис.1.13 и 1.14.).

Извержение им. IV Всесоюзного Вулканологического Совещания (IV ВВС) началось 23 августа 1974 г. на юго-западном склоне. На радиальной трещине локализовалось два кратера: верхний – эксплозивный на высоте 3600 м, и на 200 м ниже – эффузивный. Глыбовый лавовый поток из небольшого шлакового конуса, сформировавшегося на месте нижнего кратера, изливался до конца декабря.

Извержение им. 8 Марта 1980 г. происходило по субрадиальной трещине длиной более 1 км на восточном склоне вулкана на высотах 1800 м. На трещине образовалось несколько эруптивных центров в виде горнитосов и из них произошло излияние узких шлако-глыбовых лавовых потоков (рис.1.15).

Извержение Предсказанное начался 8 марта 1983 г. на восточном склоне вулкана на высоте 2875 м. Особенностью этого прорыва было сохранение одного эруптивного центра в течение всего извержения, которое длилось 112 суток. И, как представлялось автору в то время, внутри лавового поля образовывались системы лавоводов на

значительном удалении от истока. Извержение было исключительно эффузивным, и его с полным основанием можно рассматривать, как классическое побочное извержение (лавовую бокку) – на склоне Ключевского вулкана.



Рис.1.15. Маломощный лавовый поток извержения им. 8-го Марта.

С 6 мая 1984 года по 10 февраля 1990 года началась новая серия вершинных и побочных извержений, которая была объединена автором в **новый эруптивный цикл**. Его подробное описание и характеристика будет приведена ниже.

1.3. Эруптивный цикл вершинных и побочных извержений Ключевского вулкана в 1984-1990 гг.

В 1982 г., после извержения 1978-1980 гг., в кратере вулкана произошло понижение уровня магмы, которое привело к обрушению внутрикратерных конусов, сформировавшихся во время извержения 1978-1979 гг. Образовался новый кратер диаметром 300 м, глубиной 130 м. Ненарушенная проседанием периферийная часть внутри кратера сформировала атрио шириной до 200 м. Стенки нового кратера были практически вертикальными (Двигало, 1991). Активность его характеризовалась газовыми и редкими газо-пепловыми выбросами. События 1984-1996 гг., по мнению автора, открывают новую страницу в истории Ключевского вулкана. За этот период на фоне длительного эксплозивно-эффузивного извержения в вершинном кратере вулкана произошло последовательное извержение шести боковых прорывов в восточном секторе конуса. Впервые в

историческое время наблюдалось одновременное излияние лавы из вершинного кратера и 2 боковых прорывов на разных гипсометрических уровнях.

Анализ мониторинга извержения 1984-1990 гг. позволил объединить события этих лет в один эруптивный цикл, в котором выделяются периоды активности и непродолжительные – относительного покоя (рис.1.16).

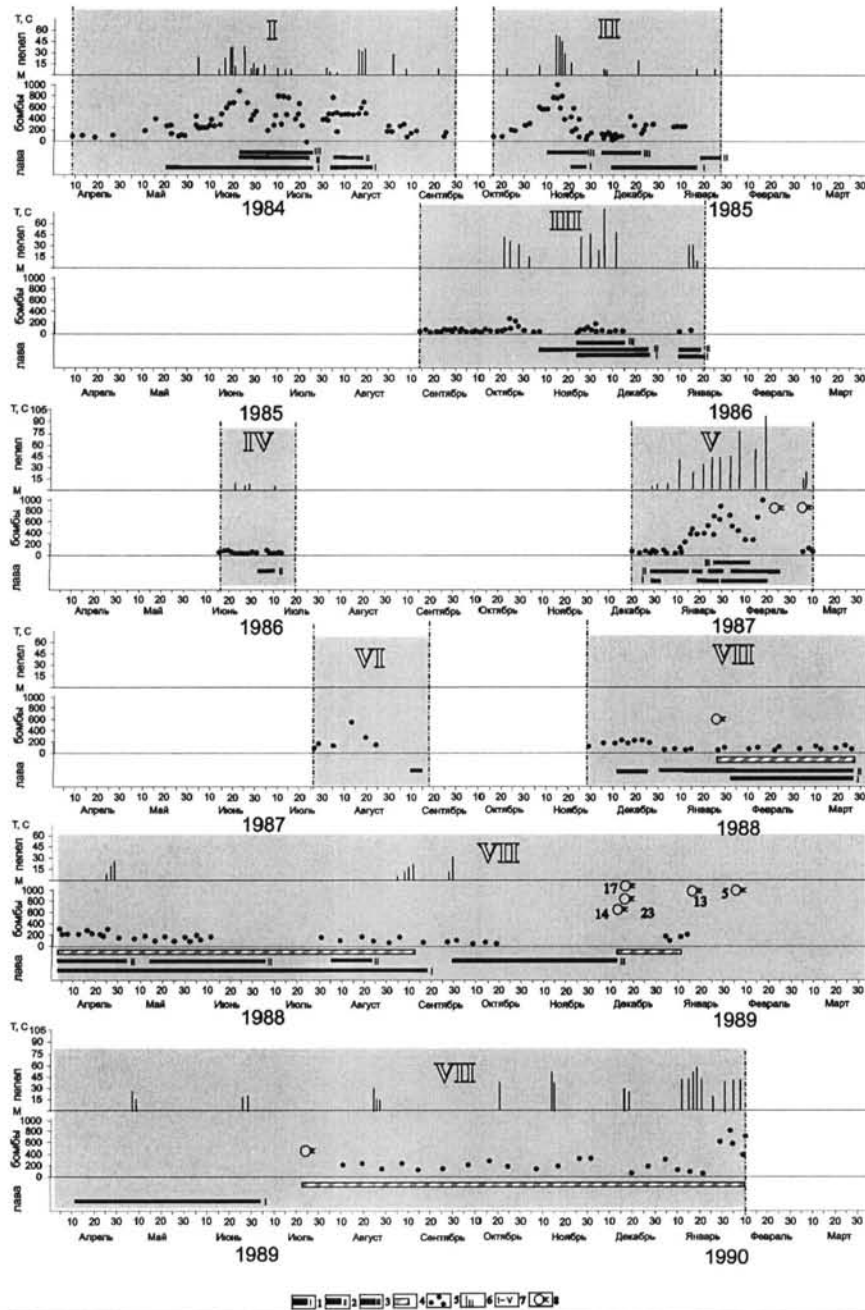


Рис.1.16. Динамика извержений эруптивного цикла Ключевского вулкана 1984-1990 гг. Условные обозначения: 1-3 – излияние лавовых потоков из вершинного кратера на склонах вулкана; 4 – излияние лавовых потоков побочных прорывов; 5 – высота выброса вулканических бомб над кромкой кратера; 6 – высота подъема газо-пепловых эруптивных облаков; 7 – эруптивные периоды; 8 – побочные извержения с излиянием лавовых потоков.

Началом нового эруптивного цикла можно считать 6 апреля 1984 г., когда над кромкой вершинного кратера появились первые редкие фонтаны вулканических бомб на высоте до 100 м. При этом они не сопровождались парогазовыми выбросами. Изредка над кратером появлялись газовые кольца. Впервые такие образования над Ключевским вулканом наблюдались А.А.Меняйловым 19 мая 1937 г.

Первый эксплозивно-эффузивный период с 6 апреля по 30 сентября 1984 г. В это время происходит постепенное заполнение дна кратера лавой, в нем формируется и начинает расти шлаковый конус с двумя эксплозивными жерлами, из которых одновременно или последовательно происходило фонтанирование бомб (см. рис.1.16). Уже к середине мая у подножья внутрикратерного шлакового конуса сформировались три эффузивных бокки, а 22 мая на северный склон вулкана по Крестовскому желобу начал изливаться первый лавовый поток. К середине июня лава почти полностью заполнила полость кратера, и 23 июня второй и третий лавовые потоки (по Козыревскому и Апахончичевскому желобам) стали изливаться на склоны вулкана (см. рис.1.16). Все три лавовых потока имели шлако-глыбовую поверхность и одинаковую динамику истечения.

На месте выхода лавы из кратера и далее вниз по склону до высоты 4200 м на потоках формировались бортовые валы, а ниже по склону они теряли форму единого пластичного тела и образовывали непрерывно движущийся огненный камнепад. В сумерках и в ночное время суток от этого непрерывного камнепада создавалась полная иллюзия зияющей открытой радиальной трещины на склоне вулкана (рис.1.17). По-видимому, именно такое явление на склоне Ключевского вулкана воспринималось как образование радиальных “светящихся трещин” и расщелин в 1829, 1878 и 1937 годах.



Рис. 1.17. Первый лавовый поток из вершинного кратера стал изливаться по Крестовскому желобу в мае 1984 г.

Лавовый поток в Крестовском желобе протапливал в леднике узкий каньон. В результате взаимодействия лавы со льдом внутри ледникового ущелья периодически происходили мощные фреатические взрывы. Парогазовый столб пара, нагруженный пеплом, часто поднимался на высоту до 6-8 км. Во время таких фреатических взрывов на высотах 3200-2700 м на склоне вулкана создавалась полная иллюзия побочного извержения по радиальной трещине. Результатом такой бурной фреатической деятельности было образование мощных грязевых потоков и лахар. Подробную картину происходящих событий удавалось наблюдать благодаря успешному применению вертолетов Ми-8 и "выбросным" лагерям вулканологов в непосредственной близости от извержения



Рис.1.18. Один из фреатических взрывов от контакта лавового потока со льдом в Крестовском желобе.

Основной тенденцией в динамике формирования лавовых потоков на склоне вулкана с крутизной более 35° было то, что увеличение объема происходило за счет наращивания их мощности в прикратерной части. При этом, как это ни странно, они очень медленно растекались в длину и ширину.

Начиная с 17 июня 1984 г. на фоне равномерного усиления эксплозивной деятельности, когда фонтанирование бомб достигало высоты 700 м над кратером, стали появляться газо-пепловые продувки, которые, в свою очередь, сменялись через 5-6 часов серией мощных отдельных взрывов с образованием ударных волн. Общее количество взрывов в это время достигало 10 тыс. в сутки. Такая бурная эксплозивная активность в кратере вулкана чередовалась со спокойным фонтанированием лавы из двух жерл шлакового конуса. Наблюдалась закономерность в их деятельности: так, например когда из одного жерла

происходило фонтанирование лавы, то из соседнего шли одиночные сильные взрывы и газовые продувки, прочищающие его. Затем наступала обратная смена деятельности в этих двух жерлах.

30 июня 1984 года во время затишья вулканолог В.Н.Андреев и кинооператор-исследователь В.И.Иванченко совершили первое за это время восхождение на кратер вулкана и отобрали свежие образцы лавы и бомб.

25 июля наступил кратковременный перерыв в эффузивной деятельности вершинного кратера, а эксплозивная активность сохранялась примерно все это время на одном уровне.

4 августа лавовые потоки вновь пошли по Крестовскому и Апахончичевскому желобам.

17 августа серией мощных взрывов и лавовым потоком, изливающимся в сторону Апахончичевского желоба, частично был разрушен и растащен восточный сектор внутрикратерного шлакового конуса. Он приобрел асимметричную форму. После этих событий эруптивная активность вулкана стала постепенно ослабевать, и наступил 15-тидневный период покоя.

Второй эксплозивно-эффузивный период активности вулкана с 16 октября 1984 г. по 28 января 1985 г. начался с равномерного фонтанирования бомб, быстро перешедшего в пароксизм 13-15 ноября. Над кратером поднималось мощное огненное зарево из фонтана бомб, хорошо видимое и днем. Сильные отдельные веерообразные взрывы на высоту до 1000 м сменялись продолжительными газо-пепловыми продувками. Эруптивное облако, нагруженное пеплом, достигало высоты 10-12 км. В эти дни пепловые частицы и аэрозоли прошли сквозь тропопаузу (ее высота в это время 9 км) и были занесены в стратосферу. Ось пеплопада протягивалась до океана в юго-восточном направлении на 300 км. Расход пепла около 50 т/с.

После пароксизма эксплозивная активность пошла на убыль и к концу этого периода характеризовалась неравномерным спорадическим фонтанированием бомб на высоту 100-400 м. Шлаковый конус "залечил" свой восточный склон и почти полностью заполнил собой большую часть кратера вулкана. Его высота над лавовым пьедесталом достигла 110 м, а общая высота Ключевского изменилась с 4709 м до 4766 м. За этот период несколько раз происходила перестройка в динамике извержения: отмирали и вновь переливались через кратер на склон вулкана лавовые потоки. Закончился этот период спокойной эффузивной деятельностью при полном отсутствии эксплозий в

вершинном кратере. С конца января по сентябрь 1985 г. вулкан находился в стадии слабой фумарольной деятельности (см. рис. 1.16).

Третий период эксплозивно-эффузивной период активности с 14 сентября 1985 г. по 21 января 1986 г. Как и два предыдущих периода, этот период начинался слабыми эксплозивными взрывами с выбросом бомб на высоту до 100 м. Впервые за этот период можно отчетливо выделить эксплозивную, эксплозивно-эффузивную и после короткого интервала – эффузивную стадии извержения.

С 20 по 30 октября происходило наращивание эксплозивной активности в виде газопепловых выбросов на высоту до 1200-2000 м и фонтанирования бомб до 200 м. Как и во втором периоде, взрывы следовали попеременно из двух жерл с той же динамикой.

5 ноября началась эксплозивно-эффузивная стадия извержения, когда вначале на южный склон вулкана, а затем и по всем трем желобам началось излияние лавовых потоков. В конце ноября – начале декабря наблюдалось усиление эксплозивных выбросов в виде газопепловых туч до 2.5-5.0 км. Расход пепла до 100 т/с, ось пеплопада прослеживалась на сотни км на восток.

2 декабря в результате усиления эффузивной деятельности увеличился расход лавы по Крестовскому желобу. Внезапное обрушение больших объемов льда на поверхность движущегося лавового потока привело к уникальному явлению: в результате взаимодействия лавы со льдом на высоте 3200 м произошел гигантский фреатический взрыв (рис.1.19). Парогазовое облако, нагруженное пеплом, поднялось на высоту более 10 км и во второй раз за время этого извержения пепловые частицы и аэрозоли, но уже после фреатического взрыва, были занесены в стратосферу.

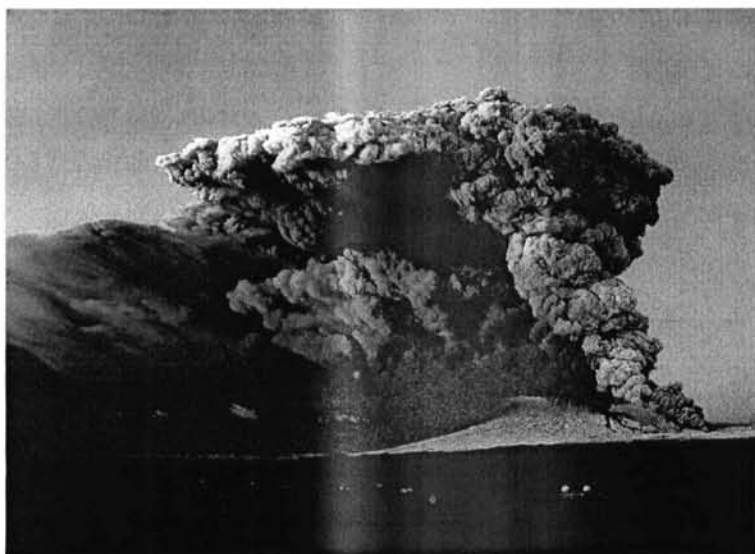


Рис.1.19. Фреатический взрыв в Крестовском желобе, 2 декабря 1985 года. Пепловое облако прошло сквозь тропопазу и распространилось в стратосфере.

Развитие этого облака сопровождалось электрическими разрядами в виде молний, которые хорошо были видны на фоне черного неба в течение более полутора часов. Образовавшиеся в результате этого взрыва грязевый поток и лахар прошли расстояние более 30 км от подножья вулкана, достигнув р. Камчатка в 5 км восточнее г. Ключи. Ими же были транспортированы свежие обломки лавы на расстояние около 10 км.

Фотограмметрическая обработка аэрофотоснимков, выполненная В.Н.Двигало (1991) позволила установить, что в желобе произошел обвал 6 млн.м³ пород, слагающих нижнюю половину лавового поля. Обвальная масса потока, сорвавшись с высот от 4300 до 3600 м, врезалась в ледник. После этих событий эффузивная активность вулкана пошла на убыль и к 27 декабря прекратилась (рис.1.20). Ниже приведены морфометрические карты и профили кратера Ключевского вулкана, составленные по результатам фотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемки, выполненной В.Н.Двигало и автором.

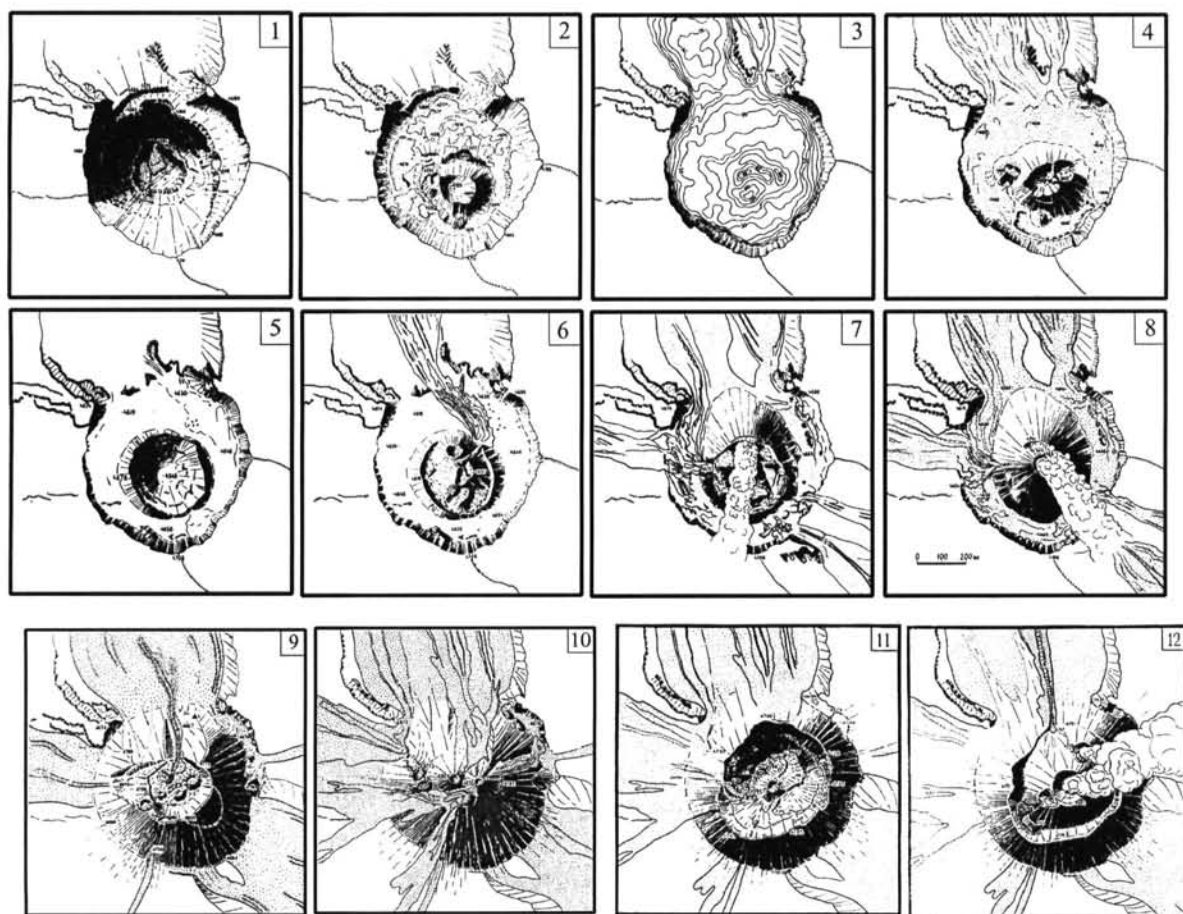


Рис.1.20. 1 – сентябрь 1968 г.; 2 – сентябрь 1977 г.; 3 – карта мощностей продуктов извержений 1978-1979 гг.; 4 – сентябрь 1979 г.; 5 – сентябрь 1982 г.; 6 – 31 мая 1984 г.; 7 – октябрь 1984 г.; 8 – декабрь 1984 г.; 9 – май 1986 г.; 10 – февраль 1987 г. (самая острая вершина за весь эруптивный период, высота вулкана 4835 м; 11 – декабрь 1988 г.; 12 – 1999 г.

С 10 по 21 января 1986 г. при низкой эксплозивной активности происходило спокойное излияние лавы по двум желобам. За этот период внутрикратерный шлаковый конус еще больше увеличил свои размеры, почти полностью заполнил полость старого кратера и сравнял его южные кромки, образовав новую вершину вулкана. Таким образом, после 1925 года вершина вулкана стала острой.

Четвертый эксплозивно-эффузивный период с 16 июня по 15 июля – один из самых коротких периодов активности вулкана. Вслед за газовыми кольцами, аналогичными тем, что наблюдались в начале извержения, отмечались редкие взрывы с небольшой примесью пепла. Бомбы фонтанировали на высоту 50-100 м. Между 4 и 10 июля в Козыревский желоб излилась небольшая порция лавы. Ее истоком служили две действующие одновременно лавовые бокки у подножья шлакового конуса. Расход лавы на истоке был около 5 м³/с.

Пятый эксплозивно-эффузивный период с 20 декабря 1986г. по 10 марта 1987 г. ознаменован тем, что в это время произошло одновременное извержение в вершинном кратере и по радиальной трещине на его склоне.

В целом динамика извержения вершинного кратера повторяла активность вулкана в первый и второй периоды. Постепенно происходило наращивание силы эксплозий – высота подъема бомб увеличилась от 50 до 800 м. Образовалось новое, третье эксплозивное жерло. С деятельностью этого жерла связана поставка основной массы пеплового материала, которого в этот период было выброшено значительно больше, чем в предшествующие.

17 и 19 февраля пепловая колонна сечением около 200 м поднималась на высоту более 10 км, т.е. в третий раз пирокластический материал извержения был заброшен в стратосферу. Видимый пепловый шлейф протягивался на 350-400 км, образуя широкую черную полосу на снежном покрове полуострова. Несколько раз в феврале на склоне вулкана наблюдалось явление, не отмеченное ранее. Так 7, 9 и 13 февраля, накануне описанных событий, из кратера вулкана скатывались длинные и узкие агломератовые потоки. Их скорость движения по склону достигала 100 км/час (рис. 1.21).


Лавовые потоки к концу этого периода становились более вязкими и приобретали ближе к фронтальной части крупно-глыбовую поверхность “Санторинского типа”. Один из языков лавового потока, излившийся по Козыревскому желобу, достиг ледникового плато между вулканами Ключевским и Ушковским. Его мощность на фронте достигала 20 м.

Вершина вулкана стала еще острее, внутрикратерный конус полностью заполнил всю полость 700 м кратера, перекрыв своим основанием его края (см. рис.1.20). Общая высота вулкана с новой вершиной в феврале 1987 года стала равняться 4835 м. Подобная форма вершины вулкана наблюдалась в его истории несколько раз.



Рис. 1.21. В феврале 1987 г. на склонах Ключевского вулкана образовывались агломеративные потоки.

21 февраля во время облета вулкана наблюдалась интенсивная дегазация всей поверхности конуса. Струями газа так же контролировалась старая граница кромки кратера вулкана. У подножия внутрикратерного шлакового конуса продолжали действовать эксплозивные и эффузивные бокки. Из всех трех жерл происходили эксплозии. Состояние вулкана было оценено нами как “напряженное” и находящееся в преддверии новых эруптивных событий.

 В ночь на 24 февраля 1987 г. на юго-восточном склоне вулкана на высотах 3400-3800 м открылась субрадиальная трещина, и из ее центральной части без каких либо взрывов излился небольшой лавовый поток (Предвиденный). 26 февраля извержения на склоне прекратились

6 марта по простиранию этой трещины вниз по склону, на перевале между вулканами Ключевским и Камнем в леднике Шмидта на высоте 2600 м произошло излияние еще одной небольшой порции дегазированной лавы. Несмотря на перерыв в восемь

дней между появлением на поверхности этих двух порций лавы, мы считаем эти события на юго-восточном склоне вулкана как одно побочное извержение из двух эруптивных центров, генетически связанных с одной питающей дайкой, внедрившейся по радиальной трещине длиной в 3500 м. Этот прорыв получил название Предвиденный.

Таким образом, впервые в историческое время на Ключевском вулкане происходило поступление на поверхность ювенильного материала с трех уровней: вершинного кратера, из трещин на высотах 3600 м и 2600 м. И возможность анализа всех трех синхронно изливающихся порций лав с разных гипсометрических уровней.

Конец извержения 13 марта одновременно с прекращением активности побочного прорыва закончилась эксплозивная деятельность вершинного кратера.

Шестой эксплозивно-эффузивный период активности с 27 июля по 18 сентября 1987 г.

В этот период в северо-западном секторе кратера, несколько эксцентрично к шлаковому конусу, образовался провал. В него из двух лавовых бокк шлакового конуса медленно поступала лава. Внутри шлакового конуса было видно лавовое озеро. По нему “колыхались волны”, пробулькивали пузыри газа. Пепловых выбросов не было, редкие фонтаны бомб достигали высоты 50 м и, как правило, не перелетали дальше подножья конуса.


12 сентября при полном отсутствии эксплозивных выбросов, небольшой лавовый поток излился по Крестовскому желобу.

Этот период активности самый короткий за весь эруптивный цикл деятельности вулкана.

Седьмой эксплозивно-эффузивный период начался традиционно в декабре 1987 г. и продолжался ровно два года. Это самый длительный непрерывный период активности вулкана в этом цикле. Он богат разнообразными событиями, следующими одни за другими.

1 декабря 1987 г. в кратере вулкана стали отмечаться редкие слабые эксплозии в виде фонтанирования бомб на высоту до 100 м над внутрикратерным шлаковым конусом.

14 декабря по Крестовскому желобу началось неравномерное излияние новых порций лавы.

 29 января 1988 г., во время выполнения аэрофотосъемочных работ на юго-восточном склоне вулкана на высоте около 4000 м, выше прорыва Предвиденного был

обнаружен новый лавовый поток. Извержение получило название им. XXV-летия Института вулканологии (XXV ИВ).

Было установлено, что побочное извержение развивается по субрадиальной протяженной трещине, верхний край которой терялся у восточной кромки старого кратера. Выше эффузивного центра, по трещине, на высоте примерно 4300 м образовалась газовая бокка. По-видимому, именно такого типа субтерминальные бокки наблюдал Эрман в 1829 г. и А.А.Меняйлов в 1937 г. (Камули).

По динамике побочное извержение XXV лет ИВ напоминало побочное извержение 1983 года, но было более однообразным и монотонным. Расход лавы на истоке был равномерным в ходе всего извержения и не превышал $4 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис.1.22).



Рис.1.22. Исток лавы самого "высокого" побочного прорыва на склоне Ключевского вулкана.

Выше истока лавы на трещине наблюдалось уникальное явление – эруптивный центр диаметром около 10 м, в котором длительное время стояло лавовое озеро, с застывавшей поверхностью лавы типа "пахоехое". Иногда, на его поверхности вздымались газовые пузыри диаметром до 3 м, во время газовых продувок они разрывались и выплескивались через борта. Поверхность озера часто представляла собой застывшие волны, а по периферии – плотно уложенные по кругу канаты до 0.5 м в поперечнике (рис.1.23). По трещине, между этим озером и истоком лавы, периодически выжимались миниатюрные горнитосы высотой до 1 м и диаметром 0.5 м. Вытекающие из

из под них "миниатюрные" лавовые потоки длиной до 3 м, шириной 1 м и мощностью 30-40 см растаскивали их в течение нескольких минут.




Рис.1.23. Лавовое озеро с поверхностью канатной лавы, типа "пахое-хое", выше по склону от истока лавы, на высоте более 4300 м.

Выше лавового озера на продолжении трещины на склоне вулкана обнажилось застывшее тело дайки мощностью от 0.8 до 1.2 м. Лавовое поле потоков перекрывало юго-восточный склон вулкана и спускалось почти до перевала между вулканами Ключевским и Камнем.

Конец извержения

14 сентября, как только питание на истоке лавы побочного извержения прекратилось, лавовый поток остановился. Побочное извержение продолжалось 230 суток, одновременно прекращалось излияние лавы и из вершинного кратера.

В октябре и ноябре из вершинного кратера лава продолжала медленно изливаться на склоны вулкана.

 *В ноябре-декабре 1988 г. и январе 1989 г. года произошли многочисленные знаменательные события, которые в дальнейшем могут иметь продолжение в истории развития вулкана.*

На его восточном склоне почти одновременно образовалась система радиальных и дугообразных трещин. На некоторых из них локализовались небольшие эруптивные центры. Одновременно лава изливалась из двух побочных прорывов и вершинного кратера.

Заложение первой трещины произошло 21 ноября на северо-восточном склоне, на высоте 2200 м. Трещина открылась в леднике, она имела длину около 600 м, ширину 5-

7 м и видимую глубину 10-12м. Ювенильного материала по ней не поступало, а слабое парение прекратилось буквально через несколько дней.

1-й прорыв

14 декабря 1988 г. на восточном склоне, на высоте 2800 м по новой субрадиальной трещине (азимут простираия 240°) началось излияние лавового потока. На третий день

2-й прорыв

побочного извержения, выше по склону, на продолжении этой трещины, на высоте 4400 м возник новый эруптивный центр. Из него в момент формирования на фоне фонтанирования бомб происходило спазматическое излияние вязких порций лавы, которое сопровождалось образованием узкого грязевого потока, спустившегося до высоты 2500 м. На второй день извержения в районе верхнего эруптивного центра открылась новая дугообразная трещина.

3-й прорыв

23 декабря несколько южнее, на высоте 3500 м, образовалась еще одна субрадиальная трещина, из которой началось интенсивное излияние лавового потока. От него, в результате бурного таяния льда, по склону прошел небольшой лахар и грязевый поток, который, обогнув с южной стороны конус Скуридина, по лавопаду обрушился вниз и растекся до высоты 960 м. В целом динамика этих двух боковых прорывов повторяла друг друга.


4-й прорыв

13 января 1989 г. на высоте 4450 м на продолжении трещины образовался еще один (субтерминальный) эруптивный центр, через который в течении пяти суток излился небольшой лавовый поток.

20 января активность побочных прорывов закончилась, а из вершинного кратера пошла новая порция лавы.

5-й прорыв

5 февраля во время аэрофотосъемки В.Н. Двигало обнаружил на юго-восточном склоне вулкана, на высоте 4435 м, еще выше прорыва им. XXV-летия ИВ начало нового побочного извержения. Лавовый поток узким языком спустился вдоль лавового поля XXV-летия ИВ и сравнялся с его фронтом. 12 марта это извержение прекратилось, а из вершинного кратера лава продолжала изливаться до середины мая.

 26 июля 1989 г. на восточном склоне, на высоте 4100 м образовался новый эруптивный центр. Динамика извержения этого шестого побочного прорыва, за описываемый период точно повторяла динамику таких побочных извержений, как Предсказанный в 1983 г. и XXV-летие ИВ в 1988 г. Лавовый поток двумя ярко выраженными рукавами под острым углом спускался вниз по склону до высоты 3600 м. Этот прорыв был назван Прорывом Скуридина.

После сравнительно умеренной эксплозивно-эффузивной деятельности вершинного кратера в конце 1989 г., в начале 1990 г. произошло усиление эксплозивной активности извержения. Началось наращивание частоты и силы эксплозий, с фонтанированием бомб до высоты 500-600 м. В парогазовых выбросах увеличилось количество пепла.

24-26 января 1990 г. эруптивное облако, нагруженное пеплом, стало распространяться на 35-40 км от кратера.

29 января в 8 часов 20 мин. в извержении вершинного кратера наступил пароксизм, который продолжался до 10 февраля. В это время пепловая туча поднималась на высоту до 11-12 км, пепел выпал в Срединном хребте, на Командорских островах и севернее вулкана Шивелуч. В эруптивном облаке происходили многочисленные электрические разряды в виде молний. В городе Ключи и на Вулканостанции Института вулканологии были отчетливо слышны раскаты грома, и иногда стоял непрерывный грохот, который сопровождал выбросы бомб на высоту от 1.5 до 3 км над кратером.

Побочный прорыв в январе-феврале 1990 г. во время пароксизма вершинного кратера значительно усиливал свою активность, которая проявилась в увеличении расхода и появлении очень жидких дегазированных порций лав, с одновременным усилением фонтанирования бомб на истоке до 200 м.

Побочный прорыв прекратил свою активность 10 февраля 1990 г. вместе с прекращением пароксизмального извержения вершинного кратера.

Этим извержением завершился эксплозивно-эффузивный цикл Ключевского вулкана. Его вершина приобрела острую форму, следы старого кратера сохранились только на северном склоне. Восточный и юго-восточный склоны вулкана покрылись свежими лавовыми потоками (рис.1.24).

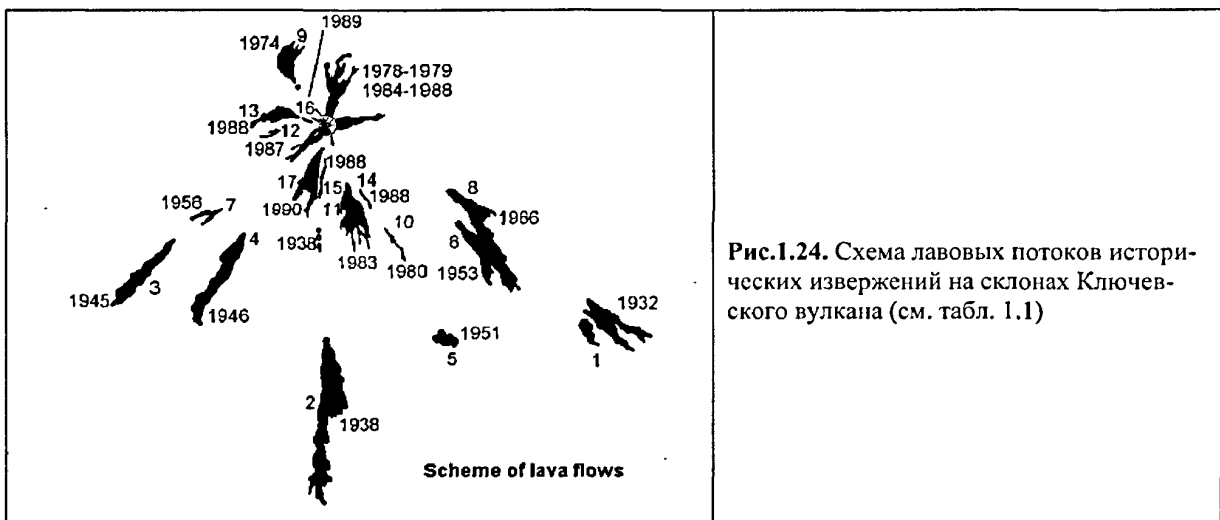


Рис.1.24. Схема лавовых потоков исторических извержений на склонах Ключевского вулкана (см. табл. I.1)

На рис. 1.16. видно, что динамика извержений I, II и V периодов имеет общие закономерности, такие как постепенное наращивание эксплозивной активности до пароксизма и ее спад при неравномерном поступлении лавы на поверхность. Во время V периода произошло одновременное излияние лавовых потоков из вершинного кратера (4800 м) и из побочного прорыва (3800 м).

Периоды IV и VI самые короткие во всем эруптивном цикле. Во время IV периода на фоне слабой эксплозивной деятельности произошло излияние лавового потока, а VI период характеризуется неровной эксплозивной деятельностью, а после ее прекращения – слабой эффузивной.

III период охватывает эксплозивный, эксплозивно-эффузивный и после небольшого перерыва, существенно эффузивный этапы.

Самый продолжительный, насыщенный событиями – VII период. При относительно постоянной активности вершинного кратера на склоне вулкана произошло образование семи эруптивных центров на высотах от 2800 м до 4450 м и только из 5, произошло излияние лавовых потоков. Два побочных прорыва в феврале 1987 г. извергались одновременно на разных гипсометрических уровнях.

В период извержения боковых прорывов эффузивная деятельность в вершинном кратере приостанавливалась, а после прекращения их извержений вновь возобновлялась.

В целом для всего эруптивного цикла преобладала эффузивная деятельность. На склоны вулкана было излито около 50 лавовых потоков общим объемом около 0.2 км³.

1.4. Классификация побочных извержений на склоне стратовулкана

Рассмотрим взаимоотношение между активностью Ключевского вулкана в его вершинном кратере и на склоне. В некоторых работах (Влодавец 1940, Набоко, Меняйлов 1947, Пийп 1956) основанных на анализе 4-5 извержений на склоне Ключевского вулкана сделан вывод о том, что побочные извержения всегда “подготавливаются” извержением в вершинном кратере. Мы имели возможность проанализировать хронику 17 извержений на склонах вулкана, и вершинного кратера в эруптивный цикл 1984-1990 гг.

На Ключевском вулкане выделяются следующие типы извержений:

- эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения в вершинном кратере (или терминальные);

– эксплозивно-эффузивные побочные извержения, или эксцентрические (латеральные или паразитические).

Они в свою очередь классифицируются как:

1. побочное извержение (Flank eruption), при котором в вершинном кратере, как правило, продолжается эксплозивное или эксплозивно-эффузивное извержение, а в это время на склоне по радиальной трещине происходит спокойное эффузивное извержение. Начало такого извержения часто предваряется высокой или пароксизмальной активностью в вершинном кратере. Если эруптивный центр находится вблизи вершины, когда магмоподводящая трещина напрямую связана с магматической системой вулкана, то мы рассматриваем побочные извержения как бокку вулкана. При таких извержениях наблюдается прямая зависимость динамики между вершинным кратером и побочным прорывом. Во время усиления эксплозивной активности в вершинном кратере, как правило, снижается расход лавы на побочном прорыве (примеры извержений 1945, 1966, 1974, 1980, 1987-1989 гг.);
2. побочное извержение (Lateral eruption, Parasitic eruption), при котором при минимальной эксплозивной активности вершинного кратера по радиальной трещине происходит эксплозивно-эффузивное извержение на склоне вулкана (извержения 1951, 1956, 1983, 1988 гг.).

При этом динамика побочных извержений никак не определяется гипсометрической высотой прорыва на склоне вулкана. Динамика извержений на склоне почти всегда имеет определенную направленность: после заложения радиальной трещины, размеры которой могут варьировать от нескольких сотен метров до нескольких километров, на ней, как правило, образуется несколько эруптивных центров – верхние иногда становятся взрывными кратерами (воронками), а на месте нижнего формируется шлаковый конус, из которого вытекает лавовый поток.

Автор предложил все *извержения на склонах вулкана* называть – *побочными прорывами*, а извержения в центральном вершинном кратере – *вершинными извержениями*. (Хренов и др. 1991). В своих работах автор, неоднократно описывая извержения Ключевского вулкана, считал, вслед за многими исследователями, извержение 1932 г. – первым историческим *побочным извержением* центрального типа на склоне вулкана, что, как показали, более поздние исследования, было неверно. Это извержение следует относить к первому историческому извержению ареального вулканизма. В дальнейшем автор исправил эту ошибку (Хренов, 1999, 2002).

Если характер активности вершинного кратера никак не реагирует на изменение динамики побочного прорыва и наоборот то, скорее всего, в этом случае связь с питающей системой центрального кратера и бокового извержения более сложная. При этом, если эруптивный центр один, как, например, при побочных извержениях в 1946 г. (Апахончич) и в 1983 г. (Предсказанный), то это формирование на трещине небольшого шлакового конуса с последующим излиянием из него лавового потока. Примерно такая же динамика извержения, если на трещине формируется два или три эруптивных центра: в 1951 г (Былинкиной), 1953 г. (Белянкина), 1956 г. (Вернадского и Крыжаповского), 1980 г. (8 Марта), 1987 г. (XXV-лети ИВ). Такие извержения носят преимущественно эффузивный характер. Если по трещине на месте верхних эруптивных центров возникают эксплозивные воронки в виде взрывных кратеров, а на нижнем центре возникает эксплозивно-эффузивный конус с последующим излиянием из него лавового потока, то характер таких извержений в первое время носит преимущественно эксплозивный характер: 1938 г. (Билукай), 1945 г. (Юбилейный), 1974 г. (IV ВВС). Бывает, что лавовые потоки изливаются из трещины без образования эксплозивно-эффузивных центров: 1980 г. (8 Марта), 23 декабря 1988 г., 5 февраля 1989 г. и 28 июля 1989 г. (Скуридина). За весь исторический период активности Ключевского вулкана на его склонах не образовалось ни одного отдельного эксплозивного шлакового конуса без лавового потока, тогда как в голоценовое время их было достаточно много.

В истории Ключевского вулкана было несколько побочных извержений, которые были продолжительными, с многообразной динамикой, и после их изучения становились понятными многие явления, наблюдаемые на извержениях. К таким побочным извержениям на Ключевском вулкане, в первую очередь, можно отнести прорывы Юбилейный 1945 года, им. Пийпа 1966 года, Предсказанный 1983 года, XXV-летия ИВ 1988 года и прорыв им. Скуридина 1989 года. Извержения группы Тйлы (1932 г.) и Билукай (1938 г.) рассматривается отдельно во II Главе.

Для иллюстрации типичного побочного извержения Ключевского вулкана, ниже приводится подробное описание динамики прорыва Предсказанного в 1983 году.

1.5. Динамика извержения – прорыв Предсказанный

28 февраля 1983 г. в 4 час 7 мин по Гринвичу произошло землетрясение силой 3 балла на северо-восточном склоне вулкана с очагом на глубине около 10 км и эпицен-

тром в 3 км от центрального кратера по азимуту 70°. Рой землетрясений на северо-восточном склоне вулкана начался сразу же после этого землетрясения и предвещал извержение. Заведующим Лабораторией прогноза и механизма извержений Института вулканологии ДВНЦ АН СССР П. И. Токаревым был сделан оперативный прогноз о возможном побочном извержении с 4 по 9 марта 1983 г. (Токарев, 1985).

В это время в Институте вулканологии был организован полевой вулканологический отряд для работы на предполагаемом извержении (начальник отряда А.П.Хренов).

В сложных зимних условиях высокогорья Камчатки на извержении был выполнен следующий комплекс исследований: велись наблюдения динамики извержения, отбор твердых образцов в ходе извержения, в хронологической последовательности их поступления на поверхность, замеры температуры лавовых потоков и их эффективной вязкости, определялись деформации земной поверхности в районе извержения, велись режимные аэрофотосъемочные, фотограмметрические и гляциологические работы, осуществлялась дискретная запись сейсмических и акустических явлений вблизи прорыва.

Извержение началось *8 марта 1983 г.* на перегибе восточного склона вулкана между крутой (25–30°) привершинной частью конуса и более пологим участком, постепенно спускающимся к подножью постройки под углом не более 15°. Прорыв магмы произошел на высоте 2875 м над уровнем моря по трещине длиной около 200 м, раскрывшейся на контакте "псевдоморены" с правым бортом одного из истоков ледника Келля.

В районе прорыва широко распространены разнообразные по форме ледников образования, которые можно разделить по морфологии поверхности, внутреннему строению и режиму существования на три зоны по высоте расположения на склоне вулкана. Верхняя зона – ледяной пояс – представляет собой специфическое образование изо льда, пирокластики и маломощных лавовых потоков, толщиной около 50–60 м. В отдельных местах на поверхность выходят дайки и скалистые гребни. Пределы высот 2700–4500 м. Ниже на высотах 2200–2700 м широко распространены "мертвые" и погребенные льды, на поверхность выходят многочисленные моренные гряды. Мощность льдов в этой зоне до 20–30 м. Еще ниже, до высот 700–800 м, расположена зона многолетнемерзлых пород, расчлененная верховьями "сухих" рек. Мощность мерзлоты порядка 100 м. Все эти зоны сверху вниз пронизывают собственно ледники, которые формируются в западинах рельефа на высотах 3000–4000 м над уровнем моря, а их языки спускаются далеко вниз. В области питания толщина льда 60–80 м, а на языках не более 50 м (табл.1.2).

Таблица 1.2.

Ледники Ключевского вулкана. Составлена Я.Д.Муравьевым.

Ледник	Морфологический тип	Экспозиция	Площадь км ²	Длина км	Высота. м		
					высшая точка	конец ледника	граница питания
1. Богдановича	Переметно-долинный	Ю	44.7	16	4570	1550	2800
2. Эрмана	- " -	СВ	45.1	18	4200	1150	2700
3. Влодавца	Баранкосов	СВ	3.1	6.4	3300	1600	2700
4. Сопочный	- " -	СВ	4.6	8.0	3100	1450	2800
5. Келля	- " -	В	2.1	3.4	3150	1900	2900
6. Пийпа	- " -	В	1.84	6.4	3100	1600	2850
7. Ключевской	Ледяной пояс		20.7	3.0	4400	2700	–
8. 170а	Склоновый	В	0.92	1.6	3000	2300	–
9. 170в	- " -	ЮВ	0.72	2.0	2950	2100	–
10. 170с	- " -	ЮВ	0.56	12	2900	2200	–
11. Иванова	Баранкосов	ЮВ	1.84	4.0	4150	2000	3100
12. Шмидта	Переметно-долинный	ЮВ	5.7	7.8	4570	1480	2850
13. Легинова	Баранкосов	З	1.12	2.2	4200	3100	3450

Эруптивный центр локализовался на границе ледника Келля и псевдоморены. Из него происходило непрерывное фонтанирование лавы. Вероятно, питающим каналом побочного извержения послужила новая радиальная трещина. В результате взаимодействия лавы с ледником возникали горячие водные потоки, которые пропиливали в леднике узкое ущелье. По этому ущелью вниз по склону узкой лентой изливался лавовый поток со скоростью от 5 до 7 м/с. Бортовых валов на потоке не было. Расход лавы в начале извержения составил более 25 м³/с. Вдоль ледникового ущелья на его южном борту были видны следы пепла – результат фреатических взрывов. К их возникновению приводили следующие причины: внедрение лавы и лахаров в тело ледника, обрушение ледниковых блоков на поверхность лавового потока и, как следствие, быстрое проникновение больших объемов талой воды под движущийся лавовый поток. На контакте лавы и ледника водные потоки (с температурой до 50°С) вырабатывали себе русло глубиной до 20 м. Расход воды менялся от 100 до 10 м³/с.

18 марта лавовый поток раздвоился и один из его языков (южный) достиг каменистого участка склона и стал доступным для опробования (рис.1.25).

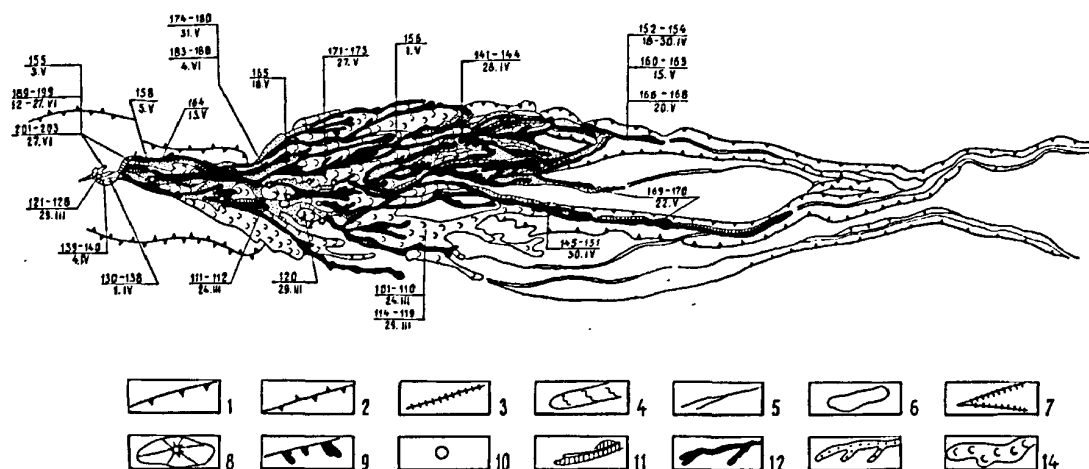


Рис.1.25. Схема лавового поля и точки отбора образцов. Условные обозначения: 1 – обрывы, овраги; 2 – граница ледникового цирка; 3 – стенки ледника без смещения; 4 – стенки ледника с трещинами смещения; 5 – лахары, грязевые потоки; 6 – останцы постройки вулкана; 7 – трещины у основания шлакового конуса; 8 – шлаковый конус; 9 – питающая трещина у основания шлакового конуса; 10 – вторичные лавовые бокки; 11 – бортовые валы лавовых потоков; 12 – активные лавовые потоки; 13 – остывающие лавовые потоки; 14 – остывшие лавовые потоки

В это же время на лавовом потоке длиной около 1 км впервые были отмечены вторичные лавовые бокки. Лава из глубины по-прежнему продолжала поступать на поверхность из одного эруптивного центра (Хренов и др., 1985). Дальнейшие исследования автором динамики движения лавовых потоков и их внутреннего строения показали, что наличие внутри них "лаводоов", как на лавах Килауза или Этны невозможно. Крупноглыбовые и шлако-глыбовые лавовые потоки, несмотря на свою удаленность от истока на расстояние более 10 км, и появление на них вторичных лавовых бокк (прорывы Пийпа Предсказанного, Предвиденного), не имеют никого отношения к "лаводоодам" или лавовым трубам. Далее в тексте они будут называться вторичными бокками. А появление дополнительных источников лавы из вторичных лавовых бокк (эруптивных центров) на лавовых потоках Ключевского вулкана связано с поступлением магмы по кулисообразным трещинам, контролирующими радиальный разлом.

23 марта, на 15-й день извержения, на истоке лавы за 12 часов сформировался шлаковый конус высотой 15 м, открытый на восток. Южный склон шлакового конуса опирался на псевдоморену, а северный – на ледник. Мощность ледника у основания конуса оценивается в 40-50 м. Из конуса происходили выбросы шлака и пористых вулканических бомб на высоту до 40 м над кромкой кратера. Взрывы следовали с интервалом 3-5 с. 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. На истоке

была измерена вязкость лавы – $1.5 \cdot 10^5$ Пуаз, а температура ее поверхности, замеренная пирометром "Проминь-17", на истоке не превышала 1080°C .

1 апреля уровень лавы в шлаковом конусе поднялся, и лава в течение нескольких часов выплескивалась и изливалась дополнительно через кратер шлакового конуса. Высота выброса бомб в это время достигала 100 м. Основная масса бомб размером до 0.5 м вылетала под углом $35\text{-}40^\circ$ к горизонту на высоту не более 20 м. В результате конус приобрел правильную геометрическую форму. Лава продолжала изливаться из бокки конуса и через вторичные бокки, удаленные от конуса на 2 км, образуя "едиичные лавовые речки" внутри лавового поля. Длина таких речек достигала 4 км, ширина в среднем 10 м, высота бортовых валов 2-3 м. Фронтальные части отдельных лавовых речек двигались со скоростью 300–400 м/сутки (рис. 1.28). Объем лавового поля с этого времени возрастал преимущественно только за счет наращивания его мощности, которая на отдельных участках достигала 50 м. Выше основания шлакового конуса в леднике открылась небольшая трещина длиной около 70 м.

2 апреля кратер шлакового конуса представлял собой два сдвоенных эксплозивных жерла. Эксплозивная деятельность шлакового конуса характеризовалась длительными паузами (3-4 дня) и периодами активности от нескольких часов до двух суток. Парогазовые выбросы из шлакового конуса сопровождалось звуковыми эффектами и либо были одиночными, либо образовывали последовательную серию из нескольких взрывов. Отчетливо наблюдалась закономерность в деятельности эксплозивного кратера и лавовой бокки: в момент ослабления взрывной активности расход лавы увеличивался, а в момент усиления уровень лавы понижался.

12 апреля шлаковый конус увеличил свои размеры до 20 м, из него продолжались непрерывные выбросы бомб на высоту до 50.

30 апреля произошла просадка и частичное обрушение восточного склона постройки шлакового конуса, на нем сохранился лавовый поток, излившийся 1 апреля.

Эффузивная деятельность оставалась на прежнем уровне. Происходило интенсивное наращивание мощности лавового поля. Одновременно наблюдалось до 5-7 действующих вторичных бокк и выходов из них подвижной жидкой лавы, что способствовало возникновению лавовых озер и запруд на лавовом поле.

5 мая впервые исток лавы стал смещаться ниже подножия конуса, который к этому времени вновь принял правильную форму, залечив "провалы" на склоне.

В целом за март – май деятельность прорыва можно считать стабильной, расход лавы менялся незначительно.

В марте внедрение лавовых речек в ледник привело к образованию и сходу нескольких лахаров к подножию вулкана на расстояние свыше 15 км, максимальный расход воды превышал 100 м³/с. На дне каньонов был смыт снежный покров толщиной более 5 м и на 2-3 м углублены русла временных водотоков. В апреле-мае сток воды имел пульсирующий характер; из-за перемещения лавовых потоков по лавовому полю основной сток талых вод также мигрировал вслед за ними, концентрируясь то в одном, то в другом водотоке.

28 мая впервые началась перестройка в динамике извержения – резко сократилась эффузивная деятельность, расход лавы сократился до 5 м /с, произошло отмирание "лавоводов", исток лавы вновь вернулся к подножию шлакового конуса. Истощение и закрытие лавовых бокк происходило постепенно снизу вверх.

31 мая с утра на прорыве не было 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.

2 июня уровень лавы второй раз поднялся до кромки кратера шлакового конуса. Из него двумя узкими рукавами несколько часов изливалась лава. Одновременно на склоне конуса образовались две новые бокки. Верхняя, газовая располагалась на 7 м ниже кромки кратера, нижняя, лавовая, у подножия конуса. Отмечалась некоторая синхронность в деятельности бокк: в момент активизации кратера в них понижался уровень лавы, и наоборот. Лава, которая переливалась через кратер, была более вязкой, чем та, которая изливалась через нижнюю бокку.

4 июня лавой был вновь разрушен восточный сектор шлакового конуса до уровня верхней бокки. Лава в течение нескольких часов из конуса "лавопадом" спускалась вниз и двигалась вдоль северного бортового вала лавового поля.

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 с интервалом в 3-4 с. После 10 июня извержение стабилизировалось, эксплозивная активность конуса уменьшилась, уровень лавы понизился. Лава изливалась из-под конуса по северному краю лавового поля. Примерно в 700 м от истока русло потока мигрировало, появлялись разветвления, но все остальные языки потока двигались параллельно, расходясь не более чем на 100-150 м. По направлению течения лава в этот период распространялась не далее 2 км. На всем протяжении потока интенсивно наращивались бортовые валы. Такой режим деятельности сохранялся до 17 июня.

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 высоту и ширину. Примерно через 30-40 мин расход лавы уменьшался до прежней величины.

Основное русло лавового потока сместилось к югу, приблизившись к осевой линии поля. С этого времени увеличение площади лавового поля прекратилось. Вся лава шла только по поверхности предыдущих порций потока. 24 июня вновь ожила лавовая бокка у основания конуса, расход лавы был равен 7 м³/с.

26 июня расход лавы на истоке снизился до 0.3-0.5 м³/с. При сохранении визуальных геометрических параметров русла скорость лавового потока уменьшилась до 1.3 см/с, эффективная вязкость возросла до 10⁷ Пуаз. Поверхность лавы на истоке имела типичную форму задранных вверх "лепестков", выдавившихся в очень вязком состоянии.

27 июня в 14 ч 15 мин деятельность шлакового конуса и истечение лавы прекратились. Извержение закончилось.

Таким образом, побочное извержение Предсказанное продолжалось 112 суток. Оно практически было чисто эффузивным, как извержение 1980 и 1987-1989 гг. В течение всего времени извержения происходила слабая эксплозивная деятельность с редкими выплесками лавы без единого пеплового выброса.

Шлаковый конус в конце извержения имел следующие размеры: высота 50 м, диаметр основания 150 м, объем 300 000 м³. Жерло представляло собой вертикальную круг-

круглую цилиндрическую трубу, слегка деформированную, диаметром в верхней части 15-20 м, внизу – 10-12 м. Стенки жерла были гладкие, оплавленные, в верхней части напоминали сваренную и глазурованную "кирпичную кладку" из кусков лавы размером по 20-40 см. Такую же, только не глазурованную "кирпичную кладку" представляли собой верхние 20 м наружного склона конуса. На дне жерла была видна поверхность лавы, покрытая коркой с красными светящимися трещинами. Глубина открытого канала до поверхности лавы – 50-60 м.

Объем лавы $\approx 0.05 \text{ км}^3$. Лава изливалась на поверхность из из-под основания конуса и вторичных бокк и распространялась многочисленными лавовыми речками, часто меняющими русло. Морфология лавового поля определялась наличием жидких лавовых потоков, изливающихся по крутому склону вулкана. На истоках встречалась лава с канатной поверхностью, переходящая в плоско-глыбовую, а в основном была шлакоглыбовая типа "аа". Расход лавы иногда колебался, но в целом в ходе извержения постепенно уменьшался от $\sim 25 \text{ м}^3/\text{с}$ в самом начале до $3-5 \text{ м}^3/\text{с}$ в конце. На заключительном этапе, на фоне небольшого в среднем расхода наблюдались кратковременные (продолжительность менее 1 ч) усиления расхода до $10-12 \text{ м}^3/\text{с}$.

Морфология лавового поля определялась характером отдельных потоков протяженностью до 5 км при ширине 7-10 и мощности 3-4 м. По протиранию потока поверхность лавы иногда закономерно менялась от "канатной" типа "пахое-хое" на истоке, с переходом в плоско-глыбовую до шлако-глыбовой типа "аа". Пористость потоков неравномерная флюидальная с вариациями по разрезу от грубо-пузыристой в корке потока до тонкопористой монолитной в центральной части.

Вулканические бомбы типа "коровьих лепешек" размером не более 0.5 м в поперечнике с мелкопузыристой, иногда плотной центральной частью и шлаковидной вспененной коркой.

Фумарольная деятельность на лавовых потоках и шлаковом конусе прорыва Предсказанный была очень слабой и приурочена в основном к основанию шлакового конуса.

Главной особенностью прорыва Предсказанный было сохранение одного эруптивного центра в ходе извержения и образование вторичных лавовых бокк, в результате чего возникали дополнительные истоки лавы на значительном расстоянии от конуса. В целом извержение протекало достаточно стабильно, без резких изменений в динамике. Последующие исследования на Ключевском вулкане привели автора к выводу о наличии дополнительных источников лавы вдоль трещины, удаленных друг от друга на значительное

расстояние. Так, например, при извержении прорыва Пийпа, вторичная лавовая бокка возникла на удалении 11 км от истока. Дешифрирование аэрофотоснимков однозначно указывает, что дополнительная лавовая бокка (источник лавы) возникла независимо от лавового потока (см. рис.1.14).

Образования гиалокластитов при контакте лавы со льдом не происходило. Характера эффузивной деятельности прорыва во времени позволяет выделить три этапа извержения.

1. Начальный этап – с 8 по 23 марта. Формируется эруптивный центр по скрытой в леднике трещине. Из него происходит фонтанирование и излияние лавы, сопровождающееся интенсивным разрушением ледника. Расход лавы максимален. Фреатические взрывы, лахары.

2. Основной этап – с 24 марта по 28 мая. Формируется шлаковый конус. Появляются и действуют лавовые трубы (лавоводы). Наблюдается постоянная миграция русел лавовых речек. Основной поток лавы движется вниз по склону, происходит формирование лавового поля и наращивание его мощности. Расход лавы в полтора-два раза меньше, чем на первом этапе. Фреатические взрывы, лахары.

3. Заключительный этап – с 29 мая по 27 июня. Лавовые трубы (дополнительные источники лавы вдоль трещины) отмирают. Исток лавы только из бокк шлакового конуса. Резко возрастает неустойчивость расхода лавы. Нарастает мощность верхней половины лавового поля. Впервые лавой на поверхность стали выноситься обломки ксенолитов и гомеогенные включения.

Анализ особенностей побочного извержения невозможен без характеристики состояния вершинного кратера Ключевского вулкана и его терминальных извержений. Этому вопросу большое внимание уделял Б. И. Пийп.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана в 1983 г.

Постоянные режимные наблюдения, которые проводились с сеймостанций Ключи, Апахончич, Подкова и с места побочного извержения, дают возможность охарактеризовать состояние вершинного кратера Ключевского вулкана и выделить в его деятельности три фазы.

Первая фаза (8.1-4.02.1983 г.) – подготовка к терминальному извержению. Над кратером несколько раз отмечалось непродолжительное свечение и слабые шлаковые выбросы.

Вторая фаза (5.02.-28.02.1983 г.) – слабое эксплозивное извержение центрального кратера. Оно имело прерывистый характер; усиление активности отмечалось 5-7, 10, 11, 13,

16, 17, 20-28 февраля. В эти дни в кратере наблюдалось фонтанирование лавы и выбросы бомб на высоту 300-600 м, а 23-25 февраля до 800-1000 м, как правило, они не перелетали за кромку кратера. Над кратером вулкана постоянно отмечалось свечение, которое носило характер сполохов.

В отмеченные дни в кратере происходили газо-пепловые выбросы светло-серого, серого цвета на высоту 400-600 м, реже облака типа "цветной капусты" поднимались на 1.5-2.0 км.

8, 9, 12, 14, 15, 18, 19 февраля наблюдались редкие парогазовые выбросы белого цвета и спокойное истечение пара из кратера.

28 февраля произошло землетрясение, после которого режим деятельности вершинного кратера резко изменился – заметно снизилась частота выбросов, значительно уменьшилась их сила. 1, 2 и 3 марта в кратере отмечалась только очень слабая фумарольная деятельность. 28 марта терминальное извержение закончилось.

Третья фаза (март-июнь) – отражает состояние вершинного кратера в период побочного извержения Предсказанного. Характерна слабая и умеренная фумарольная деятельность вершинного кратера; на общем фоне отмечались периоды полного покоя и периоды усиления, когда широкая белоснежная парогазовая колонна поднималась на высоту 1.5-2 км, давая начало широкому расплывчатому шлейфу длиной до 15-20 км.

За все это время в парогазовом облаке всего 11 раз отмечалось присутствие пепла.

Свечение над кратером вулкана отмечалось два раза: 27 марта и 5 апреля, причем оно было очень слабым и непостоянным, промежутки между отдельными сполохами достигали 10-15 мин при их относительной кратковременности.

После окончания побочного извержения Предсказанного 28 июня 1983 г. фумарольная деятельность вершинного кратера Ключевского вулкана практически прекратилась.

1.6. Петрография продуктов побочного извержения Предсказанного

Твердые продукты извержения представлены лавой с небольшим количеством пирокластического материала и вулканических бомб.

Макроскопически базальты прорыва Предсказанный темно-серого, почти черного цвета. Их структура сериально-порфировая со сходным парагенезисом минералов-вкрапленников и основной массы. Преобладает в них плагиоклаз (до 19 объем %), оливин встречается чаще, чем клинопироксен, а ортопироксен редок. Суммарное содержание

вкрапленников оливина и пироксенов в лавах не превышает 5% и не меняется в ходе извержения. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, оливином, орто- и клинопироксеном. Гломеропорфировые сростки мономинеральные, оливин-пироксеновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые. Основная масса сложена вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза, оливина, орто- и клинопироксена, рудного минерала, а также их кристаллитами. В образцах шлака и лавы, отобранных на истоке, структура основной массы гиалопилитовая, реже пилотакситовая, а на фронте потока и в бортовых валах – интерсертальная и микролитовая.

На гистограмме (Рис.1.26) показаны линейные размеры минералов. Удлинение вкрапленников плагиоклаза измерялось без учета оптической ориентировки кристаллов, однако статистически отчетливо устанавливалось увеличение в объемной доле кристаллов размером 0.25–0.50 мм (на единицу площади) в заключительный этап извержения.

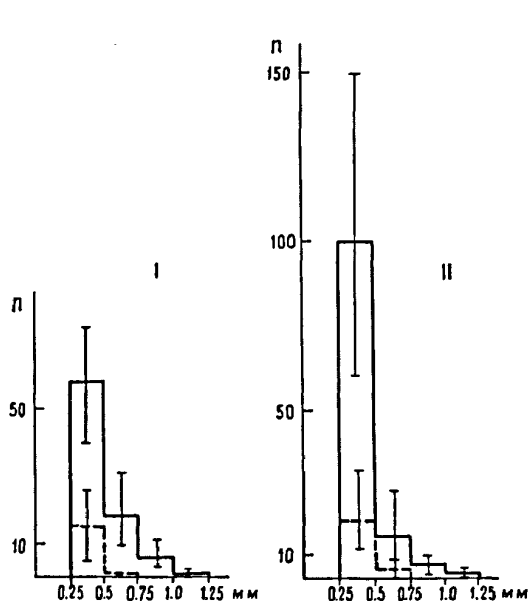


Рис.1.26. Условные обозначения: сплошная линия – количество вкрапленников плагиоклаза; пунктирная линия – темноцветные минералы на 1 см²; n – частота встречаемости; I и II – начало и конец извержения. Вариации объема кристаллической фазы – тонкая линия.

При этом объем кристаллической фазы может резко отличаться даже в пределах одной порции потока в зависимости от места отбора образца. Следовательно, кристаллизация в лавовом потоке, по-видимому, сопровождалась ростом субфенокристаллов плагиоклаза. При этом определенно увеличивались размеры микролитов по латерали потоков, а структура породы менялась от гиалопилитовой до микролитовой.

Исследования состава всех минеральных фаз в продуктах извержения проводились в полированных аншлифах на рентгеноспектральном микроанализаторе "Самбах" при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 40 нА. Концентрация элементов рассчитывалась по программе "МВХСОР". В качестве эталонов использовались: Si, Al, Na – Лабрадор

USNM 115900; Ca – голубой диопсид; Mg, Fe – оливин Fo₇₇; K-санидин с 12% K₂O; Ti, Mn, Cr – ильменит, родонит и хром-шпинель соответственно.

Плагиоклазы. Фенокристаллы плагиоклазов представлены двумя генерациями, отличающимися габитусом, степенью идиоморфизма, строением и относительной частотой встречаемости. К I генерации относятся кристаллы таблитчатого габитуса размером более 1 мм, идиоморфных очертаний с ярко выраженной осциллярной зональностью. Очертания зон роста кристаллов подобны его кристаллографическим очертаниям, а некоторое их несоответствие связано с включениями мельчайших кристаллов плагиоклаза с оптической ориентировкой, отличной от вмещающих их вкрапленников. Отмечен случай мономинерального гломеропорфирового сростка вкрапленников этого типа, в котором присутствуют более мелкие кристаллы также с осциллярной зональностью, подобной крупным вкрапленникам. Специфической особенностью таких фенокристаллов является также незначительное количество включений стекла, присутствующих только в краевых зонах. В некоторых вкрапленниках зональность наблюдается лишь в центральных частях кристаллов, как бы "срезаясь" к периферии кристалла. Количество фенокристаллов I генерации остается постоянным в ходе извержения и не превышает 1%.

Кристаллы плагиоклаза II генерации имеют удлиненно-призматический габитус и прямую зональность, а в гомеогенных включениях наряду с прямой зональностью проявлена и обратная. Характерной чертой для фенокристаллов плагиоклаза является увеличение содержания альбитового компонента на границе с газовой-жидкими включениями и стеклом. Микролиты часто имеют признаки скелетного роста, футлярные формы, прямую и редко обратную зональность.

Состав плагиоклаза варьирует как в базальтах, так и в гомеогенных включениях, от основного андезина до битовнита, отличительной особенностью является низкое содержание ортоклазового минала. Вкрапленники плагиоклаза в гомеогенных включениях соответствуют битовниту (поле I), в базальтах – лабрадору (поле II). Их каймы и микролиты отвечают основному андезину – кислому лабрадору (поле III). В этом ряду основности фаз кристаллизации плагиоклаза при отсутствии дискретности состава происходит закономерное увеличение количества железа (рис. 1.27).

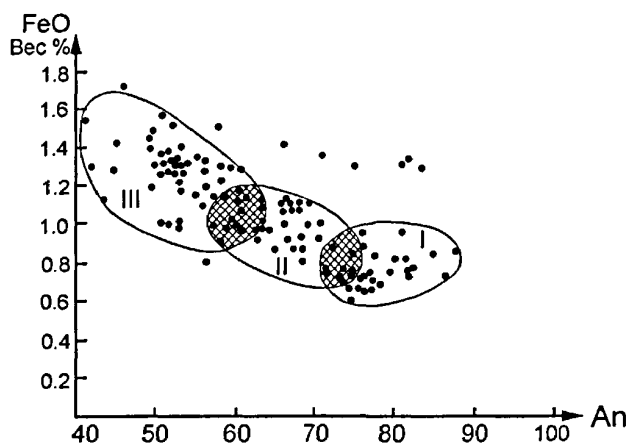


Рис.1.27. Диаграмма зависимости содержания FeO –An в плагиоклазах. Условные обозначения: поля составов плагиоклаза I – гомогенные включения, II – вкрапленники, III – каймы и микролиты основной массы.

Оливины явно преобладают среди темноцветных минералов в базальте и имеют гипидиоморфные очертания, таблитчатый габитус. Присутствуют в виде одиночных субфенокристаллов; последние иногда образуют поли- и мономинеральные сростки диаметром до 1.0 мм, в которых каждый кристалл обладает изометричной оплавленной формой. Возможно, это связано с образованием множества кристаллических граней, близких по положению (Лодочников, 1971), однако кристаллы в сростках обладают ориентировкой плоскости среза не только по первому пинакoidу, поэтому более вероятно, что это действительно оплавленные формы кристаллов. Вкрапленники редко, а субфенокристаллы довольно часто имеют признаки скелетного роста, образуя футлярные кристаллы, в центральной части которых обычно находится стекло, иногда с микролитами, или изотропный агрегат тонкорассеянного рудного минерала. По периферии вкрапленников оливина, подчеркивая их форму, часто наблюдается кайма, также образованная тонкорассеянным рудным минералом. В некоторых фенокристаллах оливина наблюдаются бухтообразные заливы стекла основной массы, иногда достигающие центральных частей кристаллов, что свидетельствует об их резорбции магматическим расплавом.

Очень редко оливин встречается в виде включений во вкрапленниках плагиоклаза удлиненно-призматического габитуса.

Состав оливина в базальте варьирует от хризолита (87% Fo) до гиалосидерита (55% Fo). При этом от вкрапленников к микролитам происходит закономерное увеличение содержания фаялитовой молекулы. Ксенокристаллы оливина обогащены форстеритовым компонентом и соответствует хризолиту 87-90% Fo, а тонкая кайма по их периферии аналогична по составу центральным частям вкрапленников оливина базальта – 75-78% Fo. Количество ксенокристаллов в глиноземистых базальтах Ключевского вулкана почти всегда одинаково и не превышает 1-1.5%. По сравнению с оливинами базальта несколько повышенная магнизи-

альность характерна также для новообразованных оливинов из реакционной оторочки ксенокристаллов клинопироксена. Следует также отметить находки вкрапленников оливина двухфазного строения, в которых одна из фаз, доминирующая по объему, имеет состав хризолита, а другая – гортонолита.

Клинопироксен имеет гипидиоморфные очертания, таблитчатый, длинно- и короткостолбчатый габитус, иногда присутствуют изометричные, округлые коррелированные вкрапленники и сферокристаллические агрегаты клинопироксена, в которых встречаются включения ортопироксена; вкрапленники клинопироксена образуют также полиминеральные сростки.

Двойникование проявлено довольно часто как в отдельных кристаллах, так и в моно- и полиминеральных сростках и сферокристаллических агрегатах. Плеохроизм практически отсутствует. Минералом-узником вкрапленников клинопироксена совместно со стеклом и газовой-жидкими включениями является рудный минерал и редко плагиоклаз. Состав вкрапленников клинопироксена в базальте соответствует эндиопсиду-авгиту. Клинопироксены состава эндиопсида, переходного к авгиту, содержат 0.25–0.90 вес. % окиси хрома и присутствуют только в ядрах кристаллов, постепенно изменяясь до авгитов к периферии. Такие вкрапленники редко наблюдаются в виде отдельных более или менее изометричных кристаллов. Чаще они присутствуют в сферо-кристаллических агрегатах и полиминеральных сростках, "коронаобразно" обрастая оливин. Большинство же вкрапленников клинопироксена соответствует авгиту с переходом в оторочке к субкальциевым авгитам–магнезиальным пижонитам. Состав микролитов (часто дендритовой формы) от ядра к краю, наоборот, меняется от магнезиальных пижонитов – субкальциевых авгитов до авгитов, редко ферроавгитов.

В гомеогенных включениях ксенокристаллов клинопироксена хромсодержащие разности отсутствуют, а клинопироксены обогащены волластонитовым компонентом по сравнению с клинопироксенами базальта. В микролитах от ядра к краю падает содержание волластонитового компонента (рис. 1.28).

Ортопироксены удлиненно-призматического, реже таблитчатого габитуса. Присутствуют в виде отдельных фенокристаллов, а также в моно- и полиминеральных сростках. Степень идиоморфизма вкрапленников варьирует. Иногда наблюдаются крестообразные двойники, однако двойникование нехарактерно. Во вкрапленниках ортопироксена наряду со стеклом и газовой-жидкими включениями в виде минералов-узников наблюдаются оливин, плагиоклаз и рудный.

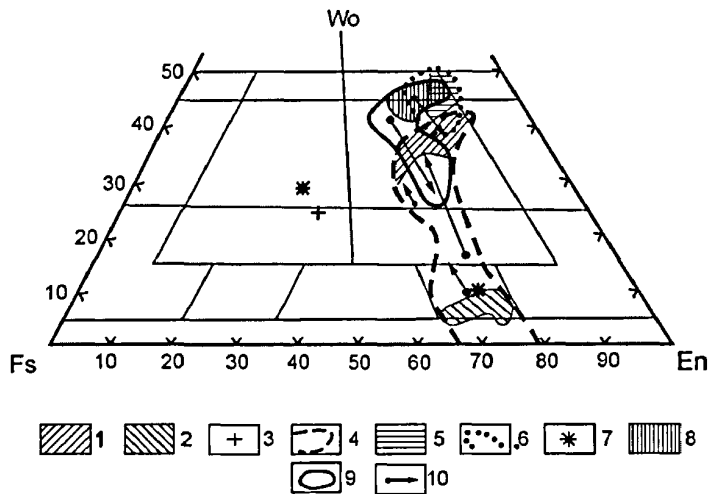


Рис.1.28. Диаграмма Wo-En – Fs для пироксенов: 1-4 – базальтов: 1 – вкрапленники, 2-3 – микролиты, 4 – поле состава пироксенов базальта; 5-6 – ксенокристаллов: 5 – ксенокристаллы клинопироксена, 6 – с микролитами реакционной зоны; 7-9 – гомогенных включений: 7 – микролиты ферроавгитов, 8 – вкрапленники, 9 – поле составов вулкана Крашенникова; 10 – тренд эволюции состава микролитов.

Ортопироксен имеет состав железистого бропизита – магниального гиперстена. В подавляющем большинстве случаев от центральных частей вкрапленников ортопироксена к микролитам наблюдается закономерное увеличение содержания ферросилитового минала. Редко в субфенокристаллах проявлена и обратная зональность. В последнем случае отличие между центром кристалла и его оторочкой по энстатитовому компоненту может достигать 2.0 мол.%. В субфенокристаллах ортопироксена (65–68% En) присутствует пойкилитово включенный оливин (65–66% Fo).

Отличие пироксенов наиболее наглядно отражается в соотношении Si/Al. При этом следует отметить, что хромсодержащие разности клинопироксенов в ядрах кристаллов не отличаются повышенным содержанием алюминия в тетраэдрической координации.

Полиминеральные гломеропорфировые сростки не отличаются разнообразием. Это обычно оливин – клино- и (или) ортопироксеновые котектики, редко клиноортопироксеновые. Отмечается друзитовое, "коронаобразное" обрастание клино- и (или) ортопироксеном (чаще клинопироксеном) оливина, который имеет аллотриоморфные очертания и иногда пойкилитово включает ортопироксен. По периферии таких сростков, обычно более или менее изометричной формы, часто наблюдается оторочка из субфенокристаллов оливина, межзерновые границы которых выполнены зеленовато-коричневым стеклом.

Рудные минералы в основном присутствуют в виде включений в минералах-вкрапленниках, а также в стекле основной массы. Изотропные кристаллы часто без определенных кристаллографических очертаний, размером до 0.65-0.70 мм; во включениях стекла в минералах-вкрапленниках рудная фаза образует тонкорассеянный агрегат.

Рудная фаза представлена главным образом титаномагнетитом с изоморфной примесью шпилели. В реакционной оторочке ксенокристаллов клинопироксена она обогащена

шпинелевым миналом, а в гомеогенных включениях—ульвошпинелевым компонентом. При этом в последних наибольшее содержание хромитового минала свойственно хромсодержащим титаномагнетитам, присутствующим в виде включений во вкрапленниках оливина, а в микролитах происходит увеличение содержания ульвошпинелевого компонента за счет уменьшения хромитового. В некоторых оливинах базальта заключена хромшпинель, отдельные индивиды которой отличаются повышенным содержанием ульвошпинелевого минала. Другие же зерна хромшпинели полностью соответствуют хромшпинели ксенокристаллов оливина, в которых они не кристаллизовались котектически с минералом-хозяином. Зональность кристаллов хромшпинели и эволюция их состава в целом обусловлена увеличением в них содержания шпинелевого, менее ульвошпинелевого минала и степени окисленности железа, что отражает обогащение остаточного расплава алюминием, титаном, а также повышение окислительного потенциала в процессе кристаллизации.

Гомеогенные включения выделяются светло-серой окраской. Форма их обычно уплощенная, эллипсоидальная, размеры до 2.0-3.0 см по удлинению, которое суб- или параллельно корке лавового потока. Контакт с базальтом в большинстве случаев отчетливый, однако иногда между граничными поверхностями, подчеркивая их форму, располагаются газовые пустоты. Микроскопически существует постепенный переход от гомеогенного включения к вмещающему базальту, но наблюдаются также случаи их "растаскивания" магматическим расплавом.

По минеральному составу гомеогенные включения отличаются от базальта отсутствием суб- и фенокристаллов ортопироксена и тахилитового стекла в основной массе, для которой характерна гиалиновая структура. Вкрапленники плагиоклаза удлиненно-призматического, лейстовидного, редко таблитчатого габитуса. Для них характерны: насыщенность центральных частей кристаллов включениями и стеклом; наличие прямой и обратной зональности или практически полное отсутствие зонального строения; присутствие "сноповидных" структур, свидетельствующих о резком переохлаждении расплава в период кристаллизации вкрапленников; отсутствие вкрапленников с ритмичной зональностью. В фенокристаллах плагиоклаза в виде минерала-узника присутствует клинопироксен, рудная фаза и оливин (последний может быть также минералом-хозяином для плагиоклаза).

Фенокристаллы оливина и клинопироксена гомеогенных включений отличаются от таковых в базальтах следующим: более изометричными формами кристаллов и отсутствием признаков скелетного роста оливина; отсутствием изометричных, округлых

коррелированных вкрапленников клинопироксена и сферокристаллических агрегатов клинопироксена.

Ксенокристаллы оливина имеют блоково-мозаичное строение, довольно отчетливые кристаллографические очертания и размеры до 2.5 см. Отмечен случай присутствия ксенокристалла оливина в "рубашке" гомеогенного включения. По периферии ксенокристаллов оливина наблюдается оптически однородная тонкая кайма, в которой отсутствуют газово-жидкие включения и рудная фаза, характерные для их центральных частей. За исключением тонкой каймы, в ксенокристаллах оливина проявлен процесс перекристаллизации с образованием тонкокристаллического агрегата новообразованного оливина.

Ксенокристаллы клинопироксена представляют собой сложные сростки кристаллов с разнообразной оптической ориентировкой. Реакционные взаимоотношения с магматическим расплавом зафиксированы в реакционной оторочке, состоящей из тонкозернистого агрегата плагиоклаза, клинопироксена, оливина и рудного минерала. В виде включений присутствует биотит, который встречается в газово-жидких включениях и как собственно минерал-узник.

В это же время появились и микроксенолиты, некоторые из них несут отчетливые признаки взаимодействия с магматическим расплавом, выражающиеся в их преобразовании и дезинтеграции. Особый интерес представляют гломеропорфировые сростки оливина и клинопироксена с пойкилитово включенным оптически однородным плагиоклазом. В таких сростках оливин иногда катаклазирован, а по периферии часто присутствуют червеобразные мермекитоподобные симплектитовые вроски рудного минерала. Клинопироксен же частично преобразован в мелкозернистый агрегат, состоящий из клинопироксена, плагиоклаза, рудного минерала и, редко, многочисленных зерен новообразованного оливина.

Анализ главных петрогенных окислов свидетельствует, что состав продуктов извержения на всех этапах деятельности побочного прорыва остается практически постоянным (Хренов и др., 1985). Опираясь, на работы Э.И.Пополитова и О.Н. Волынца (1981), автор вслед за ними считает, что базальты прорыва Предсказанный (как, впрочем, и все остальные базальты Ключевского вулкана) относятся к известково-щелочным глиноземистым базальтам, по содержанию SiO_2 (53-54 вес.%). Некоторые исследователи их относят к андезито-базальтам. Но, автор на протяжении всех лет называл, как и академик А.Н.Заварицкий, их базальтами (табл.1.3).

Таблица 1.3.

Представительные химические анализы (мас. %) базальтов центральных и ареальных типов района Ключевского вулкана.

№	NN	Название извержения, год	Характеристика образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ₋	H ₂ O	P ₂ O ₅	СУММА
1	12-5	конус Булочка	плотная разновидность лавы	52.28	0.91	13.35	3.52	5.53	0.15	12.21	9.16	2.28	0.72	0.16	0.06	0.15	100.48
2	12-12	конус Булочка	бомба	51.76	0.92	13.76	0.03	8.87	0.16	11.40	9.68	2.70	0.78	0.05	0.21	0.15	100.47
3	10-1	конус Малыш	плотная разновидность лавы	51.26	0.90	13.28	2.88	6.48	0.17	11.60	9.76	2.39	0.68	0.04	0.22	0.22	99.88
4	22-1	конус Шмалева	пористая порода с редкими вкраплениями оливина	52.37	0.99	16.80	2.62	6.74	0.15	7.47	8.40	2.70	0.91	0.00	0.36	0.19	99.70
5	AB-86-1	конус Перевальный	бомба, шлак	52.40	0.96	16.17	1.65	7.15	0.12	7.20	8.96	3.49	0.98	0.20	0.18	0.29	99.75
6	67-33	конус Слюнина	фронт лавового потока	54.32	0.87	14.55	1.90	6.77	0.16	8.60	8.70	2.55	0.80	0.00	0.34	0.16	99.69
7	30-10	конус Логинова ("К")	бомба	52.15	1.04	16.86	3.0	5.67	0.17	8.55	9.10	2.88	0.84	0.02	0.32	0.18	99.51
8	26-7	конус Малесва ("1")	бомба	53.35	0.89	14.55	1.0	6.42	0.16	7.42	9.45	2.81	0.66	0.05	0.00	0.13	99.51
9	15-1	конус "Д"	бомба	52.44	0.91	15.88	1.75	6.77	-	7.45	9.20	2.95	0.90	0.00	0.48	0.14	99.61
10	33-12	конус Кулакова ("О")	фронт лавового потока	53.40	1.07	18.76	3.39	5.24	0.14	5.30	7.64	3.33	1.20	0.00	0.00	0.20	99.67
11	37-13	конус Скуридина ("S")	порфиновый лавовый поток	53.84	0.75	16.88	1.66	6.88	0.15	6.46	8.37	3.17	0.96	0.11	0.14	0.16	99.53
12	1-6	конус Киргурич, 1932 г.	лава, первая порция	52.82	0.71	15.72	3.24	5.70	0.16	7.58	9.69	2.61	0.98	0.05	0.09	0.16	99.51
13	1-3	конус Киргурич, 1932 г.	перьевидная лава, пористый 01-Рх базальт, последняя порция	52.77	0.77	14.97	2.52	5.90	0.20	9.69	8.99	2.54	0.96	0.07	0.01	0.20	99.59
14	2-2	конус Туйла, 1932	лава, плотный 01-Рх базальт, ближе к истоку	52.23	0.81	14.82	5.07	3.31	0.21	8.76	9.60	2.50	0.90	0.05	0.10	0.20	99.56
15	2-1	конус Туйла, 1932	лава, пористый 01-Рх базальт, правый борт лавового поля	52.78	0.67	14.88	3.35	5.82	0.15	8.81	9.71	2.61	0.98	0.12	0.10	0.16	100.14
16	3-6	конус Биюкось, 1932	лава, исток, первая порция	52.36	0.66	15.91	2.93	5.76	0.15	7.94	9.53	2.65	1.06		0.36	0.19	99.50
17	3-1	конус Биюкось, 1932.	лава, последняя порция	52.31	0.77	14.75	1.90	6.38	0.20	10.14	9.28	2.45	0.90	0.06	0.20	0.20	99.51
18	53-1	кратер Козей, 1938 взрывные воронки	бомба	54.08	0.69	17.29	2.64	6.13	0.15	5.73	8.41	3.11	1.20	0.03	0.34	0.20	100.00
19	80-4	конус Невидимка	лава, 150 м от истока	53.34	0.69	16.94	2.88	5.93	0.15	6.41	8.48	3.17	1.13	0.01	0.13	0.19	99.50
20	59-3	конус Билюкай, 1938	лава, поток у основания конуса	53.24	0.69	16.78	2.35	6.21	0.15	6.65	8.99	2.97	1.13	0.03	0.15	0.19	99.53
21	59-7	конус Билюкай, 1938	лава, пористый 01-Рх базальт, конечная порция лавы	53.14	1.15	15.10	2.60	6.36	0.21	8.40	9.33	2.90	0.43				99.85

Продолжение табл. 1.3

№	NN	Название извержения, год	Характеристика образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ₋	H ₂ O	P ₂ O ₅	СУММА
22	50-3	прорыв Юбилейный, 1945	лава	53.50	1.04	17.27	2.40	6.02	0.15	5.71	8.34	3.40	1.20	0.01	0.27	0.20	99.50
23	50-7	прорыв Юбилейный, 1945	лава	53.20	1.05	17.83	2.51	6.36	0.18	5.53	8.38	3.23	1.14	0.00	0.08	0.22	99.71
24	60-8	прорыв Апахончич, 1946	лава, 2600 м от фронта потока	52.47	1.10	17.99	6.42	3.25	0.16	5.45	8.36	3.17	1.08	0.04	0.20	0.23	99.94
25	69-1	прорыв Былинкиной, 1951	лава, западный край лавового поля	53.23	1.12	17.98	2.62	5.95	0.17	5.04	8.16	3.52	1.29	0.05	0.14	0.23	99.51
26	70-2	прорыв Белянкина, 1953	лава, 500 м вниз от шлакового конуса	52.46	1.12	19.22	2.92	5.85	0.14	4.68	7.73	3.76	1.34		0.12	0.22	99.56
27	68-4	прорыв Вернальского и Крыжановского, 1956	лавовый поток	53.39	1.18	18.17	2.87	4.89	0.15	4.90	8.96	3.32	1.04	0.66	0.53	0.00	100.08
28	79-4	прорыв Пийна, 1966	лава, 800 м от истока	53.11	1.07	17.09	2.55	6.25	0.16	6.05	8.41	3.29	1.14	0.03	0.23	0.16	99.54
29	79-6	прорыв Пийна, 1966	лава, 2000 м от истока	53.22	1.09	17.69	2.00	6.45	0.15	5.89	8.38	3.11	1.14	0.02	0.12	0.24	99.50
30	АВ-25	прорыв IV ВВС, 1974	лавовый поток 8 сентября, 1 фаза извержения	53.10	1.18	17.16	3.05	6.12	0.16	5.28	9.20	3.57	1.16	0.00	0.34	0.17	100.49
31	98-2	прорыв им. 8 Марта, 1980	лава	53.16	1.14	18.17	3.76	5.18	0.16	5.19	8.41	3.35	1.14	0.03	0.23	0.14	100.06
32	128	прорыв Предсказанный, 1983	бомба	52.96	1.03	18.09	3.38	6.02	0.17	5.37	8.08	3.37	1.24		0.18	0.22	100.11
33	АХО-100-5	прорыв Предвиденный, 1987	исток лавы на высоте 3900 м. 23.02.87	52.08	1.12	18.75	2.38	6.58	0.15	5.36	7.86	3.66	1.36	0.06		0.20	99.56
34	АХО1-100	прорыв Предвиденный, 1987	лава, прорыв на перевале, высота 2900 м	52.09	1.12	18.83	3.17	6.02	0.16	5.36	8.06	3.60	1.32	0.02	0.12	0.18	100.05
35	АХО-150	Козыревский желоб	лавовый поток, излившийся в январе 1987 г из кратера	52.20	1.13	18.62	3.14	6.02	0.18	5.36	8.06	3.40	1.25	0.07	0.18	0.18	99.79
36	101-25	прорыв 25 лет ИВ, 1988	лава	53.26	1.11	17.88	2.83	6.11	0.14	5.32	8.02	3.26	1.14		0.38	0.19	99.64
37	АХО-200	лостройка, правый борт Крестовского желоба	дайка мощностью 2 м	53.44	1.01	18.32	3.45	5.67	0.16	5.02	7.78	3.32	1.15	0.19	0.16	0.21	99.88
38	102-3	14 декабря 1988	лава из вершинного кратера	52.98	1.07	17.84	5.40	3.92	0.17	5.12	8.18	3.31	1.14	0.14	0.24	0.22	99.73
39	АХО-301	лавовый поток вершинный кратер, 1988	январь 1988 г., лавовый поток из вершинного кратера	52.66	1.10	18.38	3.51	5.64	0.15	5.22	8.26	3.76	1.25	0.00	0.23	0.21	100.16
40	105-7	прорыв Скуридина	лава	52.88	1.09	17.30	2.27	7.00	0.16	5.30	8.20	3.51	1.25		0.37	0.18	99.51

Аналитик А.Н.Округина ЦХЛ ИВ ДВО

Попытка оценки состава расплава до периода кристаллизации по включениям стекла во вкрапленниках не увенчалась успехом, так как состав включений стекла в минералах зависит от состава минерала-хозяина (табл. 1.4).

Таблица 1.4.

Представительные химические анализы (вес.%) стекол в базальтах Предсказанного

Компонент	Стекло				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	61.38	61.56	62.72	59.33	59.15
TiO	1.93	2.57	2.90	2.38	2.49
Al ₂ O ₃	14.04	13.61	14.27	10.95	10.37
FeO	9.93	7.63	6.34	11.45	1.09
MnO	0.18	0.14	0.12	0.25	0.21
MgO	1.22	1.31	1.17	3.29	3.78
CaO	4.37	5.67	5.79	4.51	6.63
Na ₂ O	5.29	3.33	4.84	3.22	2.80
K ₂ O	1.86	3.24	2.64	4.09	3.18
Σ	100.18	99.05	100.89	99.49	99.71

Примечание. Стекло базальта; 1 – интерстициальное в основной массе, 2 – в оливине. Стекло однородных включений: 3 – в оливине, 4, 5 – в оторочке вкрапленника плагиоклаза.

Имеющийся фактический петрографический материал на прорыву Предсказанный интерпретируется следующим образом.

В наиболее высокотемпературную, субликвидусную стадию существования магматической системы в относительно восстановительных условиях из магматического расплава происходила кристаллизация ядер вкрапленников хромсодержащих высококальциевых авгитов-эндиопсидов, бронзитов, а также оливина (78-86% Fo) с редкими включениями хромшпинели.

В хромсодержащих высококальциевых авгитах-эндиопсидах, образующих сферокристаллические сростки, присутствуют пойкилитовые включения хромсодержащего бронзита (0.20–0.25 вес.%, Cr₂O₃ 76% En), в то же время включения такого же бронзита наблюдаются и в оливине 76% Fo. Этот оливин находится в реакционных взаимоотношениях с "друзитово" обрастающими его клино- и ортопироксенами. Учитывая изометричную оплавленную форму сферокристаллических сростков, следует констатировать, что хромсодержащие бронзиты кристаллизовались несколько раньше хризолита 76–78% Fo.

По экспериментальным данным, реакционные взаимоотношения оливина и расплава в сухих условиях существуют при давлениях до 3 кбар, 5 кбар и 28 кбар в зависимости от состава базальтовых систем, но при нереально высоких температурах (более 1500° С). В присутствии летучих (водные условия) реакционные соотношения оливина с расплавом

реализуются до более высоких давлений при резко уменьшающейся температуре ликвидуса (Kushiro et.al, 1968).

Структура расплава и его свойства зависят от количества летучих и P_{H_2O} в магматической системе. Повышение давления воды снижает вязкость расплавов и приводит к деполимеризации (Заварицкий, Соболев, 1961). Вследствие этого происходит расширение поля кристаллизации оливина и уменьшение поля кристаллизации богатого кальцием клинопироксена при доминирующей роли H_2O над CO_2 .

Оценка условий кристаллизации этого этапа эволюции магматического расплава предполагает температуру не менее $1090-1100^\circ C$, P_{H_2O} не более 2.0-2.5 кбар и фугитивность кислорода от $1.74 \cdot 10^{-11}$ до $1.35 \cdot 10^{-9}$ (Sack et.al., 1980). Для реально существующих в базальте оливинов (76-78% Fo) температурный интервал их кристаллизации $1085-1095^\circ C$, а рассчитанное соотношение (Sack et.al., 1980) окисного железа к закисному соответствует 0.10-0.27.

В дальнейшем происходит кристаллизация хромсодержащих титаномагнетитов, а к пироксенам присоединяется более железистый оливин, образуются вкрапленники плагиоклаза таблитчатого габитуса с ритмичной зональностью. Температура кристаллизации их соответствует интервалу $1080-1090^\circ C$, при $P_{H_2O} = 3.0-3.5$ кбар.

Существует несколько точек зрения на генезис вкрапленников с ритмичной зональностью: неоднократное переохлаждение или "ступенчатый" подъем магмы (Лодочников, 1974), колебания гидростатического давления в расплаве во время кристаллизации и перенос кристаллов на разные уровни магматической камеры (Хэт Ф. и др. 1975).

Некоторые исследователи, опираясь на эксперименты (Заварицкий, Соболев, 1961; Хэт Ф. и др., 1975), считают наиболее вероятной причиной кристаллизации таких вкрапленников флуктуацию давления летучих. Для прорыва Предсказанный такие условия могли существовать в канале Ключевского вулкана (при открытом жерле) перед извержением (Пийп, 1956).

Влияние давления водяного пара в магматической системе на состав кристаллизующегося плагиоклаза прямо противоположно эффекту изменения общего давления. По-видимому, влияние этих двух факторов на расплав и приводит к образованию ритмичной и обратной зональности. Увеличение основности от ядра к оторочке вкрапленников плагиоклаза связано, с одной стороны, с уменьшением литостатического давления, а с другой – с увеличением давления флюидной фазы, растворимость которой в расплаве падает в процессе подъема расплава к поверхности (Перчук, 1973). Если принять, что литостатическое

давление в начальный этап образования вкрапленников плагиоклаза было равным P_{120} , то глубина места их формирования соответствует 8.0–10.0 км, при этом следует учитывать гипсометрическое положение прорыва и давление около 1 кбар, оказываемое вулканической постройкой Ключевского вулкана (Хренов и др., 1985).

Начало кристаллизации ядер большинства вкрапленников плагиоклаза II генерации связано с отделением флюидной фазы. В результате этого произошло повышение температуры кристаллизации с образованием более кальциевых плагиоклазов с прямой зональностью и одновременная резорбция вкрапленников плагиоклаза I генерации, а также обрастание их каймой более кальциевого плагиоклаза.

Формирование большинства субфенокристаллов и минералов основной массы по двупироксеновому геотермометру отвечает температурному интервалу кристаллизации 1050–1080° С. В темноцветных минералах-вкрапленниках к периферии кристаллов закономернo и постепенно увеличивается содержание железа, что указывает на их дораствание в процессе подъема магматического расплава к поверхности. В то же время вариации состава некоторых ядер суб- и фенокристаллов свидетельствуют об их нуклеации в разных РТ-условиях (Хренов, 1980).

Суммарное количество вкрапленников темноцветных минералов (~5%) и плагиоклаза I генерации (~1.0%) в ходе извержения остается практически постоянным, а количество вкрапленников плагиоклаза II генерации варьирует от 3 до 14% (Хренов и др., 1985). Для первых устанавливаются относительно стабильные, а для вторых изменяющиеся во времени условия кристаллизации. Следствием неравновесных условий кристаллизации магмы в приповерхностных условиях наряду с вариациями количественно-минеральных соотношений вкрапленников, главным образом плагиоклаза, является закономерное изменение их состава (Вольнец, Колосков, 1976).

Для всех побочных исторических извержений Ключевского вулкана, начиная с 1945 года до наших дней, характерны базальты постоянного химического состава (см. табл.1.3), с единым парагенезисом породообразующих минералов. Среди минеральной ассоциации вкрапленников и микролитов преобладает плагиоклаз, оливин встречается чаще, чем клинопироксен, а ортопироксен – редко. Суммарное содержание оливина и пироксенов в лавах меняется в пределах от 3 до 7% и, как правило, не превышает 10%. Структура пород побочных прорывов сериально-порфировая, а структура основной массы меняется от витрофировой до интерсертальной и зависит от места отбора образца.

Вариации количественно-минерального состава лав в ходе отдельных извержений различны. Изменение степени кристалличности в породах извержений происходит главным образом за счет увеличения количества и размеров плагиоклаза. Количество вкрапленников плагиоклаза увеличивается к концу извержения в лавах Билукая – 1938 г. (Набоко, 1947), Юбилейного – 1945 г. (Пийп, 1956), в периоды ослабления извержения в лавах Прорыва Пийпа – 1966г (Кирсанов, Важеевская, 1971). На извержениях им. 8 Марта (1980 г.) и Предсказанном (1983 г.) содержание объемной доли вкрапленников плагиоклаза в лавах остается практически постоянным, что может быть объяснено чисто эффузивным характером активности. Связь между динамикой и кристалличностью продуктов извержения была выявлена автором ранее и для других вулканов (Хренов, 1980).

1.7. Редкоземельные и другие редкие элементы в базальтах Ключевского вулкана

Наряду с рассмотренными выше геологическими и петрографо-петрохимическими особенностями вулканических пород Ключевского вулкана для анализа происхождения и эволюции базальтоидных расплавов нами были использованы приведенные впервые полные спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для главных разновидностей лав вулкана.

Содержание редких земель в исследуемых породах приведено в таблицах 1.5. и 1.6. а распределение нормированных по хондриту концентраций РЗЭ на рис.1.29. и 1.30.

Средний уровень содержания РЗЭ в базальтах и андезитобазальтах Ключевского вулкана (см. табл.1.5. и 1.6.) значительно выше, чем в океанических и островодужных толеитах, в том числе и в низко-калиевых базальтах Камчатки (Антипин и др., 1984).

Среди лав исторических извержений на склонах Ключевского вулкана наименьшие содержания почти всех РЗЭ характерны для последней порции излияний высокомагнезиальных базальтов Киргурича (1932 г.), генетически относящихся к ареальной зоне, а максимальные их концентрации свойственны субафировым базальтам, завершающим прорыв Предсказанный (1983 г.). По уровню содержания РЗЭ к последним достаточно близки все исследованные лавы извержений 1983–1984 гг. (см. рис.1.29. и 1.30). Несмотря на значительные вариации концентраций РЗЭ от магнезиальных лав Киргурича до продуктов извержений последних лет не фиксируется дискретных различий в распределении РЗЭ в магнезиальных и глиноземистых типах базальтов (см. рис. 1.30), как это было установлено ранее для Северного и Южного прорывов БТТИ (Ан-

типин и др. 1984). Суммарное содержание РЗЭ в лавах Ключевского вулкана постепенно растет в указанном направлении, а среди отдельных элементов спектра наиболее отчетливо рост их концентраций выражен для легких лантаноидов (см. рис.1.29).

Таблица 1.5.

Средние содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах Ключевского вулкана и БТТИ, г/т

Элементы	Ключевской вулкан				БТТИ	
	1932 г.	1938 г.	1983 г.	1984–1985 гг.	Северный прорыв	Южный прорыв
La	7.0	8.8	9.6	9.6	7.65	25.5
Ce	14.6	18	20	19	16	41
Nd	9.9	13	14	14	9.5	27.2
Sm	3.0	3.6	4.7	3.8	3.1	7.6
Eu	0.78	1.1	1.2	1.15	0.97	2.2
Gd	3.5	5.0	5.5	5.0	3.55	8.1
Dy	3.2	4.1	4.4	4.3	3.4	6.8
Ho	0.65	0.92	0.96	0.84	0.65	1.41
Er	1.8	2.5	2.5	2.2	2.0	4.0
Yd	2.2	2.8	2.8	2.7	1.85	3.3
Lu	0.26	0.30	0.34	0.29	0.17	0.50
Y	16	19	21	21	17.5	29
Сумма РЗЭ	62.3	79.1	87.0	83.9	68.1	163.3
(Σ)Ce/AY	1.21	1.21	1.25	1.24	1.17	1.82
La/Yb	3.18	3.14	3.43	3.56	4.13	7.73
Eu/Eu *	0.74	0.80	0.72	0.81	0.94	0.90
Nb	2.0	2.0	2.3	2.5	2.7	4.7
Zr	104	119	129	145	70	231
Hf	2.5	2.2	2.5	2.6	1.0	5.5
Sr	323.0	318.1	340.6	336.0	315	325
Ba	262.1	290.0	363.2	368.0	330	870
Rb	13.0	12.9	15.6	15.8	11.6	46.5
Zn	62.9	69.4	73.8	75.3	75	59
Ni	70.0	60.2	19.5	20.3	120	52
V	233.2	222.1	241.5	244.0	250	210
Cu	85.0	70.6	84.0	46.8	145	175
Pb	3.0	2.0	2.5	3.5	2.7	5.9

Примечание. Использованы данные определения редких элементов в лабораториях Института геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР (Л.А.Чувашова, Е.В.Смирнова, Л.Д.Макагон, С.Н.Арбатская) и Отдела геологических наук Мичиганского университета (R.S.Arculus, J.Davidson, A.V.Halliday, P.Hoinden). БТТИ – Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг. Eu.

Таблица 1.6

Представительные химические анализы, выполненные R.Arculus по образцам А.П.Хренова в Мичиганском университете

	AX0-3	AX0-30	1-7	2-1	2-3	5-1	114	156	215	231	247	253	256	53-2	59-6	59-7	37-12	59-11
SiO ₂	52.85	52.94	52.11	52.27	57.44	52.29	53.20	53.01	53.01	53.31	53.05	53.53	53.01	53.63	53.67	52.39	52.86	52.22
TiO ₂	1.15	1.13	0.90	0.86	1.23	1.08	1.10	1.15	1.14	1.16	1.06	1.10	0.97	0.98	0.93	0.94	0.97	0.93
Al ₂ O ₃	17.25	17.17	14.92	14.27	17.60	16.72	17.21	17.38	17.08	18.14	16.57	17.53	15.68	16.56	14.94	15.06	16.05	14.94
Fe ₂ O ₃	9.63	9.54	9.37	9.27	7.09	9.84	9.58	9.78	9.72	9.17	9.41	9.22	9.33	9.37	9.52	9.43	9.33	9.32
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
MgO	5.07	5.07	7.78	8.88	1.87	6.26	5.10	5.08	5.38	4.37	5.85	4.78	7.05	5.86	8.36	7.87	6.58	7.96
CaO	8.36	8.37	10.28	10.14	6.69	9.32	8.44	8.45	8.65	8.08	8.74	8.05	9.50	8.70	9.67	9.60	9.00	9.66
Na ₂ O	3.31	3.27	2.63	2.50	3.76	3.03	3.62	3.39	3.50	3.63	3.07	3.55	3.10	2.97	2.78	2.72	3.48	2.87
K ₂ O	1.13	1.10	0.98	0.93	2.59	0.77	1.11	1.11	1.06	1.21	1.09	1.21	0.98	1.06	0.92	0.93	0.88	0.94
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.17	0.15	0.66	0.16	0.21	0.21	0.20	0.21	0.19	0.23	0.17	0.20	0.09	0.17	0.17	0.18
Total LOI H ₂ O-	99.13	98.97	99.31	99.44	99.04	99.64	99.75	99.73	99.91	99.43	99.20	99.36	99.95	99.50	100.05	99.28	99.49	99.19
Nb	3.4	1.6	2.1	1.6	5.5	1.8	2.7	2.0	2.4	1.1	2.0	1.9	2.3	2.3	2.2	1.6	1.8	1.2
Zr	147.7	146.9	108.5	103.9	471.8	122.8	145.9	148.3	144.7	147.1	136.1	153.3	121.8	135.5	116.5	118.4	127.5	114.3
Y	23.4	24.1	19.8	18.9	51.8	23.8	23.4	24.4	24.4	23.7	23.3	23	21.2	21.7	19	18.8	21.7	18.8
Sr	336.2	335.7	338.1	307.9	321.8	306.3	338.1	343.2	341.5	376.8	352.3	357.9	327.5	336.8	308.5	312.2	293.2	305.7
Th	0	0	0	0	0.7	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	3.5	3.5	2.5	3.5	9.1	3	2.5	2.5	1.5	4.9	4	2.4	3.5	3	1.5	1	3.9	1
Ga	18.1	17.3	15.4	15.3	18.5	16.9	18.1	17.5	18.2	19.9	18	17.8	18.9	17.2	16.8	16	15.8	15.9
Zn	76.1	74.5	61.5	64.3	69.1	72.1	73.8	73.7	79.4	71.1	64.1	70.5	66.4	80.5	65.9	67.8	71.7	66.2
Cu	75	78.5	82.9	87.1	256.4	25.3	84.1	83.8	94.7	107	95.6	90.2	82.2	74.2	55.9	68	59.6	72.9
Ni	21.2	19.4	47.8	92.2	5.2	24	21.2	17.7	21	16.8	28.4	16	49.9	27.5	83.6	67.5	43.7	72.5
U	0	0	0	0	0.9	2.9	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0

Продолжение таблицы 1.6

	AX0-3	AX0-30	1-7	2-1	2-3	5-1	114	156	215	231	247	253	256	53-2	59-6	59-7	37-12	59-11
Rb	15.5	16.2	13.4	12.5	74.9	11.1	16.3	14.9	14.1	17.5	15.5	16	12.5	15.4	11.8	12.5	13.9	12.4
Cr	24.1	24.5	195	458.6	2.9	108.4	33.4	23.8	32.1	8.7	71.2	24	213.1	75.6	359.6	301	154.1	352.5
Ce	16.6	16.5	1	12	64.4	9.7	17.7	14	13.5	18.1	16.1	16	11.4	12.3	9.8	12.5	12.9	17.4
Sc	27.1	28.7	35.4	35.8	17.8	30.8	22.5	27.4	25.6	19.6	25.2	20.5	30.4	29	29.6	27.9	27.3	23.4
Nb	11.8	5.9	5	6.6	33.3	5.4	3.2	4.8	8.6	6.4	8.1	9.6	10.4	8.6	1.6	6.5	10.7	8.7
Ba	371.3	364.6	276.6	247.7	806.6	259.5	368.4	358.1	338.4	385.2	334.4	3,966.6	293.8	326.2	281.8	278.3	311.4	270
V	248.6	239.4	237.4	229.1	147.5	247.4	236.3	246.6	244.7	230.7	222.9	209.9	218.4	218.8	235.5	224.4	220.9	213.5
La	0.5	0.5	0	0	26.6	0	2.6	2.1	0	0	0	2	4.2	0	1.6	0	0	5.2
Rh	5285.6	5309.0	5238.6	5238.3	5760.6	5260.3	5278.9	5248.9	5289.8	5375.8	5289.4	5399.8	5315.1	5327.5	5306.1	5257.1	5341.1	5220.4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703689	NA	0.7035	0.7035	0.7036	NA	NA	NA	NA	0.7037	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.7036

Привязка образцов:

1. AX0-3 – лавовый поток вершинного извержения 1994 г.,
2. AX0-30 – лавовый поток вершинного извержения 1995 г.,
3. 1-7 – лавовый поток Киргурича, извержения 1932 г.,
4. 2-1 – лавовый поток Туйла извержения 1932 г.,
5. 2-3 – ксенолит в лавовом потоке Туйлы,
6. 5-1 – бомба шлакового конуса ареальной зоны «Атласова»,
7. 114 – лавовый поток, побочное извержение Предсказанное 23.03.1993 г.,
8. 156 – лавовый поток, побочное извержение Предсказанное 1.05.1993 г.,
9. 215 – лавовый поток, побочное извержение им. 8-Марта, 1980 г.,
10. 231 – лавовый поток, побочное извержение Вернадского и Кржижановского 1956 г.,
11. 247 – лавовый поток, побочное извержение Апахончича 1946 г.,
12. 253 – лавовый поток, побочное извержение Пийпа 1966 г.,
13. 256 – исток лавового потока, извержение Билокая 1938 г.,
14. 52-2 – бомба, взрывная воронка, извержение Козея 1938 г.,
15. 59-6 – исток лавы (последняя порция), извержение Билокая 1938 г.,
16. 59-7 – лавовый поток, извержение Билокая 1938 г.,
17. 37-12 – лавовый поток шлакового конуса Скуридина (S),
18. 59-11 – фронт лавового потока извержение Билокая, 1938 г.

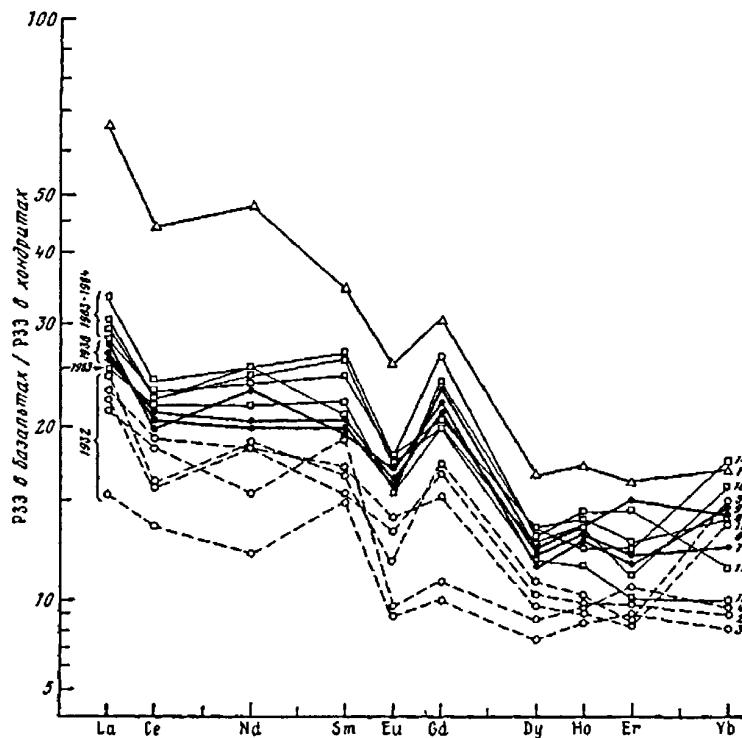


Рис. 1.29. Распределение РЗЭ в базальтах и андезитобазальтах исторических извержений Ключевского вулкана, 1 – лавы основания вулкана; 2-6 – лавы 1932 г.: 2, 3 – Киргурич (2 – первая порция лавы, 3 – последняя), 4 – Туйла, 5-6 – Биокось (5 – ранняя порция лавы, 6 – последняя); 7-9 – лавы 1938 г.: 7 – Козей, взрывные воронки, 8-9 – Билюкай (8 – ранняя порция лавы, 9 – последняя); 10-12 – лавы 1983 г.: Предсказанный (10 – извержение 21.03.83, 11 – 29.03.83, 12–31.05.83); 13, 14 – лавы 1984 г.

Другими геохимическими особенностями являются отчетливое сходство формы графиков нормированного распределения РЗЭ во всех лавах Ключевского вулкана, а также хорошо выраженный европиевый минимум. Отмеченное отсутствие дискретности в уровне содержаний РЗЭ, постепенное накопление последних и конформность графиков их распределения (см. рис. 1.29) в ряду лав извержений 1932–1938–1983–1984 гг. являются свидетельствами их генетического единства – вероятного происхождения из единого магматического источника.

Однако наряду с общей тенденцией накопления редких земель, особенно легких лантаноидов, в процессе эволюции крупнейшего вулкана Евразии от ранних извержений 1932 г. на его северо-восточном склоне до вершинных излияний 1984 г. наблюдаются вполне закономерные изменения содержаний РЗЭ в пределах отдельных прорывов в историческое время. Например, при побочных извержениях 1932 и 1938 гг. (лавы Киргурича, Биокось и Билюкай) от ранних относительно более глиноземистых к последним порциям магнезиальных базальтов снижается уровень содержания легких лантаноидов, что отчетливо видно на примере лантана (см. рис. 1.29). В том же направлении в наиболее магнезиальных лавах прорывов Киргурич и Биокось уменьшаются концентрации Nb, Zr и Hf (см. табл. 1.5). Эти закономерности в распределении редких элементов не проявляются в более стабильных по составу глиноземистых базальтах и андезитобазаль-

тах последующих извержений 1983–1984 гг. На примере прорыва Предсказанный видна уже тенденция иной геохимической эволюции, свойственной глиноземистым лавам – обогащение легкими лантаноидами, а также Nb, Zr и Hf вулканитов, завершающих извержение 1983 г. на высоте 2900 м. Указанная тенденция характеризуется также ростом суммарного содержания РЗЭ, величин (сумма) Ce/(сумма) Y и La/Yb-отношений по мере развития прорыва Предсказанный. По этим геохимическим параметрам к исследуемым лавам близки образования вершинного извержения 1984 г. (см. табл. 1.5).

По уровню средних содержаний редких элементов в процессе исторической эволюции Ключевского вулкана (1932–1984 г.) наряду с уже отмечавшимся накоплением РЗЭ проявлена тенденция некоторого роста концентраций Nb, Zr, Ba, Rb, Zn. Однако средние содержания перечисленных элементов, также как отдельных лантаноидов, их суммарное содержание и величины отношений (сумма) Ce/(сумма) Y, La/Yb наиболее сближают лавы Ключевского вулкана и Северного прорыва БТТ и резко отличают их по геохимическим характеристикам от субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва последнего (см. табл. 1.5).

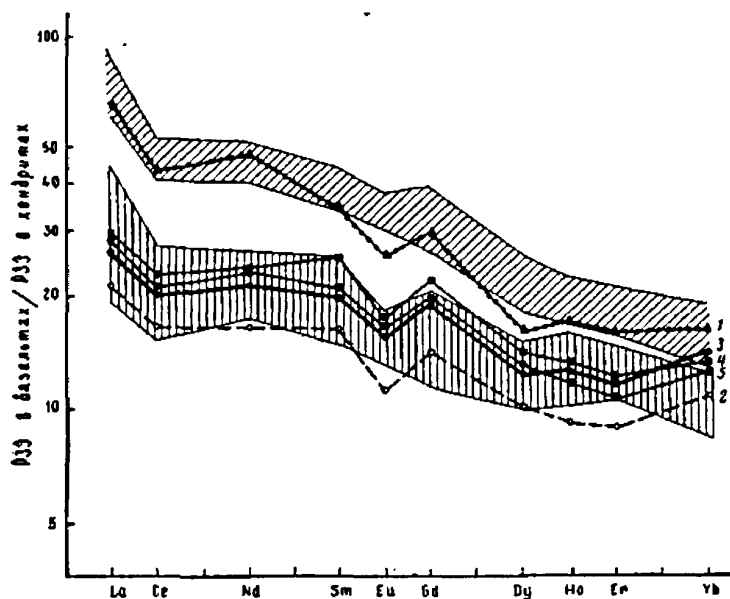


Рис. 1.30. Распределение РЗЭ в разновозрастных лавах Ключевского вулкана (пояснения см. к рис. 4). 1 – лавы основания вулкана; 2 – лавы 1932 г.; 3, 4 – лавы 1983 г.; 5 – лавы 1984 г.

Вертикальной штриховкой показано поле базальтов и андезитобазальтов известково-щелочной серии Камчатки [3]; косой штриховкой – поле субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва БТТ [1].

1.8. Магнезиальные и глиноземистые базальты на Ключевском вулкане, их соотношение и распространение

Базальтовый вулкан-гигант Ключевской относится к самым активным вулканам мира. На его долю приходится 50% ювенильных продуктов, извергаемых вулканами Курило-Камчатской островной дуги в историческое время. На склонах Ключевского

вулкана, возраст которого около 7 тыс. лет, сосредоточено большое количество (более 60) шлаковых конусов и эруптивных центров (рис.1.31).



Рис. 1.31. Шлаковые конусы на склоне вулкана и их химические составы.

Одним из важнейших вопросов в геохимии и петрологии изверженных пород остается вопрос о составе первичных (примитивных) магматических расплавов, порождающих, в конечном счете, все разнообразие магматических пород, хотя расплавы, родоначальные для пород конкретных вулканов, в силу различных петрогенетических процессов могут быть достаточно далеко смещены по составу от таких первичных выплавов. Так, несмотря на преобладание среди базальтов островных дуг и активных окраин континентов высокоглиноземистых разновидностей, которые реально могут быть родоначальными расплавами для ассоциирующихся с ними андезитов и дацитов, первичные магмы этих глобальных структур, как считают многие ученые, отвечают редко встречающимся здесь магнезиальным базальтам (Арискин, Бармина, Озеров, 1995). Действительно, только базальты с высоким магнезиальным номером ($K_{mg} = 0.65...0.75$) и высоким содержанием Cr (> 500 ppm) и Ni ($> 150-200$ ppm) должны быть равновесны с мантийным перидотитом, тогда как глиноземистые базальты, как показывают результаты математического моделирования, в ряде случаев могут быть получены из расплавов магнезиальных базальтов при процессах полибарического фракционирования (Арискин и др.1995, Озеров Арискин, Бармина 1997). Физико-химические условия эволюции ба-

зальтовых магм в приповерхностных очагах приводятся в монографии А.А.Кадика, О.А.Луканина, И.В.Лапина (1990).

Именно в связи с близостью магнезиальных базальтов к примитивным магмам их проявления всегда вызывали особый интерес петрологов и геохимиков.

На большей части территории Камчатки, как и в других переходных зонах континент – океан, магнезиальные базальты редки и встречаются обычно лишь среди базальтов одноактных форм ареальных зон и побочных прорывов или в виде отдельных потоков в постройки некоторых стратовулканов (Вольпец и др.1998).

Автор предложил изменить нумерацию шлаковых конусов (Влодавец, 1940; Ермаков, 1977) с сохранением их прежних названий, считая целесообразным, опираться на их возраст и генетическую классификацию (табл.1.7.).

Так, древние конусы теперь имеют первые номера, при этом, как правило, большинство из них относится к зоне ареального вулканизма. Эти конусы имеют более магнезиальный состав базальтов, который варьирует от 12% до 7% MgO. По химическому составу мы выделили высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO от 12% до 8%, магнезиальные (промежуточные) с MgO от 8% до 6% и глиноземистые с MgO от 6% до 4.5%. Все эти разновидности базальтов хорошо изучены, а результаты петрографических, мипералогических и геохимических исследований опубликованы в многочисленных работах. Наиболее значимые из них (Заварицкий,1935-1941; Влодавец и др., 1937; Меньяйлов и др., 1938; Набоко, 1939-1946; Пийп и др., 1956; Богоявленская, Горшков, Токарев, 1960; Гущенко, 1960; Кирсанов и др., 1968-1973; Ермаков, 1977; и др.).

По петрохимическому составу продукты извержения и постройки вулкана, а также большинства его шлаковых конусов на склонах отвечает высокоглиноземистому базальту, хотя среди них и встречаются шлаковые конусы и лавовые потоки магнезиальных базальтов. Очень важен тот факт, что все эти конусы и лавовые потоки от начальных порций к конечным имеют постоянный (глиноземистый или магнезиальный) химический состав (см. табл.1.3).

Таблица 1.7.

Шлаковые конусы на склоне Ключевского вулкана

№ по порядку	№ старый	Название	Год извержения
До ледниковые			
1	14	Подкова	
2	83	Холм	
4.0-2.5 л.н.			
3	5	Атласова	
4	8	Незаметный	
5	9F	Лучинского	
6	10	Малыш	
7	11	Новограбленова	
8	12	Булочка	
9	13	Лепешка	
10	16	Келля	
11	17	Дитмара	
12	26 J	Малеева	
13	27	Боковой	
14	30 K	Логнинова	
15	31 M	Меняйлова	
Возраст не определен			
16	18	Тушниц	
17	19	Сосед	
18	20	Академии Наук	
19	25	Безухий стан	
20	28	Срезанный	
21	29	Затопленный	
22	35	Седло	
23	36	Лесной	
24	38	Перрея	
25	39	Горшок	
26	41	Карпинского	
27	42	Пещерный	
28	43	Маленький	
29	44	Прибрежный	
30	61	Погребенный	

№ по порядку	№ старый	Название	Год извержения
2.5-2.0 л.н.			
31	6	Сизмоса	
32	7	Забывтый	
33	15	Д	
34	23	Очки	
35	32 E	Цирк	
36	34(4)	Левашова	
37	40	Стеллера	
38	67	Слюнина	
500 л.н.			
39	33	Кулакова	
40	37(S)	Скуридина	
Исторические			
41	2	Киргурич	1932
42	1	Туйла	1932
43	3	Биокось	1932
44	51	Козей	1938
45	58	Тиранус	1938
46	59	Блюкай	1938
47	50	Юбилейный	1945
48	60	Апахончич	1946
49	69	Былинкиной	1951
50	70	Белянкина	1953
51	68	Вернадского и Кржижановского	1956
52	79	Пийпа	1966
53		4 ВВС	1974
54		8 Марта	1980
55		Предсказанный	1983
56		Предвиденный	1987
57		25 лет ИВ	1988
58		14 декабря	1988
59		23 декабря	1988
60		5 февраля	1989
61		Скуридина	1989

Только у лав двух извержений 1932 и 1938 г. на склоне вулкана химический состав лав закономерно меняется:

- в 1932г. от магнезиальных базальтов в начале извержения (7. 6-8.5% MgO) к высокомагнезиальным – к концу (8.8-10.1% MgO). При извержении Киргурича и Биокось каждый новый эруптивный центр начинался с магнезиальных базальтов, а заканчивался – высокомагнезиальными. Причем это никак не зависело от объема изверженного материала. Но "промежуточное" по времени извержение вулкана Туйлы имело постоянный магнезиальный состав (8.5-8.8 MgO%).
- во время извержения Билюкая 1938 года (если его рассматривать как единое извержение по радиальной трещине), через верхние взрывные воронки (Козей) вместе с резургентным материалом выбрасывались и изливались только глиноземистые ювенильные базальты (MgO = 5.6%), из более нижней (Тиранус) – промежуточного состава (MgO = 6.3%), а из нижнего эруптивного центра, Билюкая, после первых порций промежуточного состава (MgO = 6.7%), на поверхность изливались высокомагнезиальные лавы (MgO = 8.2%).

Во время этого извержения, по-видимому, происходило смешение магм глиноземистого состава Ключевского вулкана с магнезиальными – его ареальной зоны (см. рис. 1.32 и табл.1.3).

Необходимо отметить стабильное содержание SiO₂ (52.5–53.5%) во всех разновидностях базальтов Ключевского вулкана. Кроме четкой корреляции MgO и Al₂O₃ (рис 1.36), отмечается тенденция накопления щелочей в более поздних лавах вулкана. При обсуждении вопроса о генезисе базальтов Ключевского вулкана следует обратить внимание на постоянство составов и отсутствие признаков кристаллизационно-гравитационной дифференциации в лавах высокоглиноземистых базальтов (17–18% Al₂O₃, 5–6% MgO) независимо от гипсометрического выхода их на поверхность (1000–4500 м), времени, прошедшего между извержениями (один год или 10 лет) и объема изверженного материала (0.0001 или 0.2 км³). Только на двух извержениях, географически расположенных на склоне Ключевского вулкана (1932 и 1938 г.), и относящихся генетически к ареальному типу вулканизма, отмечалось изменение состава лав от начальных порций к конечным (от магнезиальных к высокомагнезиальным), причем лавы извержения 1938 г. можно отнести к промежуточным. Наиболее высокомагнезиальные разновидности базальтов Ключевского вулкана связаны с конусами группы Булочка, генетически относящиеся к ареальному вулканизму. В них содержание MgO составляет до 12 (вес%) и оставался неизменным.

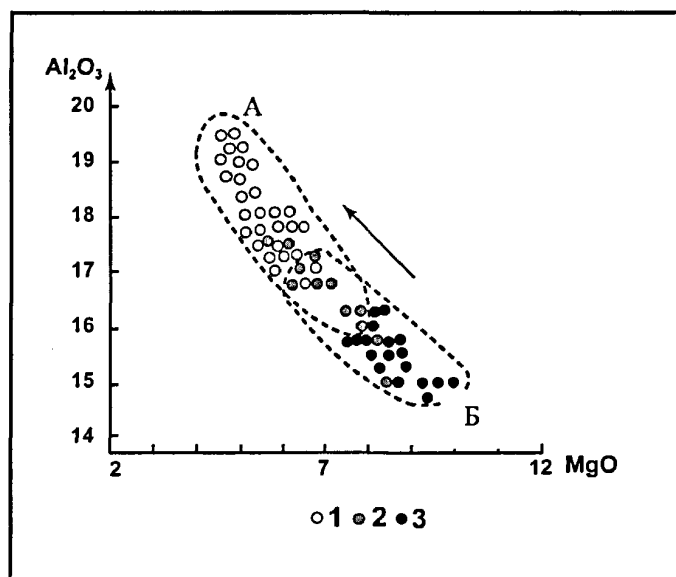


Рис.1.32. Изменение содержания Al_2O_3 - MgO (вес.%) 1 – глиноземистые базальты, 2 – промежуточные базальты, 3 – магнезиальные базальты. А – гипотетические источник магмы центрального вулканизма; В – гипотетический источник магмы ареального вулканизма. Стрелкой показан тренд эволюции базальт.

Установлено, что начиная с 1945 г. до наших дней, на каком бы гипсометрическом уровне склона вулкана не происходило побочное извержение и каким бы не был период покоя между извержениями, а так же не зависимо от объема изверженного материала, состав лав и пирокластического материала (пепла), продуцируемый вулканом, оставался неизменным, что свидетельствует об отсутствии кристаллизационно-гравитационной дифференциации в канале вулкана (Фрих-Хар 1977; Вольнец, Колосков, 1987; Хренов, 1980, 1982, 1999) позволяет предположить, что в истории развития и формирования Ключевского, которое происходило на склонах стратовулканов Крестовского и Камень, ареальный вулканизм играл и играет существенную роль. Известно (Мелекесцев, 1980), что структурное соотношение ареального и центрального вулканизма в Ключевской группе вулканов в голоценовое и историческое время постоянно менялось. Последнее и уникальнейшее историческое извержение в Толбачинской зоне ареального вулканизма происходило в 1975-1976 гг. Извержение же 1941 г. на южном склоне вулкана Плоский Толбачик рассматривалось многими исследователями как его побочное извержение (рис.1.33). В данном случае здесь определяющую роль играла не структурная его приуроченность к склону стратовулкана или близостью к ареальной зоне шлаковых конусов, а то, что состав как бы продуктов "побочного извержения" относился к магнезиальным базальтам. Его относительно низкая высота по гипсометрическому уровню на склоне Плоского Толбачика позволяла достаточно убедительно продолжать доказывать определяющую роль кристаллизационной дифференциации магмы в канале вулкана, так как в вершинном кратере вулкана Плоский Толбачик извергались уникальные лавы, получившие название – "мегаплагиофировые глиноземистые базальты" (Пийп, 1956).

Извержения БТТИ в 1975-76 гг. и последующее петрохимическое изучение всей зоны несколько изменили представления о последовательности поступления расплава на поверхность. Представления о последовательности поступления магнезиального или глиноземистого базальтового расплава на поверхность, в каждом конкретном случае до сих пор остается не решенным и требует пристального исследования и изучения со стороны петрологов и геохимиков.

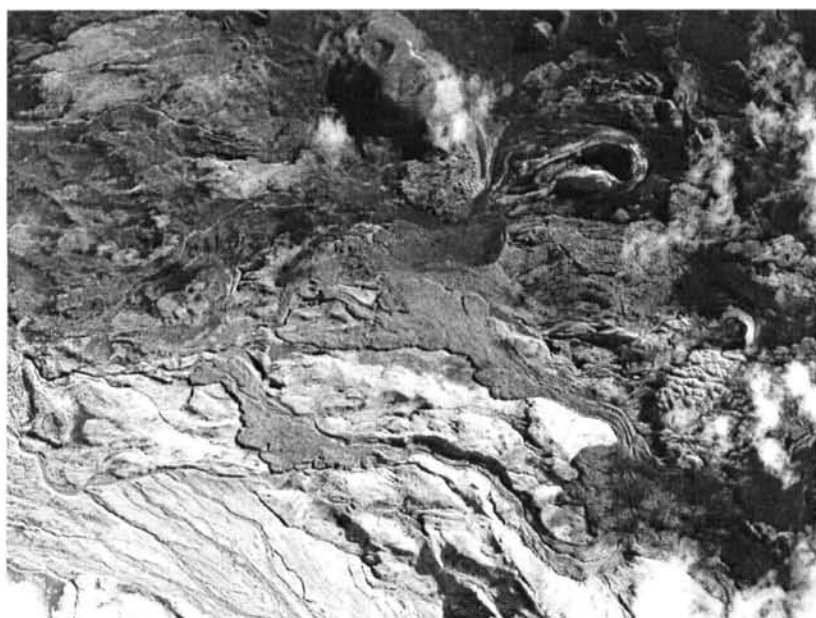


Рис. 1.33. Аэрофотоснимок места извержение 1941 года у подножья вулкана Плоский Тобачик. По мнению автора, это не побочное П.Толбачика, а второе, после Туйлы, историческое извержение в ареальной зоне

Существует заложённая в голоцене долгоживущая зона ареального вулканизма субмеридионального простираия. При образовании и формировании Ключевского вулкана его восточный склон частично перекрыл западную окраину ареальной зоны. Изпод аллювиальных и лавовых образований Ключевского вулкана на его склоне сохранились до конца не погребённые шлаковые конусы (Подкова, Холм). Можно предполагать, что в это же время и на севере зоны произошло мощное излияние мегаплагиофировых андезитов (Лавовый Шиш). В последующем, извержения в ареальной зоне продолжаются, и её шлаковые конусы теперь прорывают восточный и северо-восточный склоны Ключевского вулкана и как бы становятся его побочными.

Феноменологическими наблюдениями установлено различие динамики вулканизма Ключевского вулкана. Кроме вершинного кратера, большое количество извержений происходило на его склонах. Шлаковые конусы и их лавовые потоки образуют на восточном и северо-восточном склоне Ключевского вулкана зону шлаковых конусов, которую

автор относит к зоне ареального вулканизма, в которую также входят конусы более древние, чем Ключевской вулкан (например, Подкова). Некоторые шлаковые конусы представлены андезитами и андезито-базальтовыми мегаплагиофировыми лавами, ими же сложены вулкан Ушковский, его ареальная зона и фундамент всей Ключевской группы вулканов (Пийп, 1956; Сирин, 1968; Ермаков, 1977).

В.В.Пономаревой удалось по возрасту расчлнить все шлаковые конусы, которые находятся на склоне вулкана (см. табл.1.7):

4.0-2.5 тыс.л.н. образовались конусы: Булочка, Лепешка, Боковой, Дитмара, Келля, Атласова, Новограбленова, Меняйлова (М), Малеева, Лучицкого (F), Логинова (К).

2.5-2.0 тыс. л.н. извергались: Очки, Д, Левашова, Цирк, лавовый поток на восток от Келля.

Активность в зоне снижается и между 2.0-1.5 тыс.л.н. образуются всего два конуса: Стеллера и Слюнина.

Следующих два доисторических конуса: Кулакова (О) и Скуридина (S), возрастом до 500 лет имеют состав высокоглиноземистых базальтов и возможно относятся уже к побочным извержениям Ключевского вулкана, который поставлял на поверхность в историческое время, за исключением извержений 1932 и 1938 гг., только высокоглиноземистые базальты. На цифровую карту (рис. 1.34) восточного склона Ключевского вулкана, нанесены все шлаковые конусы и лавовые потоки и приведены их геохимические составы.

Таким образом, рассматривая в хронологической последовательности события, происходившие в голоцене и в историческое время, опираясь на наблюдения и анализ петрологических исследований в Ключевской группе вулканов, автор полагает, что магнезиальные базальты – результат активности ареального вулканизма в пределах постройки Ключевского вулкана. Глиноземистые базальты – продукты центрального вулканизма, т.е. как и в случае БТТИ и Плоского Тобачика на склонах Ключевского вулкана мы имеем дело с двумя "независимыми" магмами – магнезиального и глиноземистого составов.

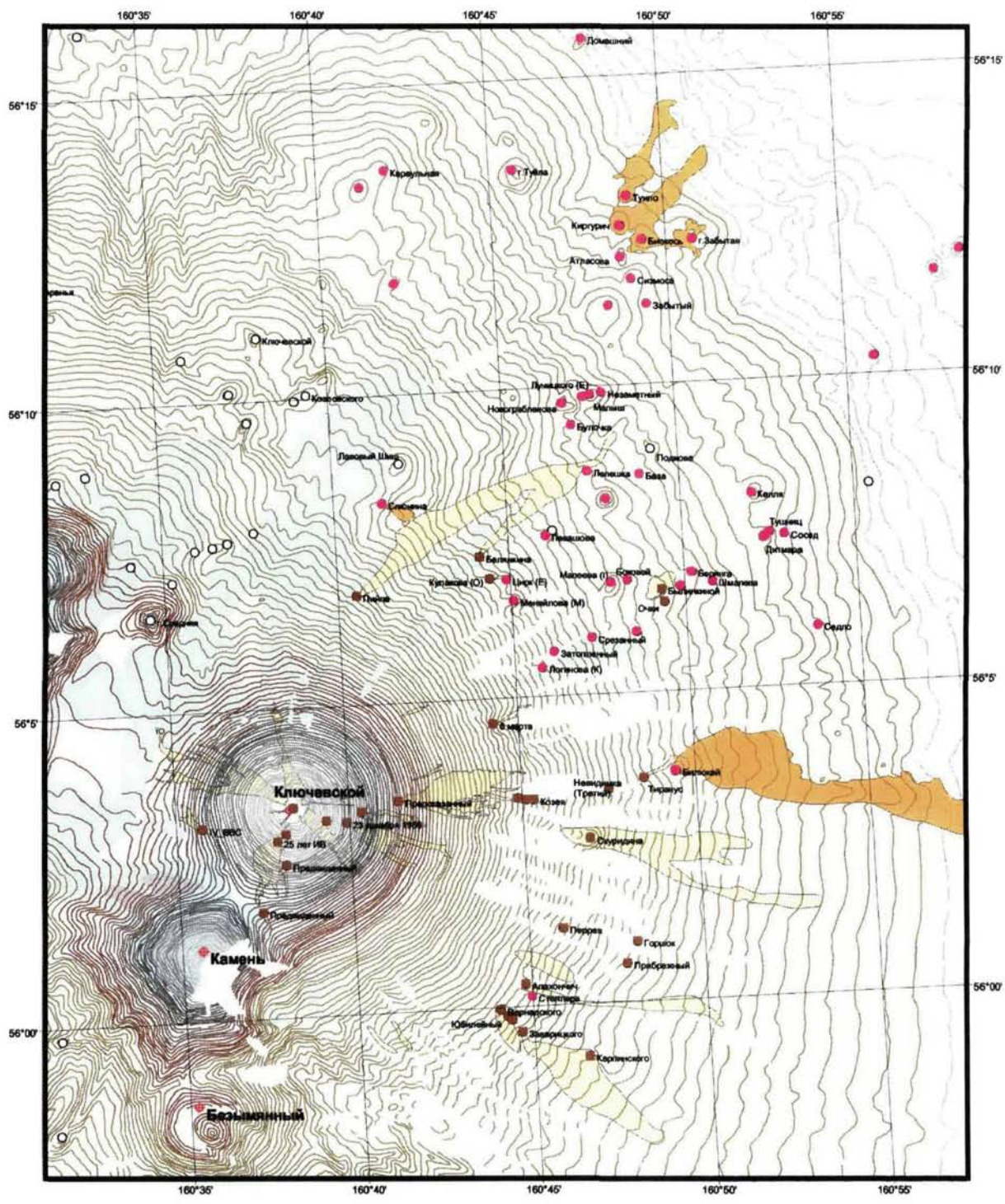


Рис. 1.34. Цифровая карта восточного склона Ключевского вулкана. Условные обозначения:
 1 – исторические лавовые потоки глиноземистого состава, 2 – лавовые потоки магнезиального состава, 3 – шлаковые конусы: а) магнезиального состава, б) глиноземистого состава, в) шлаковые конусы аральной зоны, старше, чем Ключевской вулкан.

На рис. 1.32 видно, что в координатах $MgO-Al_2O_3$ магнезиальные базальты древних шлаковых конусов и группы Туйлы образуют единое поле, лавы Билюкая отвечают промежуточному составу, а глиноземистые лавы всех последующих извержений также занимают единое поле составов. Таким образом, отмечается отчетливый, почти непрерывный тренд в эволюции лав Ключевского вулкана, как во времени, так и в пространстве от более древних к современным близ вершинным и вершинным извержениям.

В лавах магнезиальных базальтов главными породообразующими минералами являются оливин и клинопироксен. Они часто образуют гломеропорфировые сростки размером до 10 мм, в них присутствует шпинель. Оливин двух генераций: Fo_{90-80} и Fo_{79-74} , причем более магнезиальный оливин преобладает в конечных порциях расплава. Размер вкрапленников достигает 5-10 мм, а содержание их в породе – до 3%. В зональных кристаллах каймы оливина всегда более железистые.

Клинопироксены имеют состав $En_{49}Wo_{44}Fs_7 - En_{46}Wo_{40}Fs_{14}$. Ортопироксен встречается в подчиненном количестве ($En_{76}Wo_3Fs_{21}$). В пироксенах, как и в оливинах, присутствует большое количество расплавных включений. Плагноклаз образует тонкие лейсты основной массы и по составу соответствует лабрадору-битовниту. Порода, как правило, порфировая, структура основной массы меняется от криптокристаллической до интерсертальной.

В глиноземистых базальтах преобладают субфенокристаллы плагноклаза двух типов, встречаются редкие зерна оливина и клинопироксена. Количество вкрапленников плагноклаза первого типа (Ap_{65}) не превышает 1% от объема породы независимо от размера порций расплава. Вкрапленники, как правило, имеют ритмичную зональность, центральные зоны содержат включения стекла. Содержание второго типа плагноклаза варьирует от 12 до 40%, и в зональных кристаллах состав его меняется от Ap_{84} (ядро) до Ap_{47} (краевая зона). Зерна оливина имеют размер от 0.5 до 3 мм, представлены Fo_{80} до Fo_{68} в виде фенокристаллов и Fo_{78-70} – субфенокристаллов. Состав оливина в основной массе соответствует Fo_{73-63} (рис.1.35). В основной массе и в каймах вокруг зерен оливина иногда кристаллизуется пижонит. Пироксены в глиноземистых базальтах имеют переменный состав: $En_{46}Wo_{43}Fs_{11} - En_{47}Wo_{37}Fs_{16} - En_{70}Wo_4Fs_{26}$.

Структура пород серийно-порфировая, структура основной массы меняется от витрофировой до интерсертальной и зависит от места отбора образца (исток или фронт лавового потока) или от генезиса породы (пепел-лава – бомба). Наиболее порфировый облик наблюдается у лав побочных извержений 1956 и 1966 гг., содержащих большее

количестве вкрапленников плагиоклаза. Вкрапленники оливины и пироксена преобладают в лавах извержений 1945 и 1946 г. Все остальные лавы глиноземистого состава имеют субафировую или афировую структуру (Хренов и др., 1985, 1991).

Химический состав породообразующих минералов отражает закономерную эволюцию базальтовой магмы. Зональные вкрапленники оливинов и пироксенов к краевым зонам становятся более железистыми, а плагиоклазы второго типа – более кислыми.

В лавах вершинного извержения 1987 г. количество субфенокристаллов клино- и ортопироксенов несколько меньше, чем в лавах побочных извержений 1980, 1983 и 1987 г. Иногда встречаются кристаллы оливины с ритмичной зональностью. Во всех базальтах Ключевского вулкана состав микролитов основной массы отвечает составу краевых зон суб- и фенокристаллов.

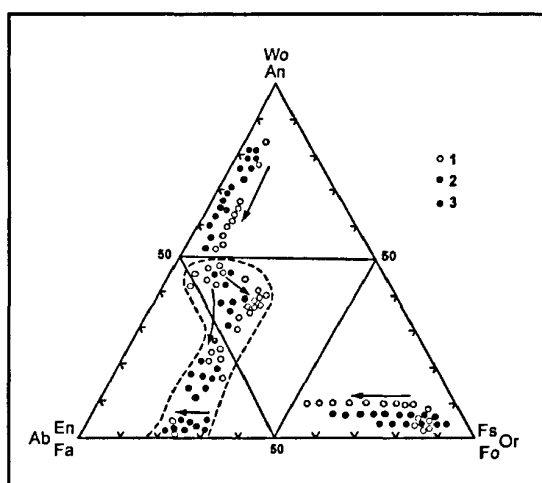


Рис. 1.35. Составы плагиоклаза (Ab-An-Or), пироксена (Wo-En-Fs) и оливины (Fo-Fa) в базальтах на Ключевском вулкане. Стрелками показан тренд эволюции составов минералов. (Условные обозначения см. рис. 1.32.).

В лавах побочного извержения 1980 г. встречены плотные монолитные образования яйцевидной формы размером до 20 см в поперечнике; в них отсутствуют темные минералы, лавы представляют собой плагиобазальты, при этом их химический состав не отличается от состава вмещающей породы. В лаве 1980 г. встречаются фенокристаллы оливины мозаичного строения (Fo₉₂ и Fo₅₇).

Анализ геологических и петрографических данных позволяет предположить, что в вулканической постройке существует долгоживущая мигрирующая система ответвлений (или даек) от основного магматического канала, формирующая промежуточные камеры, которые питают отдельные прорывы. В некоторых случаях побочные прорывы через подводящие дайки или ответвления имели связь с главным магматическим каналом, и в них могла осуществляться дифференциация и дегазация магмы, участвующей в извержении.

По данным геофизических исследований Ключевской группы вулканов в 1985-1990 гг. (Л.И.Гонтовая), где территориально сосредоточено большинство шлаковых конусов магнезиального состава голоценового возраста, выделяются эпицентральные зо-

ны, которые могут свидетельствовать о мощной, долгоживущей магматической системе ареального вулканизма.

Из литературы известно, что имеются наблюдения за сменой химических составов в лавах отдельных извержений и в лавовых озерах вулкана Килауэа на Гавайях, и это не вызывает сомнений (Mouginis-Mark, 1978). Причем наблюдаемая дифференциация в лавовых потоках одного извержения не определяется объемом изверженного материала. Например, при извержении вулкана Парикутин в 1943 г. в Мексике. Но эти наблюдения касаются вулканизма, находящегося в геодинамической обстановке, существенно отличающейся от условий островодужного вулканизма. В то же время, известны примеры, когда огромные объемы базальтов, например, траппы изливались на поверхность при постоянном химическом составе в течение относительно длительного отрезка времени.

Установлено, что в процессе извержений Ключевского вулкана, начиная с 1945 года и до настоящего времени, независимо от гипсометрического уровня выхода лавы на поверхность (а это интервалы высот от 800 м до 4900 м), а также независимо от объема изверженного материала и периода покоя между извержениями состав лав Ключевского вулкана остается неизменным и отвечает высокоглиноземистым базальтам. В них преобладают субфенокристаллы плагиоклаза двух генераций, редкие зерна оливина и клинопироксена. Количество вкрапленников плагиоклаза первой генерации Ap_{65} в породе не превышает 1% независимо от порций расплава. Они, как правило, имеют ритмичную зональность, центральные зоны содержат включения стекла. Состав второй генерации плагиоклаза (12-40%) меняется от Ap_{88} до Ap_{78} от ядра к краю. Оливин в редких зернах размером от 0.5 до 3.0 мм Fo_{86-78} в фенокристаллах и Fo_{78-70} в субфенокристаллах. Пироксены имеют переменный состав $Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$ – $Wo_{37}En_{47}Fs_{16}$ – $Wo_4En_{70}Fs_{26}$. Структура породы почти всегда сериально-порфировая, структура основной массы меняется от витрофировой до интерсертальной в зависимости от места отбора образца (исток, фронт лавового потока) или от генетической приуроченности (пепел-лава-бомба). Обращает внимание такой факт, что наиболее порфировый облик пород наблюдается в лавах извержений 1956 и 1966 г., содержащих большое количество вкрапленников плагиоклаза. Фенокристаллы оливина и пироксена преобладают в лавах извержений 1945 и 1946 г. Все остальные лавы имеют субафировую или афировую структуру (Хренов, 1989, 1991).

Роль кристаллизационно-гравитационной дифференциации в магме глиноземистого состава и участвующей в извержении ограничена и никак не проявляется в продуктах вулканической деятельности (Хренов, 1980, 1991).

Установлено также, что высокомагнезиальные базальты ($MgO = 12.0-8.0 \%$) – т.е., что слагают шлаковые конусы на склоне Ключевского (Слюнина, Булочка и др.) несмотря на ярко выраженные отдельные порции лавовых потоков, тем не менее, сохраняют постоянство химического состава от начальных порций до конечных. Генетически они не связаны с Ключевским вулканом и принадлежат к региональной зоне (Хренов, 1999, 2002). В лавах магнезиальных базальтов главными породобразующими минералами являются оливин и клинопироксен. Они часто образуют гломеропорфировые сростки размером до 10-15 мм, в них присутствует шпинель. Оливин двух генераций: Fo_{92-80} и Fo_{79-74} , причем более магнезиальный оливин преобладает в конечных порциях расплава. В зональных кристаллах каймы всегда более железистые. Клинопироксены имеют состав: $Wo_{44}En_{49}Fs_7 - Wo_{46}En_{40}Fs_{14}$. Ортопироксен $Wo_3En_7Fs_{21}$ встречается в подчиненном количестве. Плагноклаз образует тонкие лейсты основной массы. Порода, как правило, порфировая, структура основной массы меняется от криптокристаллической до интерсертальной (Хренов, 1987, 1991).

По данным геофизических исследований Ключевского вулкана в 1985-90 гг. (Гонтовая, Каргопольцев), его восточного склона, где территориально сосредоточено большинство шлаковых конусов магнезиального состава с возрастом от 4.0 до 1.5 тыс. лет, выделяются эпицентральные зоны, которые могут свидетельствовать о мощной, долгоживущей магматической системе регионального (ареального) вулканизма. Очевидно, что питающие системы двух типов вулканизма: центрального и ареального остаются разноглубиными и независимыми (Балеста, 1981).

Магнезиальные базальты, те, что слагают шлаковые конусы на склоне Ключевского (Слюнина, Булочка) и имеют ярко выраженные морфологически, порции лавы, тем не менее, также сохраняют постоянство химического состава от начальных порций к конечным. Генетически они не имеют отношения к извержениям Ключевского вулкана, а связаны с ареальным вулканизмом.

При условии единой питающей системы стратовулкана это объяснить просто невозможно. В то же время, если магнезиальные базальты генетически являются продуктами ареального вулканизма, лишь структурно приуроченного к подножью вулкана-гиганта Ключевского, то наложение составов глиноземистых базальтов Ключевского на

магнезиальные базальты ареального вулканизма и наоборот хорошо объясняет реальную картину в исторических извержениях на склоне Ключевского.

Не получив полной картины последовательности поступления расплава на поверхность, невозможно оценить масштабы вулканизма и тем более построить петрологическую модель. Доказать структурную и генетическую приуроченность шлаковых конусов на склоне стратовулканов к центральному или ареальному вулканизму становится возможным с применением дистанционных аэрокосмических методов исследования, в первую очередь радиолокационных новых данных, с последующим выполнением линеаментного анализа. К выполнению такой задачи мы и приступили в совместном российско-американском проекте в 1991 г.

II. ИЗВЕРЖЕНИЯ АРЕАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

На Камчатке известно несколько зон распространения ареального вулканизма (Сирин, 1968). Наиболее хорошо описана и изучена зона ареального вулканизма Среднего хребта общей площадью более 2500 км² и насчитывающая более 1000 эруптивных центров (Важеевская, 1972). На юге Камчатки ареальная зона протянулась от вулкана Вилючик на севере до Курильского озера, концентрируясь в основном в районе вулкана Вилючик, Толмачева дола, в бассейне рек Ходутка, Правый Саван и в районе вулканов Ильинский и Желтовский, где они образуют ярко выраженные поля шлаковых конусов, достаточно удаленных от стратовулканов. В Ключевской группе вулканов ареальные зоны шлаковых конусов северо-восточного простирания приурочены к подножьям вулканов Плоского Толбачика, Ключевского и Крестовского. Небольшое количество шлаковых конусов, относящихся к Восточной ареальной зоне, сосредоточено, главным образом, в долине рек Средней и Восточной Авачи. Всего на Камчатке выделено свыше тысячи отдельных моногенных вулканов (шлаковых конусов). Петрохимический состав продуктов ареального вулканизма различных зон весьма близок, а наблюдающиеся различия в минеральном составе полностью отражают эволюцию кристаллизации в базальтах глиноземистого или магнезиального состава.

В главе приводится хронологическая последовательность и динамика извержения Новых Толбачинских вулканов в Ключевской группе вулканов (1975-76 гг.), которое можно считать одним из крупнейших извержений в Курило-Камчатском вулканическом поясе в XX веке. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-76 гг. (БТТИ) исследовано и описано лучше многих других извержений мира (Токарев, 1976; Федотов и др., 1976-1991; Волюнец, 1976; Хренов, 1980; и др.). Первым историческим примером ареального вулканизма на Камчатке, по мнению автора, может служить образование 3-х моногенных шлаковых конусов (вулканов) Киргурич, Туйла и Биокось в 1932 году на склоне Ключевского вулкана, вторым – классическое извержение Новых Толбачинских вулканов в 1975-76 гг.

2.1. Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ)

Описываемое извержение началось 6 июля 1975 года в 18 км к югу от вулкана Плоский Толбачик. Район извержения расположен в своеобразной зоне, которую некоторые исследователи называют зоной шлаковых конусов (Пийп, 1956), другие – зоной

ареального вулканизма (Ермаков, Важеевская, 1973). Зона протягивается на 20 км на северо-восток и более чем на 40 км на юго-запад от вулкана Плоский Толбачик. Она характеризуется большим количеством линейных разрывных нарушений различных порядков и направлений, рядами многочисленных шлаковых конусов и обширными покровами базальтов. Всего за голоценовое время в южной зоне шлаковых конусов было излито более 100 км³ базальтовых лав (Мелекесцев, 1973). На рис.2.1. показан перспективный снимок ареальной зоны шлаковых конусов, Снимок сделан со 2-го шлакового конуса Новых Толбачинских вулканов.



Рис. 2.1. Перспективный снимок ареальной зоны Толбачинского дола.

Ход и динамика извержения БТТИ, его продукты детально описаны в многочисленных статьях и монографиях (Федотов, Хренов, Чирков 1976; Федотов и др. 1977а, 1977б, 1978, 1991; Хренов, 1980; и др.).

Приводимое ниже описание сделано на основе этих работ и личных наблюдениях автора. Можно смело утверждать, что Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-76 гг. исследовано и описано лучше многих других извержений мира.

Извержение, получившее название **Северного прорыва**, началось у северо-западного подножья одного из крупнейших в данном районе голоценового шлакового конуса, на высоте 800 м над уровнем моря (рис.2.2).



Рис.2.2. Космические снимки Ресурс-Ф, ареальная зона шлаковых конусов Плоского Толбачика: левый снимок – место до извержения, правый – после извержения.

В первые часы извержения эруптивный центр представлял собой трещину северо-западного направления, на которой вначале обособились четыре эксплозивных жерла. В первые три дня наблюдался "начальный режим" в динамике извержения. Он характеризовался постепенной локализацией активности трещины в одном жерле с прекращением фонтанирования лавы по периферии трещины и неуклонным нарастанием интенсивности извержения. Средняя высота выброса бомб достигала 0.3-0.5 км, высота пепловой колонны до 5 км, а максимальный радиус разлета бомб – 0.7 км. К концу этого этапа сформировался правильной формы шлаковый конус высотой 130 м, диаметром основания 700 м и кратера – порядка 150 м.

10 июля вулкан вышел на "основной режим", который характеризовался непрерывным, практически постоянным выносом огромного количества пирокластического материала (бомбы, шлак, пепел) в мощной газовой струе. Она образовывала огненную свечу высотой до 2.5 км. Выше, до уровня 8-12 км поднималась эруптивное облако, нагруженное пеплом. В нем периодически возникали электрические разряды в виде молний. Скорость истечения газа, по расчетам С.А.Федотова (1976), составляла 100-200 м/с. Разлет бомб диаметром до 30 см достигал 2 км (рис.2.3)

27 июля динамика извержения резко изменилась: появились первые паузы в эксплозивной активности конуса, над кратером периодически появлялись лавовые выплески, склоны конуса стали оползать, образуя желоба на его южном и северном склонах, соседнего потухшего конуса (1400).

В трещине на перевале между новым и "старым", голоценовым потухшим конусом (1004) появилась первая небольшая порция лавы. Этот небольшой короткий лавовый поток 20 на 30 м, просуществовал всего несколько часов и в последствии был погребен под многометровым слоем бомб. В это же время на поверхности проявилась главная меридиональная трещина, на которой позднее к северу от **первого** конуса возникли **второй** и **третий** конусы.

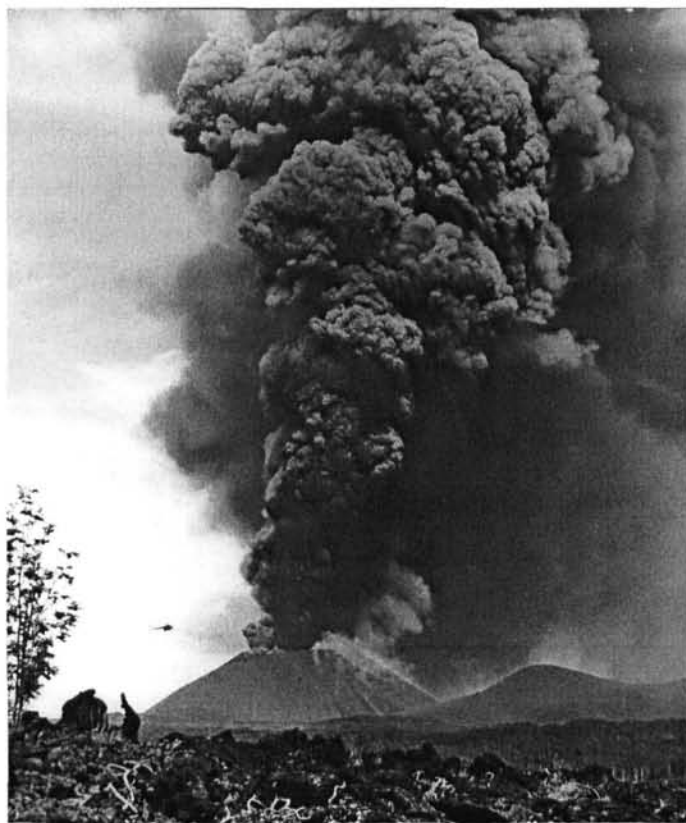


Рис. 2.3. "Основной режим" динамики извержения Первого конуса.

расстоянии 4 км от истока, на фронте поток имел мощность уже 6 м, скорость около 40 м/час, на вторые сутки мощность потока на фронте возросла до 12 м и сохранялась таковой до 8-го августа, когда он остановился, достигнув длины 4.5 км при ширине от 200 до 600 м. Лава двигалась отдельными рукавами, скорость которых варьировала от 20 до 150 м/час, вязкость ее оценивалась – $2 \cdot 10^7$ Пуаз.

Извержение вступило в качественно новую фазу – из эксплозивного стало эксплозивно-эффузивным.

Одним из замечательных явлений на этой стадии активности вулкана, несомненно, надо считать "расползание" соседнего, древнего шлакового конуса, из склона кото-

29 июля отсеченный трещинами блок потухшего конуса (1400), за несколько часов был как бы сдвинут на северо-запад на 50 м и задран вверх на 25 м. В результате этих тектономагматических процессов на склоне старого потухшего конуса образовалось глубокое ущелье серповидной формы, а из его нижней части (южная бокка) со скоростью примерно 100 м/час стал изливаться первый большой поток шлакоглыбовой лавы, сложенный пористыми окатанными глыбами размером до 1.5 м. На

рого стал изливаться лавовый поток, генетически принадлежащий извержению 1975 г. При отсутствии прямых наблюдений за этим явлением установить принадлежность этого лавового потока к новому, другому извержению не представлялось бы возможным.

2 августа, у основания желоба на северном склоне конуса образовалась еще одна лавовая бокка (северная). Из нее началось излияние второго лавового потока, сопровождавшееся фонтанированием бомб на высоту до 200 м. Лава двигалась широким фронтом, мощностью 1-3 м, со скоростью 50-70 м/час в 300-500 м от истока. Новые порции лавы растекались по поверхности предыдущих, образуя на фронтальном участке потока **торосы** и **шары** размером от 3 до 5 м в диаметре. По латерали поток был неоднородным: плотные крупно глыбовые участки его были характерны для ранних порций, последующие же порции были представлены типичной шлако-глыбовой лавой. По мере ее излияния пористость в глыбах корки потока увеличивалась. 7 августа поток остановился, достигнув длины 6 км при ширине от 200 до 1000 м и средней мощности около 10 м.

Динамика деятельности кратера оставалась такой же, как до излияния лавы: мощные взрывы с выбросом бомб и пепловым шлейфом до 1000 м. Вечером 8 августа, из кратера было выброшено небольшое количество белого пудрообразного пепла, по составу отвечающему гидротермально измененным породам, что указывает на приповерхностный источник взрывов.

9 августа эксплозивно-эффузивная деятельность **первого** конуса полностью прекратилась. Его относительная высота к этому времени составила 300 м, объем – 0.17 км³.

Через 12 часов после окончания активности **первого** конуса, в 350 м севернее его подножья вскрылась новая трещина протяженностью около 400 м. Буквально с первых минут открытие трещины и последующие события посчастливилось наблюдать автору и В.Н.Андрееву. Сначала по всей длине трещины происходило вялое парение, которое через 15 минут сменилось фонтанированием лавы из 11 мигрирующих по трещине жерл на высоту 50-150 м. Причем максимальная высота выброса бомб приходилась на центр трещины. Истечение материала было пульсирующим и никакой закономерности обнаружено не было. Спустя 6 часов, в центре трещины сфокусировалось 4 эксплозивных жерла, а вновь образующийся конус, представлял в это время вытянутую вдоль трещины гряду высотой около 30 м. Постепенно, прямо на глазах, крайние два жерла

стали "захлебываться", а два центральных стали началом образования правильной формы **второго** конуса. От его северного и южного подножья (на месте активности двух крайних жерл) одновременно стали изливаться очень вязкие лавовые потоки, которые спустя несколько часов остановились. Вслед за этим, как только произошла локализация двух жерл, взрывная активность **второго** конуса вышла на "основной режим": высота фонтанов из них достигала высоты 1.5 км.

12 августа, при непрекращающейся взрывной активности в кратере, из центрального жерла стал изливаться крупно глыбовый лавовый поток со скоростью 10 м/час. Отдельные глыбы на потоке достигали размера 8-10 м. Его мощность на фронте была 40 м. Конечная длина потока составила 4.6 км при ширине от 400 до 1000 м. В разрезах лавовых потоков наблюдалась четкая закономерность – крупнопористая лавовая корка потока постепенно переходила в плотные разности в осевой его части. Поступающие новые порции лавы выносили на себе западный сектор постройки конуса и развальцовывали его. Надо отметить, что динамика извержения **второго** конуса была очень разнообразной, а его активность продолжалась до конца извержения Северного прорыва БТТИ, т. е. до 15 сентября. И к описанию этих событий автор еще вернется.

16 августа, севернее **второго** конуса, образовалась система зияющих трещин меридионального простирания. Длина их составляла 0.7-1.2 км, при ширине до 1.5 м на поверхности пирокластического плато и до нескольких сантиметров в подстилающих лавах.

17 августа, у восточного края поля трещин произошло образование **третьего** шлакового конуса. Третьему прорыву предшествовали выбросы белого пепла из **второго** конуса, но значительно меньшего количества, чем из первого, что дало основание думать о прекращении его активности, считая, что извержение теперь локализуется исключительно на **третьем** конусе, но эти предположения оказались ошибочными.

Развитие **третьего** прорыва происходило интенсивнее, чем **второго**, хотя характер динамики их формирования был идентичен.

Вслед за парогазовыми и пепловыми выбросами последовало напряженное фонтанирование лавы из 13 жерл, расположенных на трещине длиной 250 м. За 2 часа трещинное фонтанирование сфокусировалось в четырех жерлах, ставшие центром образования **третьего** шлакового конуса. К утру 18 августа сформировался правильной формы конус с двумя действующими жерлами в кратере. Эффузивная активность **третьего** конуса ограничилась излиянием двух коротких (300 и 500 м), маломощных (3-5 м) ла-

вовых потоков. Эксплозивная деятельность была такой же, как у **первого и второго конусов**.

20 августа в течение 40 мин наблюдался пароксизм **третьего конуса**: необычно мощные эксплозивные взрывы, сопровождавшиеся ударными волнами, разлет бомб достигал 1.5-2 км от подножья конуса. На расстоянии 3 км от конуса ощущалось дрожание почвы.

В ночь с *21 на 22 августа* к западу от **третьего конуса** образовалась новая система трещин – на этот раз широтного простирания, охватывающая область 1.5 км в длину и 0.7 км в ширину. Раскрытие трещин происходило со скоростью несколько сантиметров в час. Ширина главной трещины достигала 5 м в пирокластическом материале и 1.5 м в скальных породах.

22 августа в 300 м западнее **второго и третьего конусов** возник **четвертый конус**. Формирование его было идентично предыдущим, однако активность значительно ниже.

На этой же системе трещин *23-го августа* появилась 3 новых группы лавовых котлов или горнитосов. В них плескалась лава, вздувались и лопались лавовые пузыри диаметром до 3 м, иногда наблюдалось редкое фонтанирование лавы на высоту до 70 м. Из самого нижнего котла излился небольшой лавовый поток длиной 1 км и мощностью до 5 м.

25 августа практически одновременно прекратилась активность **третьего, четвертого конусов** и лавовых котлов.

Итак, после этого извержение Северного прорыва сосредоточилось исключительно на деятельности **второго конуса** (рис.2.4).

Его активность продолжала оставаться на высоком уровне: мощные продувки с выносом раскаленных бомб на высоту 2.0-2.5 км, сопровождались подъемом парогазовой колонны на высоту до 8.0-10 км. Шлак до 5 см выпадал на расстоянии 8 км от кратера. На фоне продувок фиксировались мощные одиночные взрывы с интервалом 20 – 30 мин., сопровождающиеся ударными волнами, хорошо видимыми по скачкообразному уплотнению в газовой-пирокластической струе. Из центрального кратера продолжал изливаться очень вязкий крупно-глыбовый лавовый поток, высота фронта которого на удалении 3.0-3.5 км от истока достигала 50-60 м. Постепенно увеличилось время между отдельными взрывами в кратере.



Рис.2.4. Четыре Новых Толбачинских вулканов 1975 года.
Извержение Северного прорыва сосредоточилось во "**втором**" конусе.

В ночь с 7 на 8 сентября наступил резкий перелом в динамике извержения, когда у подножья конуса образовалась новая система трещин субмеридионального простирания, на которой образовалось 5 бокк. В течение нескольких часов из них наблюдалось слабое фонтанирование лавы, а из северо-западной бокки за два часа излилось два маломощных (1.5 м) жидких шлако-глыбовых лавовых потока длиной 1 км и шириной 20 м. Из бокки, у южного подножья конуса, излился такой же небольшой лавовый поток длиной 200 м и мощностью 1.5 м.

11 сентября, из новых северной и северо-западной бокк **второго** конуса произошло излияние самого жидкого лавового потока, за время извержения Северного прорыва, Поток изливался, образуя многочисленные рукава. Их мощность была всего 0.5-0.8 м, при ширине на фронте – 1 км. В 2.5 км от истока, на фронте, их скорость была 1.0 км/час, вязкость – $6 \cdot 10^4$ Пуаз.

Эксплозивная активность в кратере **второго** конуса в это время не только не ослабела, но даже несколько усилилась.

Утром 15-го сентября эксплозивно-эффузивная деятельность **второго** конуса прекратилась, завершив тем самым на 72 день извержение всей этой группы шлаковых конусов (Рис.2.5-2.8).

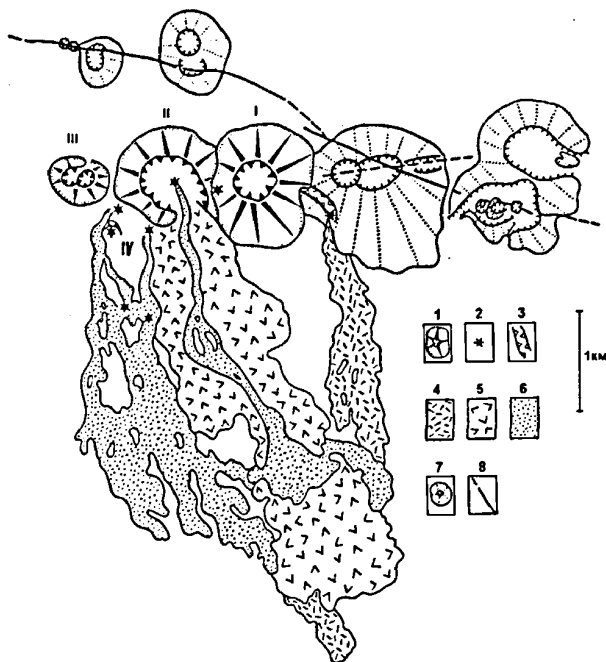


Рис. 2.5. Схема лавового поля Северного прорыва БТТИ. Условные обозначения: 1 – I, II, III шлаковые конусы Северного прорыва; 2 – лавовые бокки; 3 – расщелина в "старом" шлаковом конусе 1004 из которой излился первый лавовый поток; 4 – магнезиальные базальты (6.07-10.09.1975); 5 – основной крупно глыбовый лавовый поток магнезиальных базальтов из Второго конуса; 6 – базальты промежуточного состава конца извержения Северного прорыва (11-15.09); 7 – голоценовые шлаковые конусы; 8 – разлом.

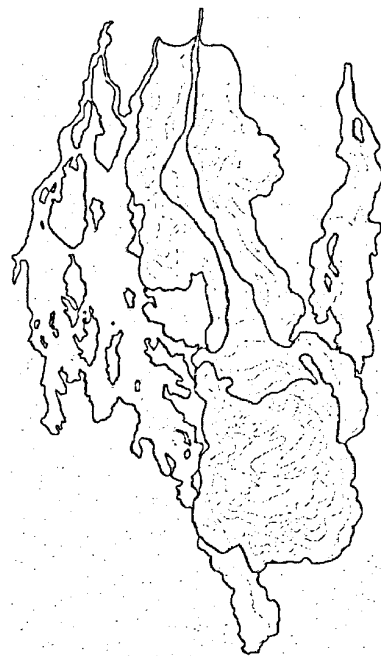


Рис.2.6. Цифровая карта мощностей лав Северного прорыва с наложением границ лавовых потоков.

18 сентября извержение продолжилось в 10 км к югу от первого конуса Северного прорыва. На продолжении региональной трещинной зоны, протянувшейся от вершины вулкана Плоского Толбачика через Северный прорыв и контролируемой цепочкой голоценовых шлаковых конусов, образовался новый прорыв, получивший название **Южного**.

В течении первых двух суток, по трещине северо-западного простирания, длиной около 600 м началось фонтанирование лавы на высоту около 40-50 м из 30 жерл. Одновременно началось излияние жидких лавовых потоков типа "пахое-хое" со скоростью до 30-40 м/час в 200 м от истока. Истоком лавы служили многочисленные бокки у подножья конуса. Кроме того, в ходе извержения на лавовом поле возникали многочисленные вторичные, мигрирующие бокки. Через два дня фонтанировало лишь три жерла, затем осталось одно, вокруг которого стал формироваться небольшой шлаковый конус. Эксплозивная деятельность имела пульсирующий режим, высота и частота выбросов менялась, и в среднем они следовали через 2-3 сек при высоте 100-200 м. Скорость истечения лавы колебалась в разных бокках от 30 до 3500 м/час, а вязкость была 10^4 -

10^5 Пуаз. Суточный расход лавы, по оценкам, сделанным в разное время колебался от 2.0 до 5.7 млн.м³.



Рис.2.7. Аэрофотоснимок Северного прорыва, выполненный камерой Zeiss с борта а самолета Luer-Jet, НАСА.



Рис.2.8. Затененная цифровая модель рельефа Северного прорыва (угол Солнца 45°).

В целом динамика извержения **Южного прорыва** – монотонная. Такого разнообразия событий как на Северном прорыве, здесь не наблюдалось. Характерными особенностями для него были:

- во-первых, почти полное отсутствие пепла и пирокластического материала (около 10%);
- во-вторых, образование обширного лавового покрова, на поверхность которого на расстоянии в несколько километров от кратера мигрировали лавовые бокки (контролирующие трещину), дающие начало небольшим, но быстрым лавовым ручьям.

Морфологически новый покров лавы был сходен с распространенными в этом районе голоценовыми лавовыми покровами, в которых трудно установить источник лавы.

Извержение закончилось 10 декабря 1976 г.

В результате Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) образовалось четыре новых шлаковых конусов (моногенных вулканов), было извергнуто более 2 км^3 твердых вулканических продуктов. За полтора года здесь возникла новая цепочка моногенных базальтовых вулканов с высотами до 300 м, лавовые потоки залили площадь более 45 км^2 . На вершине вулкана Плоский Толбачик образовалась новая кальдера диаметром 1.7 км. Общий объем извергнутой пирокластики составил 1 км^3 , лавы – 1.2 км^3 , всего около 2.2 км^3 .

Все твердые продукты извержения по составу отвечают базальтам (Табл.2.1). Основной объем базальтов Северного прорыва отвечает составу магнезиальных базальтов умеренной щелочности, тогда как лавы Южного прорыва – глиноземистым субщелочным базальтам. Это было крупнейшее базальтовое извержение в Курило-Камчатском вулканическом поясе в историческое время; одно из пятнадцати извержений XX века с объемом продуктов более 1 км^3 ; одно из шести больших трещинных извержений, наблюдавшихся в мире в историческое время. На БТТИ был проведен широкий комплекс исследований геологическими, геофизическими, геохимическими, физическими и аэрокосмическими методами. Благодаря этому БТТИ является в настоящее время одним из наиболее изученных крупнейших вулканических центров в мире.

2.2. Извержение вулканов группы Туйлы – первое историческое извержение ареального вулканизма на Камчатке

Особое место в истории, на склоне Ключевского вулкана, занимают извержение группы Туйлы (1932 г.) и Билюкая (1938 г.).

В.И.Влодавец (1940), описывая и характеризуя шлаковые конусы на склонах Ключевского вулкана, относит все шлаковые конусы к паразитическим кратерам, а Киргурич, Туйла, Биокось, извержения 1932-33 гг. называет побочными вулканами.

Таблица 2.1.

Химические составы базальтов Северного прорыва БТТИ

Оксиды	1 **	2 **	3 *	4 **	5 *	6 **	7 *	8 *	9	10	11 *	12 **	13 *	14	15
	7.VII 1975 г.	9.VII	10.VII	11.VII	14.VII	24.VII	24.VII	26.VII	27.VII	29.VII	2.VIII	7.VIII	8.VIII	8.VIII	9.VIII
Содержание оксидов, вес. %															
SiO ₂	50.28	49.26	49.16	48.95	49.04	49.90	49.54	49.92	49.96	50.91	49.90	49.22	52.84	49.50	49.92
TiO ₂	0.96	1.05	1.13	1.01	1.13	1.07	1.02	0.97	1.07	0.84	1.05	1.01	1.02	1.01	1.00
Al ₂ O ₃	13.17	13.33	13.76	13.13	13.05	13.41	13.22	12.50	13.29	13.71	14.56	14.00	14.53	13.18	12.10
Fe ₂ O ₃	3.10	3.16	5.33	3.72	4.26	2.64	3.71	3.65	2.93	3.27	5.19	2.92	4.37	3.18	4.37
FeO	6.32	6.95	5.40	6.84	6.03	7.24	6.09	6.06	6.91	6.39	4.59	7.19	4.62	6.85	5.92
MnO	0.18	0.21	0.21	0.18	0.21	0.20	0.20	0.16	0.16	0.20	0.18	0.16	0.17	0.15	0.18
MgO	9.35	9.84	9.46	9.69	10.30	9.88	10.02	11.39	9.86	9.94	8.04	9.90	5.86	9.98	9.99
CaO	12.00	12.06	11.26	11.88	11.92	12.07	12.48	12.41	11.79	11.16	12.48	11.13	9.07	12.34	11.93
Na ₂ O	2.46	2.30	2.49	2.45	2.24	2.43	2.39	2.18	2.47	2.49	2.70	2.56	3.21	2.18	2.39
K ₂ O	1.06	0.94	1.01	0.88	0.90	0.96	1.02	0.93	1.06	1.02	1.20	1.11	1.25	0.93	0.96
P ₂ O ₅	0.27	0.21	0.28	0.37	0.25	0.28	0.20	0.20	0.28	0.16	0.19	0.26	0.33	0.25	0.29
H ₂ O+	0.00	0.10	0.10	0.19	0.10	0.04	-	-	0.50	0.35	0.26	0.22	0.96	0.00	0.06
H ₂ O-	0.34	0.10	0.10	0.16	0.14	0.14	0.16	0.12	0.20	-	0.14	0.14	1.36	0.29	0.30
Σ	99.49	99.51	99.69	99.44	99.57	100.20	100.45	0.49	100.04	100.42	100.46	99.83	99.54	99.87	99.68
Содержание оксидов, вес. %															
Оксиды	16	17	18	19 *	20 *	21	22 **	23	24 *	25 *	26	27 *	28	29	30
	9.VIII	11.VIII	1.VIII	14.VIII	20.VIII	21.VIII	21.VIII	23.VIII	23.VIII	31.VIII	1.IX	1.IX	6.IX	7.IX	8.IX
SiO ₂	49.36	49.78	51.20	49.80	49.94	49.98	49.18	50.12	49.72	49.94	49.52	49.56	49.75	49.94	49.40
TiO ₂	1.08	0.97	1.24	0.90	0.96	0.97	1.01	0.86	0.93	0.96	1.02	0.97	1.01	1.10	1.00
Al ₂ O ₃	14.13	13.99	14.48	13.36	12.99	13.68	13.18	13.56	12.86	12.99	13.58	13.33	14.22	13.35	13.92
Fe ₂ O ₃	2.15	2.95	13.84	3.91	2.93	2.08	2.48	2.85	3.73	2.93	2.87	4.53	2.85	3.01	3.47
FeO	8.19	7.21	6.26	5.81	6.84	7.62	7.76	6.93	5.89	6.84	7.08	5.74	7.15	7.18	7.18
MnO	0.15	0.17	0.18	0.13	0.16	0.15	0.15	0.18	0.14	0.16	0.17	0.18	0.15	сл.	0.16
MgO	9.30	9.21	7.97	10.27	10.70	9.35	10.16	9.65	10.85	10.70	9.99	11.26	10.15	10.66	9.63
CaO	11.19	10.92	9.13	11.44	12.35	11.79	11.63	11.54	11.89	12.35	12.22	11.13	10.46	11.39	11.57
Na ₂ O	2.75	2.63	3.24	2.50	2.28	2.52	2.46	2.49	2.17	2.28	2.39	2.24	2.43	2.39	2.49
K ₂ O	1.21	1.02	1.73	0.92	0.93	1.09	1.44	1.02	0.92	0.93	0.96	0.95	1.02	0.96	1.04
P ₂ O ₅	0.33	0.27	0.42	0.17	0.21	0.22	0.24	0.16	0.17	0.21	0.21	0.19	0.27	0.22	0.25
H ₂ O+	0.23	-	-	-	-	-	-	0.29	0.00	-	0.00	0.16	0.68	0.06	-
H ₂ O-	0.20	0.09	То же	0.19	0.16	0.11	0.14	-	0.28	0.16	0.27	0.12	0.32	0.16	0.24
Σ	100.20	99.21	99.69	99.45	99.55	99.56	99.83	99.65	99.55	100.75	99.88	100.36	100.46	100.42	100.36

Продолжение таблицы 2.1

Оксиды	31*	32	33	34*	35	36	37**	38**	39	40**	41	42	43	44**
	8.IX	11.IX	12.IX	13.IX	13.IX	14.IX	15.IX	15.IX	15.IX	15.IX	15.IX	15.IX	15.IX	15.IX
Содержание окислов, вес. %														
SiO ₂	48.82	49.46	50.74	49.54	49.96	49.92	50.18	50.16	50.42	49.70	49.50	50.24	50.02	50.02
TiO ₂	0.98	1.20	1.10	1.31	1.13	1.29	1.31	1.32	1.44	1.40	1.30	1.24	1.38	1.09
Al ₂ O ₃	13.68	15.20	14.10	16.18	13.83	14.68	16.35	15.53	16.03	16.26	15.32	15.44	15.14	16.50
Fe ₂ O ₃	4.14	3.69	3.21	3.94	4.87	3.47	4.23	4.05	3.18	2.96	2.22	3.00	3.50	3.56
FeO	6.38	6.75	6.90	5.57	5.72	7.07	7.04	6.70	6.62	6.82	7.43	7.47	6.75	10.09
MnO	0.10	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.15	0.23	0.18
MgO	11.38	8.82	8.23	8.00	8.57	7.62	6.21	6.63	7.69	7.21	8.83	8.32	7.80	3.71
CaO	11.02	10.13	10.53	10.25	10.51	10.05	9.86	9.53	9.12	9.12	9.58	9.77	9.39	8.13
Na ₂ O	2.41	2.92	2.83	2.85	2.83	3.11	3.11	3.24	3.26	3.13	2.97	2.92	2.91	3.69
K ₂ O	1.01	1.46	1.36	1.55	1.53	1.60	1.54	1.85	1.89	1.78	1.60	1.42	1.52	1.99
P ₂ O ₅	0.28	0.33	0.37	0.29	0.34	0.38	0.35	0.37	0.40	0.39	0.36	0.38	0.31	0.49
H ₂ O+	—	0.08	0.30	0.11	—	—	0.20	0.04	0.00	0.00	0.00	0.43	0.42	—
H ₂ O-	0.24	0.13	—	0.14	0.20	0.18	0.15	0.12	0.00	0.00	0.00	0.14	0.15	—
Σ	100.44	100.34	100.35	99.91	99.66	99.64	100.69	99.73	99.67	100.51	100.18	99.74	99.74	100.45

Примечание. 1 – 31 (без 18) – магнетитовые базальты умеренной щелочности (преобладающий тип) периода извержения 6.VII – 10.IX 1975 г.; 18 – базальт промежуточного типа (смешанная лава), 11.VIII; 32-43 – базальты промежуточного типа заключительной стадии извержения 11 – 15.IX 1975 г.; 44 – субщелочной глиноземистый базальт, 15.IX.

* – пеллы;

** – бомбы (без 37), 37 – шлак; остальное – лавы

В 1932 году извержение на северо-восточном склоне вулкана, получившее название группы Туйлы, некоторыми исследователями В.С.Кулаковым (1934), В.И.Влодавцем (1940), В.А.Ермаковым (1977) ставилось под сомнение как побочное извержение Ключевского вулкана. Они относили его к паразитическому, не очень четко определяя эти различия в терминологии. Тому было несколько причин: во-первых, по их мнению - “кустовое”, по кольцевой трещине, а не линейное расположение всех трех конусов, а во-вторых, большая удаленность (более 16 км) от вершинного кратера. Однако никто из них не относил это извержение к продуктам ареального или регионального вулканизма. К побочным кратерам Ключевского вулкана Б.И.Пийп (1964) относит все известные на то время исторические извержения, которые произошли на склонах Ключевского: от группы Туйлы (1932 г.) до Вернадского и Крыжановского (1956 г.). Он считал, что с 1932 года эруптивная деятельность Ключевского вулкана проявилась в новой форме.

Извержение вулканов началось 25 января 1932 г. на пологой части подножья вулкана в 16 км от п. Ключи с образования шлакового конуса Киргурич (Кулаков, 1934). В первые две недели извержение было чисто эксплозивным. Высота эруптивной колонны в начале извержения достигала 12 км. В дальнейшем эксплозивная активность стала снижаться и к 12 февраля высота фонтанирования бомб над кромкой кратера не превышала 300 м. В это время из подножья конуса излился крупноглыбовый лавовый поток с ярко выраженными бортовыми валами. Эксплозивно-эффузивное извержение Киргурича закончилось между 15-20 мая (Рис.2.9).

Второй шлаковый конус, названный В.С.Кулаковым Туйла, образовался спустя месяц после окончания извержения Киргурича, ниже по склону от первого конуса 29 июня или 1 июля. Подобно Киргуричу его извержение первые две недели было только эксплозивным, затем излился крупно-глыбовый лавовый поток. Динамика извержения этого эксплозивно-эффузивного извержения полностью повторяла предыдущее. Оно прекратилось 6 ноября

Через неделю, 13 ноября в 1 км к юго-востоку от Киргурича и несколько выше его стал формироваться третий шлаковый конус – Биокось.

Извержение третьего шлакового конуса Биокось продолжалось с 13 ноября 1932 г. по 8 апреля 1933 г. В результате этого извержения последовательно сформировалось три шлаковых конуса и излилось три шлако-глыбовых лавовых потока. Схожая картина на-

блюдалась при извержении Северного прорыва БТТИ. По динамике извержения это было типичным извержением ареального вулканизма (см. рис.2.4).



Рис.2.9. Лавовые потоки и шлаковые конусы группы Туйлы.

В.С.Кулаковым (1934) было подмечено, что только перед извержением 1932 года, под местом извержения произошло тектоническое землетрясение силой до 8 баллов и более 30 мелких, которые с началом извержения прекратились (Влодавец, 1940). С.И.Набоко и А.А.Меняйлов (1947) при описании механизма извержения Ключевского вулкана так же подчеркивают, что с ноября 1936 года начались тектонические землетрясения, которые сразу же прекратились после образования Билукая. Начиная с 1945 г., все рои вулканических землетрясений, предваряющие извержения на склоне вулкана – находились в постройке вулкана или под

ним (Токарев, 1966, 1981; Горельчик, 1985).

Извержение вулканов группы Туйлы стало первым историческим извержением ареального вулканизма на Камчатке. В своих работах автор, неоднократно описывая извержения Ключевского вулкана, считал, вслед за многими исследователями, извержение 1932 года - первым историческим побочным извержением центрального типа на склоне вулкана, что как показали более поздние исследования, было неверно. Это извержение следует относить к первому историческому извержению ареального вулканизма. В дальнейшем автор исправил эту ошибку (Хренов, 1999, 2002).

Извержение 1938 г. началось в ночь с 6 на 7 февраля, когда на склоне вулкана по радиальной трещине (от 1800 до 900 м) образовалась цепочка взрывных кратеров (Козей, Третий или Невидимка и Тиранус). Сутки спустя, ниже по трещине стал фор-

мироваться шлаковый конус – Билукай, из которого на склон излился самый большой, из известных на склонах Ключевского (длиной 16 км и объемом 0.31 км^3) лавовый поток (Рис.2.10).

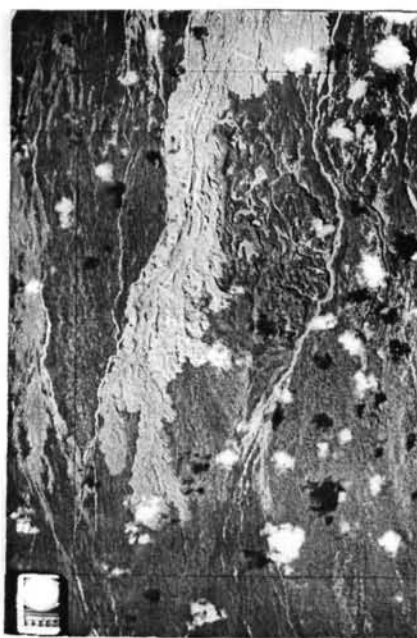


Рис. 2.10. Лавовый поток Билукай.

Самый верхний Кратер Козей образовался на высоте 1800 м и был достаточно активным около 5 месяцев. Из него в течение этого времени происходило интенсивное парение, которое сопровождалось редкими взрывами с выбросом резургентного и ювенильного материала. На дне кратера была обнажена дайка. Ее химический состав отвечал глиноземистым базальтам Ключевского вулкана (Набоко, 1947).

Кратер Третий или Невидимка, расположенный ниже по склону на высоте 1160 м, представлял собой эруптивный центр в виде взрывной воронки с небольшим базальтовым лавовым потоком глиноземистого состава.

Совершенно таким же по форме был и кратер Тиранус, который представлял собой преимущественно эффузивный центр, из которого продуцировалось на поверхность небольшое количество пирокластического материала в виде вулканических бомб и пепла. После прекращения эксплозивной активности в первые дни извержения, из него излился узкий лавовый поток длиной около 1000 м. Состав лавы, как и у двух верхних эруптивных центров, отвечал глиноземистым базальтам.

Конус Билукай, сформировался в первые дни извержения, достигнув к концу извержения высоты 200 м. Динамика извержения конуса Билукай была разнообразной. Он действовал двумя жерлами. Из Основного жерла, находящегося на вершине кратера, происходило фонтанирование лавы на высоту до 300 м. Из второго, названного С.И. Набоко (1947) "Сосед", главным образом происходило выделение газов, пепла и пара. Б.В. Пийп назвал эти жерла бокками, полагая, что они из одного выводного канала. Как показали многолетние работы автора на извержениях, название бокка более верно отражает динамику вулканического процесса. На некоторых этапах извержения из них происходило интенсивное фонтанирование бомб. Взаимодействие этих двух бокк под-

робно проанализировано. Из кратера, открытого на восток, в течение года изливался крупно-глыбовый лавовый поток. С.И.Набоко (1947), наиболее детально и последовательно изучавшая это извержение, выделяет на лавовом поле 4 порции лавы. 14 июля у восточного основания конуса образовалась еще одна, но уже лавовая бокка. Из нее излилась небольшая порция лавы. Аналогичная динамика извержения наблюдалась автором во время извержения прорыва "Олимпийский" на вулкане Алаид в 1972 году (Авдейко, Хренов и др., 1974).

С.И.Набоко при описании этого очень длительного и сложного извержения классифицировала его как боковое и эксцентрическое: эксплозивные (верхние) эруптивные центры – как паразитные кратеры, а кратер Билокай – как побочный или эксцентрический. При этом подразумевалось, что магма в эруптивные центры поступала из верхней части главного магматического канала вулкана, а в нижний – Билокай, из "вспомогательных каналов, которые либо ответвляются от главного канала на значительной глубине, либо образуют независимые выходы из магматического резервуара" (С.И.Набоко, 1947, стр. 9). При этом подразумевалось, что генетически они все равно связаны с Ключевским вулканом.

Проведенный автором петрохимический и геохимический анализ пород шлаковых конусов и лавовых потоков на склоне и у подножья вулкана показал, что на Ключевском вулкане преобладают два типа базальтов: магнезиальные ($MgO = 12.0-8.0\%$ $Al_2O_3 = 15.0-13.0\%$, здесь и далее в мас.%) и глиноземистые ($Al_2O_3 = 19.0-17.0\%$, $MgO = 5.0-4.0\%$) нормальной щелочности известково-щелочной серии. Это типичные базальты островных дуг. Были выделены высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO от 12% до 9%; магнезиальные (промежуточные, как результат смешения двух магм) с MgO от 8% до 6% и глиноземистые базальты с содержанием MgO от 6% до 4.5%. (см. таблица 1.3. и см. Приложение: химические анализы базальтов Ключевской группы). Все эти разновидности базальтов хорошо изучены, а результаты петрографических, минералогических и геохимических исследований опубликованы в многочисленных работах (Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Пийп, 1956; Кирсанов, 1971; Ермаков, 1974, 1977; Хренов и др., 1985, 1997, 1991).

Магматическая питающая система центрального и ареального вулканизма по системе разломов и трещин через магматические камеры и промежуточные периферические очаги имеет связь с верхней мантией. Питающая система разломов и трещин ареального вулканизма более "сквозная", и по ней в более короткий срок из глубинного

источника магма достигает земной поверхности. Этим объясняется постоянство в химическом составе лав магнезиальных базальтов ареального вулканизма и такое же длительное постоянство в составе лав глиноземистых базальтов Ключевского вулкана.

Таким образом, рассматривая в хронологической последовательности события, происходившие в голоцене и в историческое время, опираясь на наблюдения и анализ петрологических исследований в Ключевской группе вулканов, можно полагать, что магнезиальные базальты – результат активности зоны ареального вулканизма в пределах постройки Ключевского вулкана, а глиноземистые базальты – продукты центрального вулканизма.

Только лавы двух извержений (1932 и 1938 г.) на склоне вулкана имеют переменный состав, причем он менялся в определенной последовательности:

Извержение вулканов Киргурича и Биокось начинается с магнезиальных базальтов в начале извержения (7.6-8.5% MgO) и заканчивается высокомагнезиальными – к концу (8.8- 10.1% MgO). При этом вариации изменений химического состава лав никак не зависели от объема изверженного материала. Базальты "промежуточного" магнезиального состава в ходе извержения вулкана Туйла оставались практически постоянными (MgO – 8.5-8.8%).

Во время извержения 1938 года через верхние взрывные воронки (Козей) вместе с резургентным материалом выбрасывались ювенильные глиноземистые базальты (MgO = 5.6%), через расположенный ниже по склону эруптивные центры Третий (Невидимка) и Тиранус – базальты промежуточного и глиноземистого состава (MgO = 6.3%), а из нижнего шлакового конуса Билюкая на поверхность продуцировались в первых порциях – базальты промежуточного состава (MgO = 6.7%), а к концу извержения сменились на магнезиальные лавы (MgO = 8.2%).

Автор пришел к выводу, что извержение 1938 года на склоне Ключевского вулкана имеет сложное сочетание двух типов вулканизма: верхние взрывные эруптивные центры (группы Козея) относятся к центральному вулканизму и генетически связаны с Ключевским вулканом, а нижний – Билюкай генетически относится к ареальному вулканизму. Извержение 1938 года имело смешанное происхождение, когда в нем участвовали глиноземистые магмы центрального вулканизма и магнезиальные – ареального (рис.2.11).

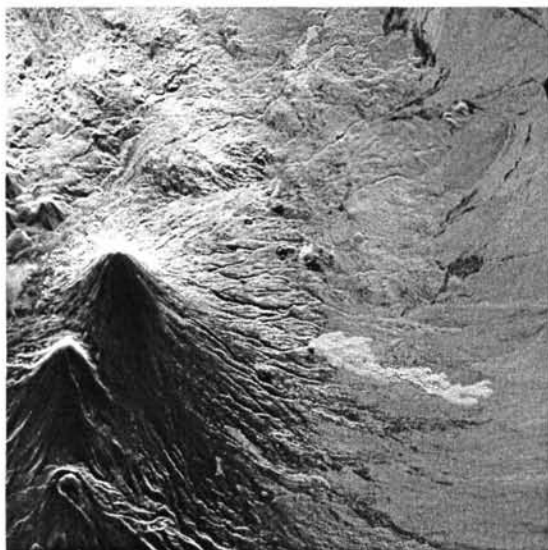


Рис. 2.11. Лавовый поток Билукая – самый протяженный и мощный из всех лавовых потоков на склоне Ключевского, относится к арельной зоне.

2.3. Генетические особенности центрального и арельного вулканизма

Наиболее полная сводка этих типов извержений представлена в монографии И.В.Лучицкого (1971), в монографии "Действующие вулканы Камчатки" (1991). Этой проблеме посвящено также огромное количество зарубежных публикаций.

Извержения центрального типа происходят из **одного сфокусированного центра** по системе питающих разломов и трещин в ограниченном пространстве магмоподводящего канала через вершинный кратер. Область первичного выплавления магм вулканов Камчатки, скорее всего, находится внутри сейсмофокального слоя или около его верхней границы на глубинах от 100 до 200 км. Магма, пройдя сквозь астеносферу, накапливается в слое, переходном от коры к мантии, и в земной коре. Из области первичного плавления ряда диапиров, в которых по мере подъема из-за декомпрессии возрастает доля расплава, уменьшается вязкость, сокращается их сечение. Механизм подъема магм сквозь литосферу другой, чем в астеносфере.

Магмы движутся здесь по вертикальным разломам (Федотов, 1984, 1991). В процессе формирования и развития вулканов центрального типа их питающая магматическая система, как правило, эволюционирует.

На разных глубинах могут возникать периферические очаги и магматические камеры. Магма по сложной системе магмоподводящих вертикальных трещин внедряется в тело вулкана и достигает дневной поверхности через центральный кратер или по радиальным трещинам прорывается на склонах.

На рис. 2.12., взятой из работы А.Н.Сирина (1968) изображены гипотетические модели побочных извержений Ключевского вулкана в представлениях А.А.Меняйлова, Б.И.Пийпа, А.Н. Сирина.

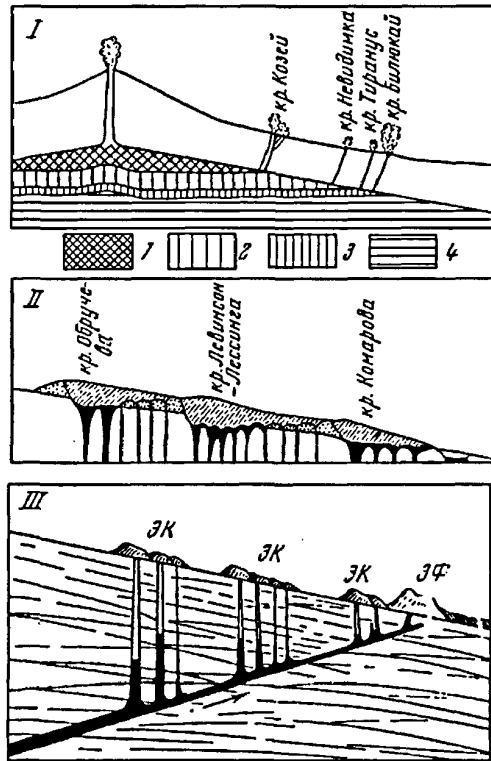


Рис.2.12. Представления о возможности питания побочных прорывов Ключевского вулкана. I – извержение группы Билюкая 1937 год по А.А.Меняйлову (1947), на условных обозначениях 1-4 магма с содержанием SiO_2 от 54 до 51%, II – извержение 1945 года по Б.И.Пийпу (1956) и III – по А.Н. Сирина (1968)

Все эти представления базировались и опирались на работы академика А.Н.Заварицкого, наставника вулканологов. В отличие от "последователей" А.Н.Заварицкий успевал видеть вперед и иногда пересматривать свои представления.

Извержения моногенных вулканов или шлаковых конусов в ареальной зоне происходят по линейным разломам, как следствие *рассеянного магматизма*. Магма поступает с больших глубин, чем при извержениях центрального типа. Она не образует ни периферических очагов, ни магматических камер. Источниками питания ареального вулканизма служат межпластовые силлы (рис. 2.13). Состав лав в ходе этих извержениях,

как правило, остается постоянным. Извержения в ареальной зоне могут быть эксплозивными, эксплозивно-эффузивными или эффузивными. Образование нескольких шлаковых конусов следует друг за другом, их извержения продолжаются длительное время одновременно или последовательно. В отличие от побочных извержений, которые, как правило, происходят по субрадиальным трещинам на склоне вулкана, извержения в ареальной зоне контролируются разломами, определяющими заложение самой зоны. В Ключевской группе вулканов ареальные зоны шлаковых конусов северо-восточного простирания приурочены к подножьям вулканов Плоского Толбачика, Ключевского и Крестовского. Наибольшая их концентрация сосредоточена в местах пересечения линейных и концентрических зон разломов.

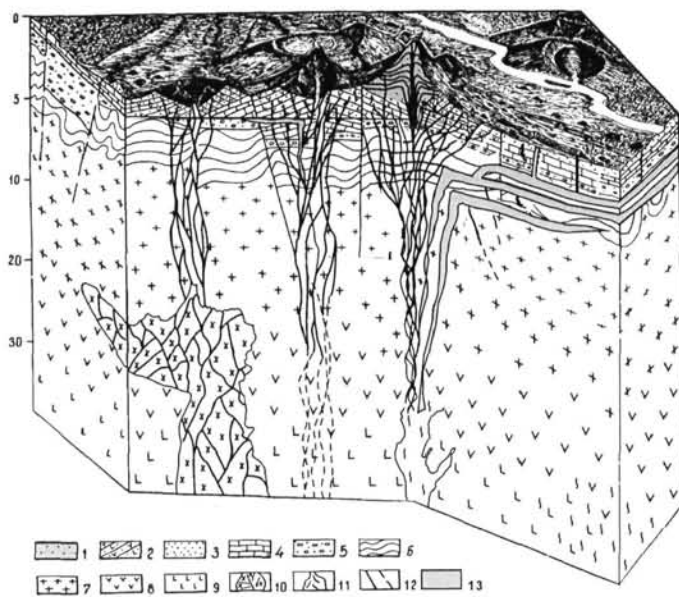


Рис. 2.13. Схематическая модель внутреннего строения Ключевского вулкана (по С.Т. Балесте, 1981 г. с дополнениями автора): 1 - постройка вулкана; 2 - четвертичные отложения; 3 - палеоген-неогеновые образования; 4 - меловые отложения; 5 - осадочные отложения; 6 - вулканогенно-осадочные отложения; 7 - "гранитный слой"; 8 - "базальтовый слой"; 9 - переходная зона между базальтовым слоем и верхней мантией; 10 - периферические магматические камеры и очаги; 11 - магмо-генерирующие зоны питания вулканов; 12 - система магмо-выводящих разломов; 13 - силлоподводящие магматические тела зоны ареального вулканизма.

На Камчатке известно несколько зон ареального вулканизма общей площадью более 2500 км². Выделено свыше тысячи отдельных моногенных вулканов (шлаковых конусов). Питающая система этого типа вулканизма контролируется протяженными линейными трещинами. Наиболее хорошо описаны и изучены зоны ареального вулканизма Срединного хребта и юга Камчатки (р. Левый Саван), где они образуют ярко выраженные поля шлаковых конусов, достаточно удаленных от стратовулканов.

На склонах Гавайских вулканов Мауна-Лоа и Килауэа образование многочисленных шлаковых конусов и эруптивных центров связывается с двумя рифтовыми зонами юго-западного и восточного простирания (рис.2.14).

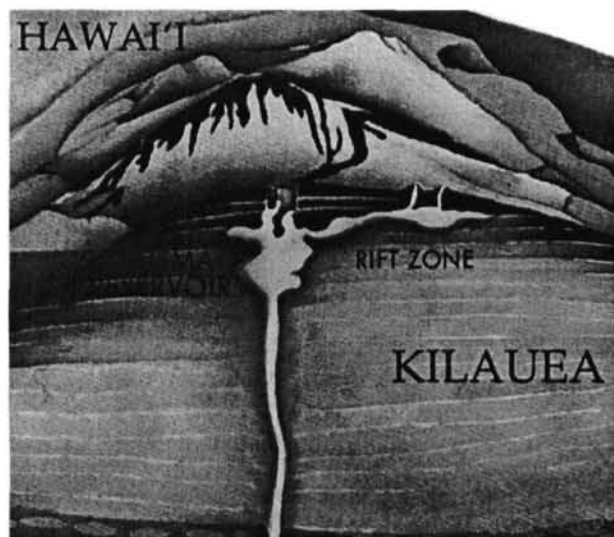


Рис. 2.14. Схема внутреннего строения вулкана Килауэа.

III. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТОВУЛКАНА

Общепризнанно, что конусы вулканов центрального типа образованы чередующимися слоями лавовых потоков и пирокластического материала. Автором предлагается совершенно иное объяснение "послойного" строения стратовулканов. Многолетние полевые исследования на действующих вулканах позволили автору предложить оригинальную модель формирования стратовулканов на ранней стадии развития.

3.1. Два этапа формирования стратовулкана

Выделяются два этапа: первый – преимущественно эксплозивный, второй – эксплозивно-интрузивно-эффузивный (Рис.3.1).

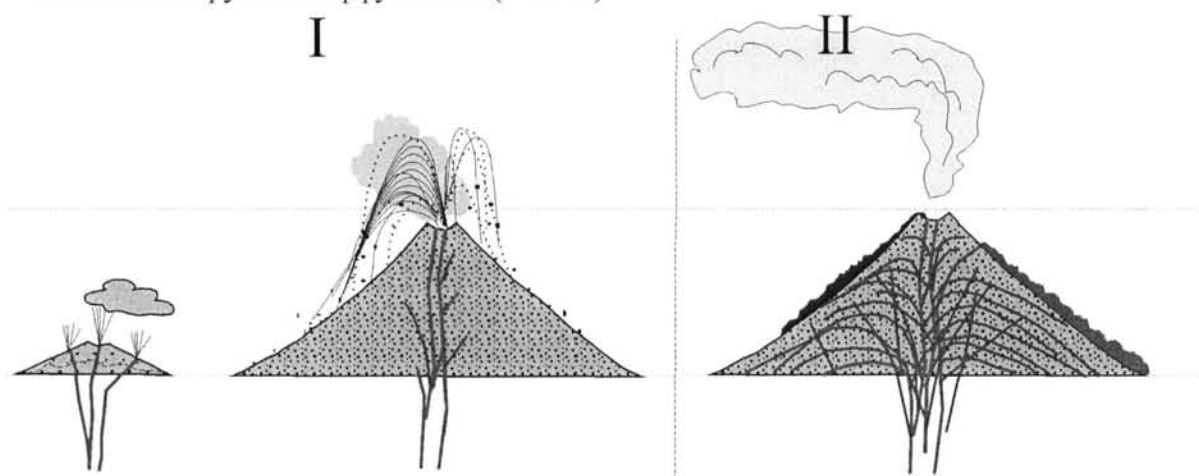


Рис. 3.1. Модель формирования и развития стратовулкана/

На первом этапе после раскрытия трещины и декомпрессии при высоком коэффициенте эксплозивной деятельности формируется предельно возможных размеров шлаковый конус (моногенный вулкан) правильной (классической) формы, склоны которого имеют угол порядка 35° , естественный для сыпучих материалов. Его внутреннее строение состоит из неоднородных слоев пирокластического материала: пепла, шлаков, туфов и вулканических бомб. Послойная неоднородность внутри конуса дополнительно создается за счет разной степени "спекаемости" пирокластики и вторичного разогрева ее внутри вулкана. Заканчивается этот этап снижением коэффициента эксплозивной активности.

На втором этапе на фоне продолжающихся эксплозивных извержений вершинного кратера в постройку вулкана по границам неоднородных слоев пирокластического материала начинается межпластовое, субпараллельное внедрение многочисленных силлов и

внедрение магмы по радиальным трещинам, которое почти всегда фиксируется вулканическим сейсмическим дрожанием. По этим трещинам магма не всегда достигает земной поверхности и застывает в виде даек и межпластовых субвулканических тел. Инъекции магмы формируют классический облик и внутреннее строение вулкана центрального типа и в дальнейшем, при частичном разрушении вулкана, выглядят в разрезе как напластования лавовых потоков и пирокластического материала (рис.3.2 и 3.3).

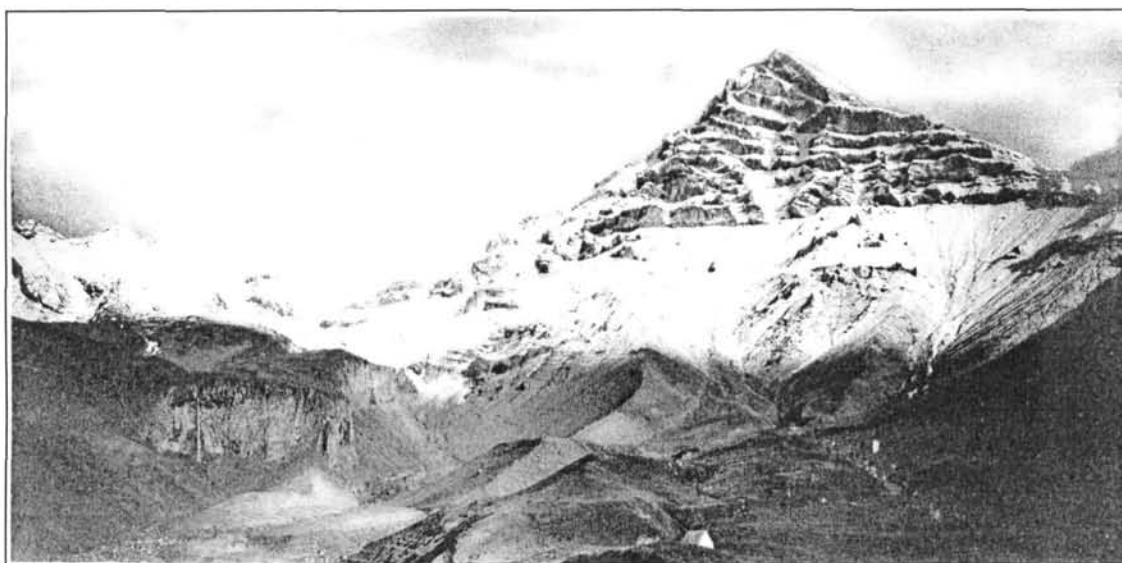


Рис. 3.2. Фотография "древней" постройки вулкана Шивелуч, на которой отчетливо видно субпараллельное напластование силлов в пирокластическом теле вулкана.



Рис. 3.3. Разрез прикратерной части вулкана Шивелуч с субпараллельными напластованиями силлов.

В процессе формирования вулканической постройки возникновение слоистой структуры конуса в силу колебаний условий (градиент температур, вторичный разогрев, окислительно-восстановительная реакция, сезонные осадки и т.д.) неизбежно.

Необходимо также образование "лавовой пробки" в верхней части вулканического канала. Поскольку прочность и мощность "лавовой пробки" велика, расплав должен внедряться между слоями, образуя наблюдаемые формы (рис. 3.4).

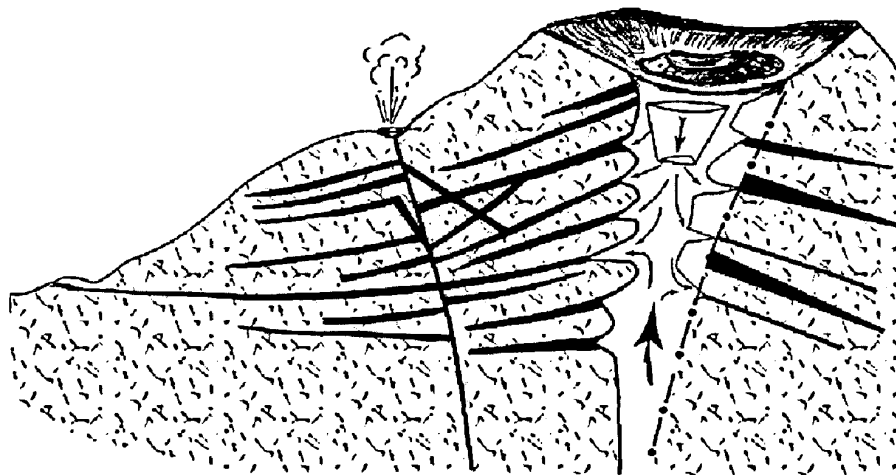


Рис. 3.4. Динамика формирования стратовулкана и гипотетическое представление о механизме внедрения силлов в процессе формирования шлакового конуса.

Подобный механизм внедрения силлов в пористые породы шлакового конуса, насыщенные газом и имеющих разный градиент температур, можно объяснить, принимая во внимание расчеты С.А.Христиановича (1960) и Ю.П.Желткова (1966) для гидродинамической системы. Примером таких образований является широко известное проявление траппового магматизма. Одновременно и последовательно с внедрением силлов и образованием даек происходит излияние на склоны вулкана лавовых потоков, которые придают постройке вулкана асимметричную форму.

По мнению автора, которое разделяют И.В. Мелекесцев и В.А. Дроздин, магматические камеры и силлы формируются внутри постройки вулкана на небольших глубинах, а магмоподводящий канал представляет собой переплетенную систему даек, напоминающую "размочаленный морской канат".

После прекращения активности вулкана его постройка более чем на 80% состоит из внедрившихся субвулканических тел: силлов и даек. Автору довелось наблюдать разрез верхней части современного вулкана Питон-де-Неж на острове Реюньон, который на 75% заполнен силлами и дайками внутри шлаков и брекчий (рис.3.5).

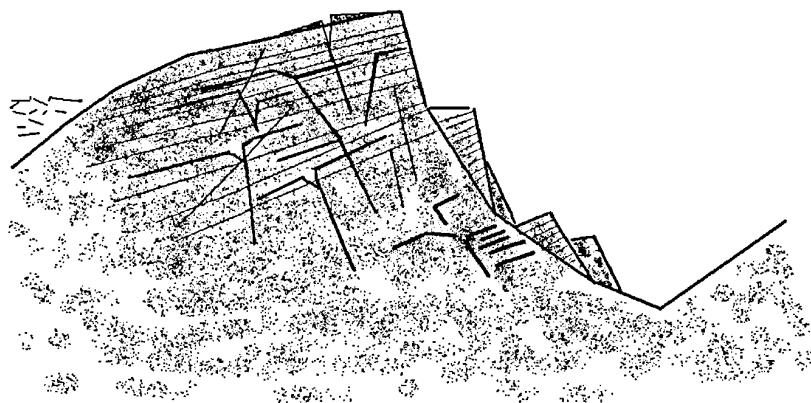


Рис. 3.5. В уникальном разрезе вулкана Питон-де-Неж (о.Реюньон) прекрасно обозначены дайки и силлы, отражающие питающую магматическую систему вулкана.

Многочисленные рои приповерхностных вулканических землетрясений на Ключевском вулкане (Токарев, Горельчик 1983, 1998) свидетельствуют о почти непрерывной инъекции магмы в его постройку (Рис. 3.6).

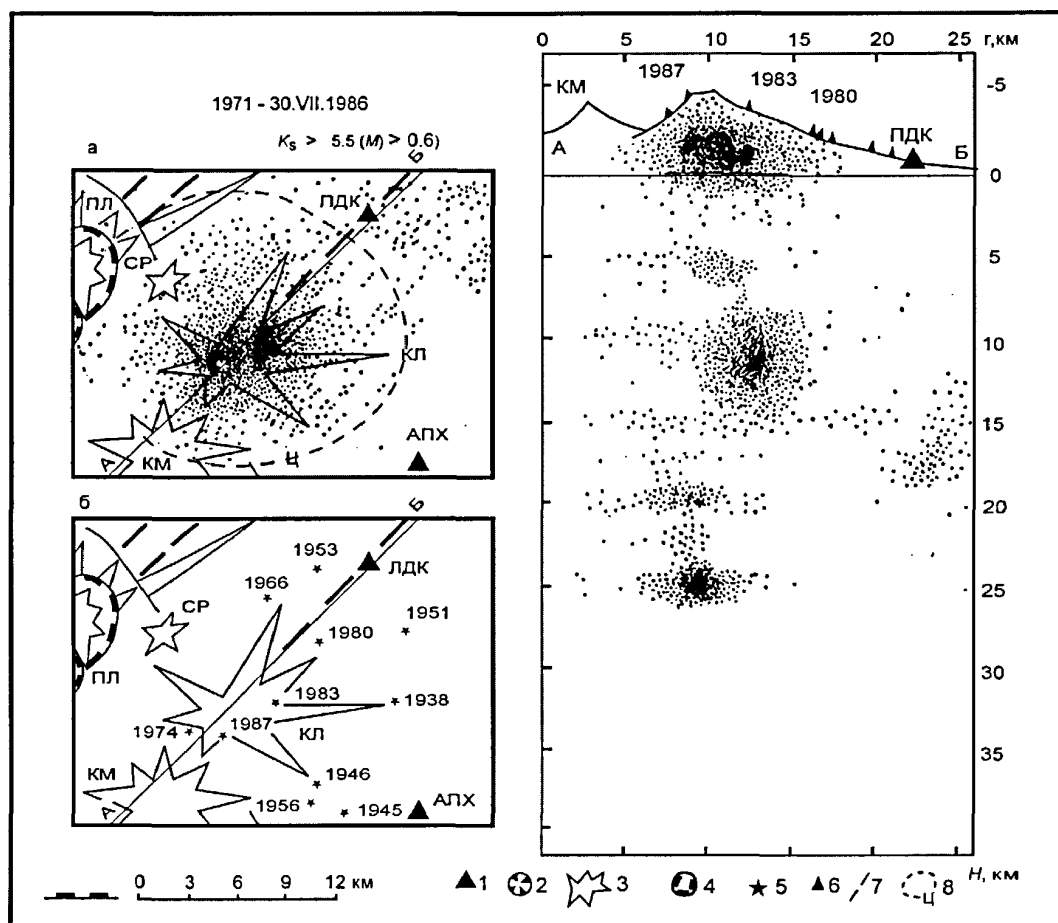


Рис. 3.6. Схема эпицентров землетрясений и распределение очагов землетрясений (Горельчик 1985). Условные обозначения: 1 – сейсмические станции, 2 – вершинный кратер Ключевского, 3 – стратовулканы, 5 – шлаковые конусы на склоне Ключевского (в плане), 6 – побочные прорывы (в разрезе), 7 – тектонические разломы первого порядка, 8 – граница Центральной сейсмоактивной зоны.

Одновременно и последовательно происходит излияние лавовых потоков на склоны вулкана, которые “обезображивают” его, придавая постройке асимметричную форму (Рис.3.7). Для вулканов-гигантов характерно также заложение радиальных трещин на их склоне, с последующим внедрением по ним даек и образование побочных извержений.

В данной модели не рассматривается вся возможная эволюция вулкана центрального типа, которая бы включала образование на месте щитового вулкана – стратовулкана, потом кальдеры и т.д.



Рис.3.7. Лавовые потоки Карымского вулкана (1962- 1986 гг).

Полевыми исследованиями установлено, что в разрезах шлаковых конусов, как, например, на "втором" конусе во время извержении БТТИ, лава ни когда не "переплещивалась", а тем более не изливалась из кратера на склоны (рис. 3.8). В разрезе же наблюдаются прослой "лавовых потоков".

На рис. 3.9, в разрезе одного из кратеров вулкана Горелый, наблюдается аналогичная картина. Но, исходя из динамики формирования и становления лавовых потоков, очевидно, что такие линзообразные тела внутри кратера вулкана никак не могут называться лавовыми потоками. У них на контакте с вмещающими породами нет характерной для лавовых потоков подстилающей и верхней спекающей "корки", характерной для шлако-глыбовых лавовых потоков.



Рис.3.8. Разрез второго шлакового конуса, Северный прорыв БТТИ.



Рис. 3.9. Кратер вулкана Горельий. Субпараллельное напластование силлов в теле постройки вулкана.

В последние годы меняются представления о питающих системах вулканов (Федотов, Горицкий, 1979, 1980). Появились теоретические работы (Федотов, 1982), о механизме внедрения расплава по трещинам, именуемые С.А.Федотовым – дайками. Те-

перь уже мало кто рассматривает магматический канал вулкана, как многокилометровую "цилиндрическую трубу", диаметром равную диаметру кратера вулкана.

Изучение динамики извержений с применением аэрокосмических, геофизических и геодезических методов позволяют полагать, что в теле вулкана существует проникаемая зона долгоживущего магмовода, по которой внедряется магма, образуя систему даек. Хорошо развитая питающая система для даек внутри вулкана напоминает по форме несколько "размочаленный морской швартовочный канат" с внутренней сотовой структурой. Отдельные дайки этой питающей системы достигают вершинного кратера, в местах их переплетения могут возникать небольшие магматические камеры, из которых в течение короткого времени происходят боковые прорывов (извержения). Дайки по ширине почти всегда имеют одни и те же размеры порядка 1-2 метра, независимо от их состава и происхождения. Точно так же и исток лавы (лавовые бокки), по наблюдениям автора, в поперечнике никогда не превышает 3-х метров. Причем эти параметры никак не зависят от генетического типа вулканизма (центральный или ареальный), а также от состава и реологических свойств лавы ("аа" или "пахое-хое").

Магма, которая участвует в извержении и достигает дневной поверхности, должна "созреть" для извержения. Невозможно заставить магматический расплав двигаться вверх и извергаться при отсутствии его "зрелости", т.е. должны произойти некоторые необходимые и достаточные условия, такие как накопление энергии, повышение температуры, насыщение магмы летучими, декомпрессия и т.д. Причем в случае, если магма не смогла "пробиться" и достичь поверхности склона вулкана или его кратера, а остановилась, "застряла" в теле вулканической постройки, то ее "реанимация" к последующему движению и извержению невозможна.

IV. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

4.1. Анализ методов аэрокосмического дистанционного зондирования, их актуальность, принципиальная новизна и перспективность применения в областях современного вулканизма

Произошедшие за последнее десятилетие природные катастрофы резко стимулировали международное сообщество к объединению научного потенциала и материальных средств для организации слежения и контроля за быстро текущими процессами на Земле.

С 1990 года под эгидой ООН проходило Международное десятилетие борьбы с риском природных катастроф с основным упором на минимизацию локальных, региональных и глобальных последствий вулканических извержений. "...Как драматически показали катастрофические извержения вулканов Сент-Хеленс в 1980 г., Пинатубо в 1991 г. и более поздние катастрофические события в районе Карибского моря и в других местах, вулканы могут принести огромное опустошение и разрушение в течение короткого срока. Они могут также оказать серьезное средне- и долгосрочное воздействие, вынуждающее производить эвакуацию населения, нарушающее работу транспорта (наземного и воздушного), повышающее кислотность осадков и снижающее глобальные температуры..." (UNESCO, 1999).

Пароксизмальные вулканические извержения в умеренных и высоких северных широтах, такие как извержения вулканов Ксудач в 1907 г., Катмай в 1912 г., Безымянный в 1956 г. и Шивелуч в 1964 г. вызывают дополнительную и особую озабоченность. Современный опыт наблюдений за извержениями вулканов типа Пинатубо (1991) к северу от 50° северной широты ограничен, а воздействия на этот специфический и сложно устроенный полярный и субполярный регион, являющийся "кухней погоды" для значительной части северного полушария, в настоящее время еще плохо поняты или смоделированы.

Геологическая наука накопила огромный опыт в изучении катастрофических природных явлений, который позволяет предсказывать некоторые из них в отдельных районах с большой долей вероятности. В масштабах планеты подобные работы долгое

время были не реальны из-за невозможности одновременного наблюдения с разной степенью детальности за всеми активными участками Земли.

Ситуация изменилась с появлением искусственных спутников Земли (ИСЗ), а также с возникшей открытостью и доступностью многих уникальных материалов космических съемок, получаемых как с отечественных, так и зарубежных орбитальных станций. Явное преимущество таких исследований перед традиционными геологическими – это возможность непрерывных наблюдений в малодоступных и не населенных районах.

Исследования со спутников позволяют в полном объеме обеспечить постоянное наблюдение за изменением морфологии кратеров вулканов, следить за изменениями теплового потока на них и осуществлять оперативную передачу информации в обрабатывающие Центры и тем самым обеспечивать в реальном времени выявление критериев предвестников извержений.

Предшествующий опыт изучения вулканических и геотермальных систем в областях современного вулканизма дистанционными методами насчитывает более пятидесяти лет и в основном базируется на традиционных оптических методах наблюдения.

Проводимые в течение многих лет В.Н. Двигало, В.А. Дрозниным и автором режимные аэрофотосъемочные работы на вулканах Камчатки и Курил позволили выявить некоторые критерии оценки предвестников извержений для таких разных вулканов как Ключевской, Безымянный, Шивелуч и Карымский. Наиболее эффективным результатом мониторинга изменения состояния морфологии кратеров и экструзивных куполов вулканов Безымянный и Шивелуч является фотограмметрическая обработка, выполняемая В.Н.Двигало (1980, 1984, 1991, 2000).

Для наиболее активных вулканов планеты: Этны, Везувия (Италия), Килауэа (о-ва Гавайи), Питон-де-ля-Фурнез (о.Реюньон), Ошу, Сакурадзима (Япония), Ключевского, Шивелуча, Безымянного, Карымского, Авачи (Камчатка) и др. благодаря существованию длительного ряда исторических наблюдений за их извержениями может быть рассчитан межпароксизмальный период покоя.

Крупные и сильные извержения с объемом материала, поставляемого на дневную поверхность порядка 1 км^3 , происходят приблизительно 1 раз в 2-3 года. Таким образом, с помощью аэрокосмического мониторинга в течение 20 лет реально получить наблюдения за 5-10 сильными извержениями. Следовательно, надо создавать такую сис-

тему аэрокосмического мониторинга, которая позволяла бы проводить непрерывные наблюдения за вулканами.

Запуск спутника Terra, ранее называемого как EOS-AM1, в декабре 1999 г. знаменовал наступление новой технологической эры исследований Земли из космоса. Этот спутник является флагманом космической группировки EOS, развертываемой для оперативного предоставления комплексной оценки состояния окружающей среды на масштабах, близких к глобальному покрытию. В настоящее время запущен еще один спутник этой группировки – Aqua, в ближайшее время будет запущен спутник Aura. Общий вид спутника Terra размером около 3.5 м перед его запуском изображен на рис.4.1.

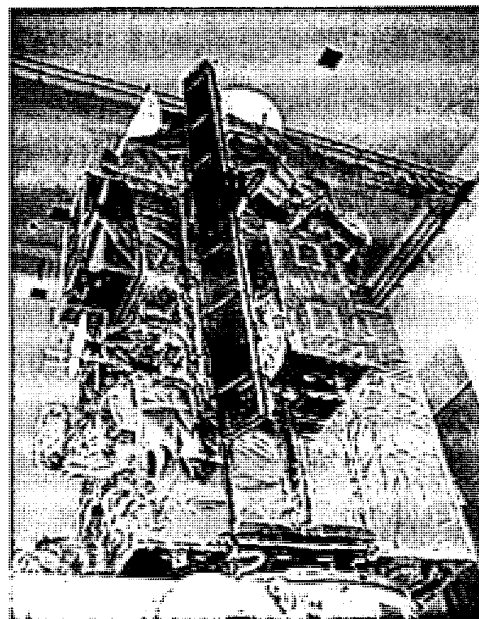


Рис. 4.1.

Его основными измерительными средствами являются:

- видеоспектрорадиометр среднего разрешения *MODIS* (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) – многоспектральный сканирующий радиометр, предназначенный для измерения характеристик биологических и физических процессов в глобальном масштабе для каждой территории земного шара в течение каждых 1-2 суток;
- многоугловой видеоспектрорадиометр *MISR* (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) обеспечивает получение глобальных карт альbedo поверхности Земли, свойств атмосферного аэрозоля и растительности с учетом облачности и угловых функций отражения солнечного излучения объектами земной поверхности;
- система для изучения облаков и потоков радиационной энергии Земли *CERES* (Cloud and Earth's Radiant Energy System) обеспечивает измерения радиационного баланса Земли и уходящего излучения атмосферы от верхней границы атмосферы до уровня земной поверхности;
- аппаратура для измерения загрязнений тропосферы *MOPITT* (Measurement of Pollution in the Troposphere) позволяет измерять потоки уходящего излучения в области длин волн 2.3, 2.4 и 4.7 мкм;
- усовершенствованный спутниковый радиометр теплового излучения и отражения *ASTER* (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) дает воз-

возможность получения изображений высокого пространственного разрешения для объектов поверхности суши, водных объектов, ледяного покрова и облаков.

В аппаратуре MODIS заложена концепция обычных радиометров, сканирующих поперек направления движения космического носителя с использованием так называемых ПЗС -линеек (ПЗС означает "параллельный запрос сигналов"). "Гребенка" линейных детекторов обеспечивает получение отдельных строк соответствующих много-спектральных изображений. Столбцы изображений получаются за счет движения спутника по орбите. По своим принципам работы аппаратура MODIS является развитием прежних аппаратурных космических комплексов типа:

- усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения *AVHRR*;
- инфракрасного зондировщика высокого разрешения *HIRS* (High-Resolution Infrared Sounder);
- тематического картографа ТМ (Thematic Mapper) спутников серии "Landsat";
- сканера цвета прибрежной зоны *CZCS* (Coastal Zone Color Scanner) спутника "Нimbus-7".

Оптическая система аппаратуры MODIS обеспечивает получение изображений в 36 дискретных спектральных каналах, локализованных между длинами волн от 0.4 до 15 мкм (20 каналов от 0.4 до 3.0 мкм и 16 каналов от 3 до 15 мкм). Пространственное разрешение в пиксель достигает соответственно 250 м, 500 м и 1 км для спектральных каналов видимой, ближней инфракрасной и тепловой инфракрасной областей спектра. При отношении "сигнал/шум" более 500 для разрешения в 1 км (для зенитных углов Солнца, достигающих 70°) абсолютная точность измерений падающего излучения составляет ±5% в области от 0.4 до 3 мкм и 1% в тепловой инфракрасной области от 3 до 15 мкм. Аппаратура дает возможность получения следующей информационной продукции:

- температуры земной поверхности с пространственным разрешением в 1 км и днем и ночью с абсолютной точностью около 0.2 К для океанов и 1 К для суши;
- цвета океана, который определяется по уходящему от поверхности океана излучению с точностью в пределах 5% в спектральных каналах от 415 до 653 нм при использовании процедур атмосферной коррекции на основе спектральных каналов данной аппаратуры в ближней инфракрасной области спектра;
- уровня флуоресценции хлорофилла в воде с точностью не хуже 50% при его концентрациях в верхнем слое водных объектов около 0.5 мг/м³;
- концентрации хлорофилла "а" с точностью около 35%;

- параметров растительного покрова и других покровов поверхности суши типа:
- чистой первичной продуктивности, индекса листовой поверхности и перехватываемой растительностью фотосинтетически активной радиации;
- классов, характеризующих различные виды растительности;
- вегетационных индексов с учетом влияния атмосферы, почв и направленных эффектов отражения падающего излучения;
- отражательной способности и состояния снежного покрова;
- облачного покрова с разрешением в 250 м днем и 1 км ночью;
- свойств облаков (фазовое состояние воды, оптическая толщина, размеры частиц облачной среды, давление и излучательная способность на уровне верхней границы облаков);
- свойств частиц атмосферного аэрозоля, включая оптическую толщину, размер частиц и их массовый перенос;
- наличия пожаров, их размер и температурные условия их распространения;
- глобального распределения общего содержания осаждаемой воды в атмосфере.

Аппаратура MISR представляет собой набор датчиков в виде "гребенки" ПЗС-структур, отдельные звенья которой ориентированы в надир и в восьми симметричных направлениях относительно него, соответственно, в направлении "вперед" и "назад" относительно движения спутника под углами 26.1°, 45.6°, 60.0° и 70.5°. Изображения в каждом угловом направлении получаются в четырех спектральных областях, центрированных на 446, 558, 672 и 866 нм. Каждый из 36 получающихся каналов (4 спектральных интервала при 9 угловых направлениях) может работать в автономном режиме, обеспечивая по команде с земли пространственное разрешение в 275, 550 м или 1.1 км. При полосе охвата изображениями около 360 км аппаратура MISR обеспечивает глобальное покрытие в течение девяти дней на экваторе и двух дней на полюсах.

Изображения аппаратуры MISR могут получаться в двух модах: глобальной и локальной. При первой из них обеспечивается непрерывное покрытие планеты, когда большинство каналов работает в режиме среднего разрешения (550 м), а некоторые из них в режиме максимально возможного разрешения (275 м) для выделения облачности и ее классификации, уточнения географической привязки изображений и улучшения их стереофотограмметрических свойств. При локальной моде все каналы обеспечивают охват измерениями территории около 300x300 км. Кроме того, глобальная мода обеспечивает получение двух стандартных типов научной продукции при наземной обработке

получаемых данных: информации об облачности на уровне верхней границы атмосферы и информации об атмосферном аэрозоле на уровне земной поверхности. В первом случае аппаратура MISR позволяет изучать различные типы облачных полей в глобальном масштабе при их классификации по неоднородности их пространственного распределения и различиях в высотах их верхней границы. Во втором случае также на глобальной основе выходной продукцией являются значения амплитуд и пространственно-временной изменчивости поглощения и рассеяния солнечного света частицами тропосферного аэрозоля. При этом обеспечивается также получение информации об источниках и стоках аэрозольных частиц в атмосфере и глобальном балансе естественного и антропогенного аэрозоля, что требуется для исследования не только глобального климата, но для проведения текущей атмосферной коррекции изображений аппаратуры MISR, MODIS и ASTER при наблюдении одних и тех же объектов земной поверхности.

Аппаратура SERES представляет собой трехканальный радиометр по измерениям интегрального потока излучения от 0.3 до 50 мкм, коротковолнового потока от 0.3 до 5 мкм и длинноволнового потока от 8 до 12 мкм. Данная аппаратура обеспечивает измерения радиационного баланса Земли и уходящего излучения атмосферы от верхней границы атмосферы до уровня земной поверхности. Являясь продолжением предшествующих измерений с помощью специализированной аппаратуры "ERBE" (Earth Radiation Budget Experiment) и сканера для измерения радиационного баланса Земли (Scanner for Radiation Budget/ScaRaB), измерительная система SERES представляет собой два интегральных по всем коротко- и длинноволновым областям спектра сканирующих радиометра и еще один радиометр с каналом в окне прозрачности атмосферы 8-12 мкм. Один комплект приборов работает в стандартной моде сканирования поперек направления движения спутника, а другой сканирует по двум осевым направлениям при полете спутника к определенным объектам (в направлении "вперед") и после его пролета над ними (в направлении "назад"). В первом случае обеспечивается расширение данными имеющегося архива данных ERBE. Во втором случае получается дополнительная информация об угловых характеристиках уходящего излучения для улучшения точности получаемых значений радиационного баланса.

Аппаратура MORITT представляет собой четырехканальный корреляционный спектрометр со сканированием поперек направления движения спутника. Спектрометр разработан Канадским Космическим Агентством "CSA" (Canadian Space Agency) и позволяет измерять уходящее инфракрасное излучение столба атмосферы с определением на основе

этих измерений вертикальных профилей окиси углерода и общего содержания метана в тропосфере. Оба эти соединения производятся в результате сжигания биомассы, океанами и при хозяйственной деятельности. Окись углерода может взаимодействовать с гидроксидом, возникающим в тропосфере, и может перемещаться атмосферными потоками как в горизонтальном, так и вертикальном направлении. Метан является парниковым газом; его концентрации в атмосфере возрастают, в частности, в связи с освоением зон вечной мерзлоты, расширением территорий, занятых рисовыми чеками, и другими направлениями хозяйственной деятельности.

Принципы корреляционной спектроскопии основаны на различии спектрального излучения или поглощения определенного газового соединения при наличии эталонного образца соответствующего газа в приборе. Аппаратура корреляционного типа осуществляет модуляцию плотности выбранного газа и получение профиля его спектральных линий поглощения при определенных оптических путях распространения излучения. С помощью таких корреляционных измерений аппаратурой МОРИТТ в областях 4.7 и 2.3 мкм, соответственно, открываются возможности определения профилей окиси углерода и общего содержания метана в атмосфере. Конструкция данной аппаратуры позволяет осуществлять скапирование полей зрения с четырьмя элементами разрешения (каждый с угловым разрешением в 1.8° , что при номинальной высоте спутника 705 км и наклоне его орбиты в 98.2° соответствует на местности около 22 км) поперек направления движения спутника в пределах углов в 26.1° или 29 отдельных элементов. Такая конструкция дает возможность получения полосы захвата в 640 км, в пределах которой достигается указанное горизонтальное разрешение результатов восстановления общего содержания метана в 22 км с точностью около 1%. Точность в 10% для восстановления содержания окиси углерода соответствует различению 7 уровней давления на высотах от земной поверхности до 14 км и позволяет получать изображения поверхности суши, водных объектов, ледового покрова и облаков с высоким пространственным разрешением от 15 до 90 м. Разработанная Министерством международной торговли и промышленности Японии для установки на платформе Тетта, данная аппаратура обеспечивает получение радиоярких температур и многоспектральных данных в тепловой инфракрасной области спектра для получения кинетической температуры земной поверхности и ее спектральной излучательной способности. Радиояркая температура является одной из характеристик теплового баланса поверхности, в то время как кинетическая температура может использоваться для определения происходящих процессов турбулентного обмена тепла и влаги,

скрытых потоков (испарения), теплопроводности земной поверхности и др. Соответствующие процессы связаны с термодинамическими свойствами (как например, с тепловой инерцией, т.е. способностью природных сред удерживать тепло или быстро его передавать окружающей среде), эвапотранспирацией (совместный эффект испарения влаги и дыхания) растительности, влажностью почвы и другими особенностями почвенно-растительного покрова суши.

Если MODIS и MISR обеспечивают мониторинг состояния объектов земной поверхности и облачности ежедневно при глобальном покрытии, то аппаратура ASTER способствует получению значительно более детального описания физических процессов с более высоким пространственным разрешением. Аппаратура ASTER функционирует в трех каналах видимой и ближней инфракрасной областей спектра от 0.5 до 0.9 мкм с разрешением около 15 м, в шести каналах средней инфракрасной области от 1.6 до 2.43 мкм с разрешением около 30 м и в пяти каналах тепловой инфракрасной области спектра 8-12 мкм с разрешением около 90 м. Возможность стереоскопических наблюдений данной аппаратуры обеспечивает получение цифровых моделей местности с учетом локальной топографии объектов, структуры облачного покрова, продуктов вулканических извержений и изменений ледникового покрова суши. Радиометр ASTER широко используется для мониторинга активных вулканов, в том числе и Курило-Камчатского региона.

До 1993 г. аэродистанционные исследования на Камчатке проводились главным образом в виде аэрофотосъемки (АФА) и включали эпизодические измерения термоаномалий, выполняемые в основном с целью отработки аппаратурных возможностей того или иного метода без учета задач, стоящих перед вулканологией. Отсутствие должной квалификации у исследователей и заинтересованности в получении комплексных результатов дистанционного зондирования привели к тому, что результаты этих работ не нашли широкого применения у вулканологов. Это многолетние работы Б.В. Шилина (ВНИИКАМ) по тепловой съемке, П.Г. Бородина (ИРЭ РАН) по радиолокационной съемке (РЛС БО).

Комплексное использование методов дистанционного зондирования наряду с традиционными геологическими и вулканологическими работами, несомненно, расширит наши знания в области вулканологии и позволит перейти к количественным оценкам.

В задачи исследований входило:

- выполнение тестовых самолетных измерений на заранее выбранных полигонах;

- детальная обработка результатов дистанционного зондирования Северного прорыва (СП) Большого Трещинного Толбачинского Извержения (БТТИ);
- построение цифровых карт и трехмерной модели Северного прорыва БТТИ;
- создание полной единообразной базы данных по Ключевской группе вулканов, включая данные дистанционных методов исследования.

При выборе объекта исследования основными критериями были:

1. Наличие достаточного количества разнообразных материалов ДЗЗ и данных наземных исследований.

2. Современная вулканическая активность и свежесть вулканогенных пород и форм вулканического рельефа.

Известно, что спектральные характеристики излучения (поглощения) пород зависят от их минерального состава. При этом лейкократовые породы отражают, а меланократовые поглощают большую часть падающего на них потока солнечной энергии. Но из этих свойств наибольшее влияние на величину спектральной характеристики объекта оказывают минеральный состав и количество кристаллической фазы или размер кристаллов, ее пористость и микротрещиноватость.

Таким образом, можно картировать не только геолого-геоморфологические и структурные особенности поверхности лавовых потоков (типа "пахое-хое", "канатные", "подушечные" или "глыбовые" – "аа"), но и лавы, имеющие различные петрографические характеристики и разную степень кристалличности. (Кронберг, 1988; Abrams, 1990; Pieri, Glaze, Abrams, 1990; Abrams, Abbott, Kahle, 1991). Предполагается, что идентификацию горных пород по их минеральному составу лучше всего можно выполнить, используя спектрометр, работающий в диапазоне от 2.0 до 2.5 мкм.

Чтобы получить точную привязку объекта в пространстве по его импульсу, технические возможности аппаратуры должны позволять регистрировать малые значения спектральной яркости объектов и их небольшие размеры, то есть учитывать инерционность прибора или метода, что достигается получением для них паспортных данных с помощью тестирования и калибровки. Необходимо добиваться, чтобы при съемке в разных спектральных диапазонах получать изображения высокого разрешения, что достаточно сложно, т.к. исходные данные будут поступать не в аналоговом, а в цифровом виде. Это в свою очередь, при использовании компьютерной обработки цифровых изображений, позволяет составлять новые уточненные карты, на которых были бы отражены генетические и петрохимические особенности изверженных пород.

Для реализации метода поиска тепловых предвестников извержений, кроме наличия цифровой регистрации излучения с обычной точностью порядка 0.1°C , необходимо иметь достаточное пространственное разрешение, которое не должно быть хуже 5-10 м.

Дальнейшие исследования должны быть направлены главным образом на выявление и поиски критериев предвестников вулканических извержений, регистрацию начала извержения, прогноз и оценку масштаба дальнейших событий, составление карт по долгосрочному прогнозу вулканической опасности.

В ИГЕМ РАН разработана и функционирует географическая информационная система (ГИС) "Вулканоопасность". В структурной схеме ГИС "Вулканоопасность" предусмотрены узлы и блоки ввода и обработки различных видов информации на трех автоматизированных рабочих местах (АРМ) с возможностью ее отождествления на пространственной (картографической) основе, пополнения и передачи.

Предшествующий опыт изучения вулканических и геотермальных систем в областях современного вулканизма аэродистанционными методами насчитывает более тридцати лет и в основном базируется на традиционных оптических методах наблюдения (например, с помощью аэрофотокамеры АФА).

В последнее время, как в России, так и в других странах произошел качественный скачок в усовершенствовании как уже имеющихся, так и в создании принципиально новых средств дистанционного зондирования, таких, например, как лидар, радиолокация, сканирующая инфракрасная съемка и др. (Гусев, Добрынин, 1979; Двигало, 1991; Арманд и др., 1998; Kahle et al., 1988).

Возможности применения новых методов дистанционного зондирования в областях современного вулканизма в настоящее время лишь апробируются и изучаются, а в ближайшем будущем эти методы перейдут из экспериментальной стадии к практическому применению. Современное же состояние дистанционных исследований определяется рядом моментов.

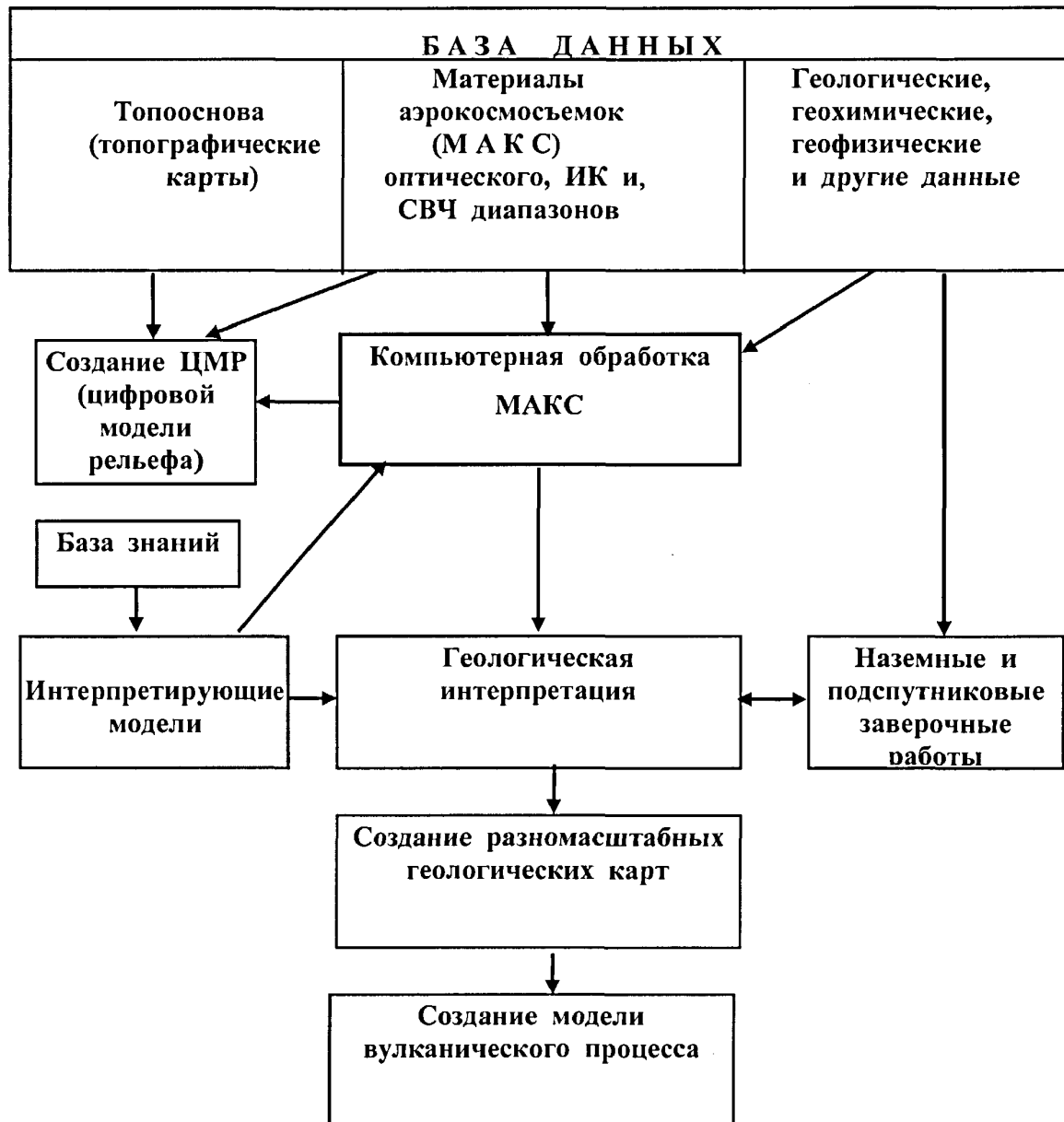
В первую очередь, техническим совершенством съемочной и приемной аппаратуры, особенно той, которая устанавливается на борту спутника или самолета.

Следующее место занимают проблемы получения собственных спектральных характеристик исследуемых объектов и, прежде всего – отражения, поглощения и вторичного теплового излучения потока энергии поверхностью объектов. Количественных данных получено пока недостаточно. Принципиально новые возможности дает применение радарных систем, работающих в микроволновом диапазоне электромагнитного излуче-

ния. На распространение волн с длиной более 3 см, в т.ч. 23 см (L-диапазон) не влияют ни облака, ни туман, ни дождь. А применение радаров с длиной волны свыше 1 м (P-диапазон) позволяет в аридных зонах впервые проникать в земную поверхность на десятки метров и картировать “погребенные структуры”, морфологию склонов вулканов, скрытую толщами льда (Арманд и др. 1998, 2000).

С развитием дистанционных методов исследований Земли из космоса и проведением самолетных подспутниковых экспериментов открылись новые возможности в вулканологии. Их начало было положено автором в ИГЕМ РАН в 1993 г.

Ниже приведена возможная схема проведения наземных и аэрокосмических исследований.



Успешное выполнение уникального совместного российско-американского аэрокосмического эксперимента на Камчатке по вулканологии, который проводился в 1993-96 гг. в рамках Совместной Рабочей группы “Науки о Земле” между Россией и США в соответствии с межправительственным соглашением между РАН и НАСА, заложило основу для дальнейшего изучения областей современного вулканизма методами дистанционными зондирования. При проведении аэросъемочных работ использовались данные измерений самолетов-лабораторий Лиерджет-23 (США/НАСА) и российских Ан-30, Ан-24 (МО РФ), Ту-154М-ЛК (РГНЦ ЦП им. Ю.А.Гагарина), Ил-24Н (ИНТА-РИ), кроме того, использованы аэрокосмические данные с космических аппаратов “Алмаз-1”, “Мир”, “Ресурс-Ф”, SPOT, Landsat, Shuttle (SIR-C). Ниже приводится схема, которая используется при проведении наземных и аэрокосмических исследований.

Для привлечения сравнительного материала использованы литературные источники и материалы аэрокосмических съемок, которые включают новые данные радиометров ASTER, MODIS, полученные американскими коллегами. Вулкан Ключевской и Новые Толбачинские вулканы извержения 1975 г. были выбраны как тестовые полигоны для проведения подспутникового эксперимента и аэрокосмических исследований. Детальные исследования проводились на восточном склоне Ключевского, где, как полагает автор, наложена ареальная зона шлаковых конусов.

Как наиболее интересный этап в деятельности БТТИ, с точки зрения аэрокосмических исследований, был выбран Северный прорыв. В результате этого извержения за 75 суток на поверхности Земли выросло 3 крупных шлаковых конуса, образовалось лавовое поле площадью около 9 км² и мощностью до 80 м. Лавовое поле было образовано пятью лавовыми потоками. В ходе извержения менялись форма и состав лавовых потоков.

4.2. Дистанционное зондирование в видимом и ИК-диапазонах

Традиционными широко используемыми в вулканологии методами ДЗЗ являются методы аэрофотосъемки. Эти методы развиваются уже более 30 лет (Гусев, Добрынин 1979; Двигало, 1987-2001 гг.; и др.).

Исходя из опыта проведенных работ, можно сделать вывод, что стереофотограмметрические исследования остаются наиболее перспективными для мониторинга активных кратеров и вулканов, слежения за изменением динамики роста экструзивных куполов и характеристиками изменения параметров (длина, ширина, высота) лавовых

потоков. В то же время, эти исследования становятся незаменимыми вместе с использованием других методов дистанционного зондирования для привязки получаемых сигналов и построения детальных уточненных геолого-морфологических и структурных карт. За исключением комплекса методов СВЧ, аэрофотосъемка остается универсальным способом дистанционного зондирования.

С использованием плановой аэрофотосъемки, полученной камерой АФА, были построены геолого-геоморфологические и структурные карты вулканов Ключевского, Карымского и района извержения Новых Толбачинских вулканов 1975-76 гг. Подробный анализ аэрофотосъемочных работ, проводимых в традиционном оптическом диапазоне был проведен при выполнении предшествующих этапов работ.

В последнее время широкое распространение находят дистанционные методы, использующие многоспектральную сканерную аппаратуру, работающую в видимом и ИК-диапазоне.

Одним из перспективных направлений дистанционных исследований в оптическом диапазоне является ИК (тепловая)- съемка природных объектов, в основе которой лежат хорошо разработанные в Институте вулканологии ДВО РАН так называемые геотермические методы дистанционных исследований (Дрознин, Шиндеров, 1992).

Степень нагрева и быстрота остывания горных пород зависят от химического, литологического, минерального состава, температурного коэффициента, времени суток и глубины прогревания. Глубину прогрева определяет температурный коэффициент горной породы. При малых температурных коэффициентах поверхность породы нагревается быстрее, но за день тепло пройдет только на незначительную глубину от ее поверхности, и поэтому ночью она быстрее остынет (Кронберг, 1988).

Большое влияние на температурные характеристики эффузивных и пирокластических пород оказывает пористость. Она понижает коэффициент теплопроводности, так как поры, заполненные водой, повышают температурную инерцию. Кроме того, пористость увеличивает реакционную способность породы и, следовательно, способность породы к поглощению энергии электромагнитных волн и, соответственно, к отдаче ее после захода солнца (Кронберг, 1988).

Одновременно с вулканологическими исследованиями аппаратура дистанционного зондирования, установленная на бортах самолетов-лабораторий, способна выполнять измерения теплового потока и изучать распределение термоаномалий. Такие данные будут полезны для оценки состояния активности вулканов, а использование их одно-

временно с сейсмическим мониторингом на действующих вулканах позволит разработать новые критерии поиска предвестников и прогноза извержений.

При проведении дистанционных исследований необходимо учитывать некоторые очень важные метеорологические факторы. Например, сильный ветер над районом проведения измерений или дождь в течение предыдущих дней могут выровнять и без того небольшие температурные контрасты изверженных пород, так как нормальное тепловое излучение от них нарушается конвекцией воздуха над поверхностью Земли и испарением влаги. Следовательно, при проведении тепловых съемок необходимо учитывать влияние искажающих факторов (контрастов местности – ветровая тень, растительность, рельеф и др.). При съемках вулканов в разных широтах на склонах северной и южной экспозиции их яркостные характеристики будут существенно различаться, что заставляет привлекать для их идентификации методы сканерных и многоспектральных съемок (Kahle et al., 1988; Abrams et al., 1991).

Существует прямая корреляционная зависимость поверхностной и субповерхностной температуры, поэтому можно рекомендовать тепловую (дистанционную) съемку в тех же задачах поиска скрытых месторождений, что и геотермическая съемка.

При этом аппаратура тепловой съемки должна позволять проведение количественных определений. Как правило, отечественные аппаратурные комплексы лишены такой возможности, и в лучшем случае по тепловым изображениям можно выделить лишь явные аномалии или произвести реконструкцию тектоники. В то же время уже разработаны принципиально важные количественные методики обработки тепловых изображений и предложен алгоритм поиска глубинных аномалий в условиях неоднотипной поверхности, основанный на непрерывности и гладкости функции распределения теплового потока от глубинного внутреннего источника тепла; отмечается возможность выделения объектов с разными теплофизическими свойствами; в работе (Дроздин, Шиндеров, 1992) раскрываются перспективы применения разновременных (повторных) тепловых съемок.

Тепловая мощность является индикатором вулканического процесса. В случае высоких мощностей выноса тепла, которые наблюдаются на геотермальных термопроявлениях и действующих вулканах, дистанционная тепловая съемка позволяет непосредственно следить за динамикой развития процесса. Для реализации метода поиска тепловых предвестников извержений, кроме наличия цифровой регистрации излучения с обычной точностью порядка 0.1°C , необходимо иметь достаточное пространственное

разрешение, которое не должно быть хуже нескольких (первых) метров. В этом плане спутниковые комплексы с разрешением более 20 м могут оказаться мало эффективными.

Отметим, что задача поиска предвестников извержений не ограничивается слежением за динамикой тепловой разгрузки на вулканах. Имеется пример обнаружения предвестника (Cassins, Marino, Tonelli, 1974) по изменениям спектрального состава излучения растительности на склоне вулкана.

Как уже было сказано выше, радиометр ASTER широко используется для мониторинга активных вулканов. На рис. 4.2. показаны примеры мониторинга вулкана Безымянного с использованием аппаратуры дистанционного зондирования (Взято из работ, с позволения авторов James J. Simpson, Gary L., Hufford, David Pieri, Rene Servranckx, 2001; D.Piere at.el., 2002).

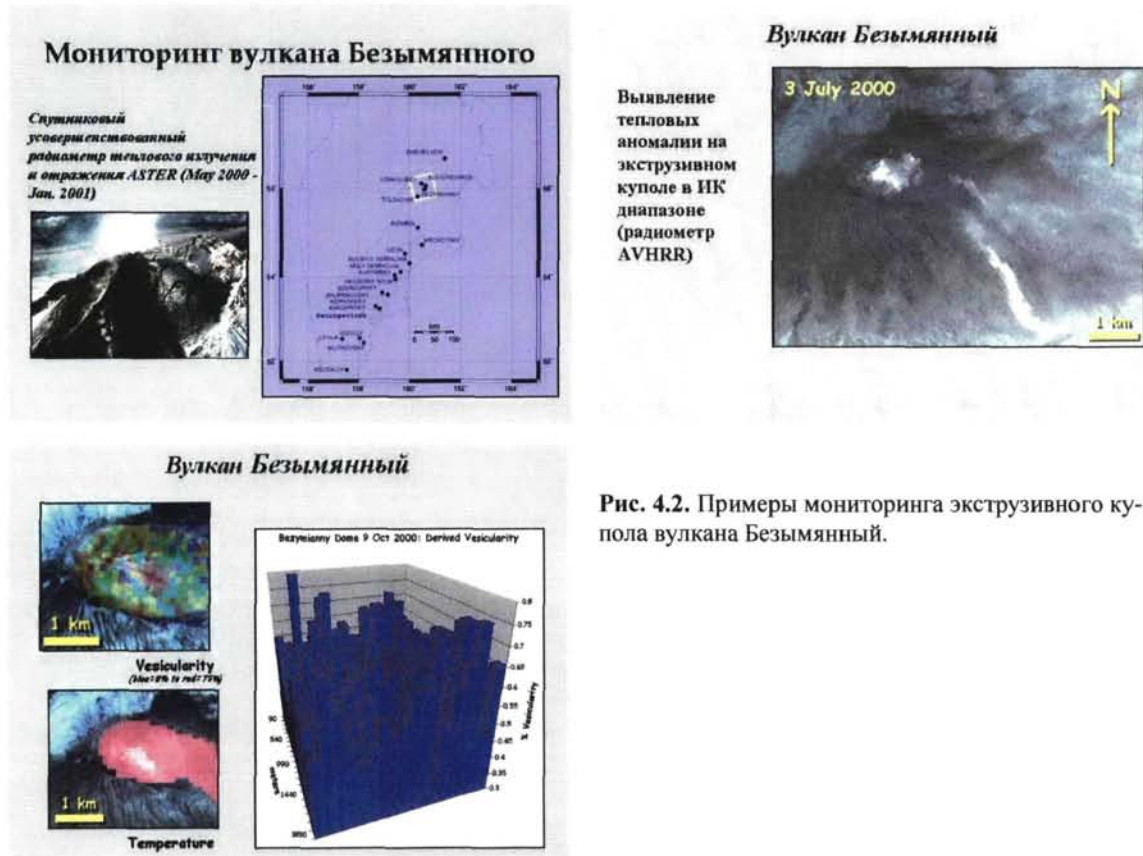


Рис. 4.2. Примеры мониторинга экструзивного купола вулкана Безымянный.

Тепловая съемка может быть использована при оценке масштабов извержений. Широкою известность получили материалы с борта Shuttle при съемке извержения вулкана Ключевского 1 октября 1994 г. На рис. 4.3 на снимке, снятом в надир, отлично

видно эруптивную тучу пароксизмального извержения. Более подробно материалы этих событий будут представлены в конце главы.

Для изучения динамики и оценки масштабов извержений в большинстве случаев достаточно располагать данными аэрофотосъемки. Но совместное применение тепловой съемки позволяет более точно дешифровать границы лавовых потоков и реконструировать особенности их формирования (Двигало, Дрознин, 1980).

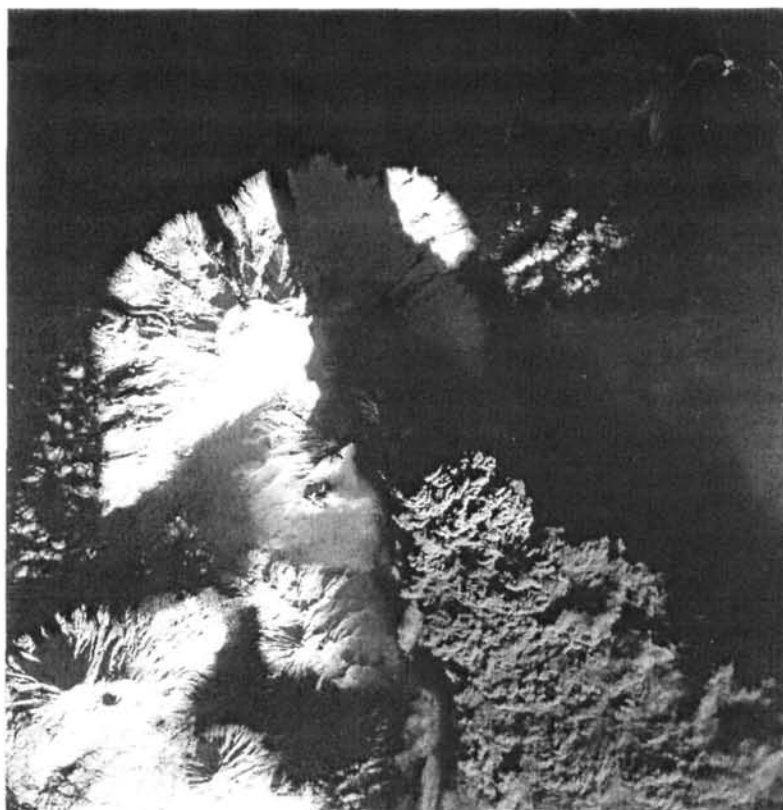


Рис. 4.3. Космоснимок с борта Shuttle, выполненный 1 октября 1994 г.

В то же время при исследовании объектов, характеризующихся высоким уровнем выноса тепла (действующие вулканы, термопроявления) преимущества применения тепловой съемки очевидны.

При исследовании структурных неоднородностей съемка в ИК диапазоне дает хорошие результаты на непокрытых растительностью площадях для различных по составу пород, а также для однотипных пород, если возраст их появления на поверхности не слишком велик (первая сотня лет).

Основные направления применения ИК-съемки в вулканологических задачах:

- индикация геотермических аномалий;
- индикация вулканических процессов (слежение за вулканическими облаками);
- оценка масштабов извержений.

В случае высоких мощностей выноса тепла, которые наблюдаются на геотермальных проявлениях и действующих вулканах, дистанционная тепловая съемка позволяет непосредственно следить за динамикой развития процесса. На рис.4.6. приведены измерения радиационных температур с помощью системы AGA-680 в пепловом облаке Ключевского вулкана, полученные В.А.Дрозниным с расстояния 50 км во время извержения 1984 г.

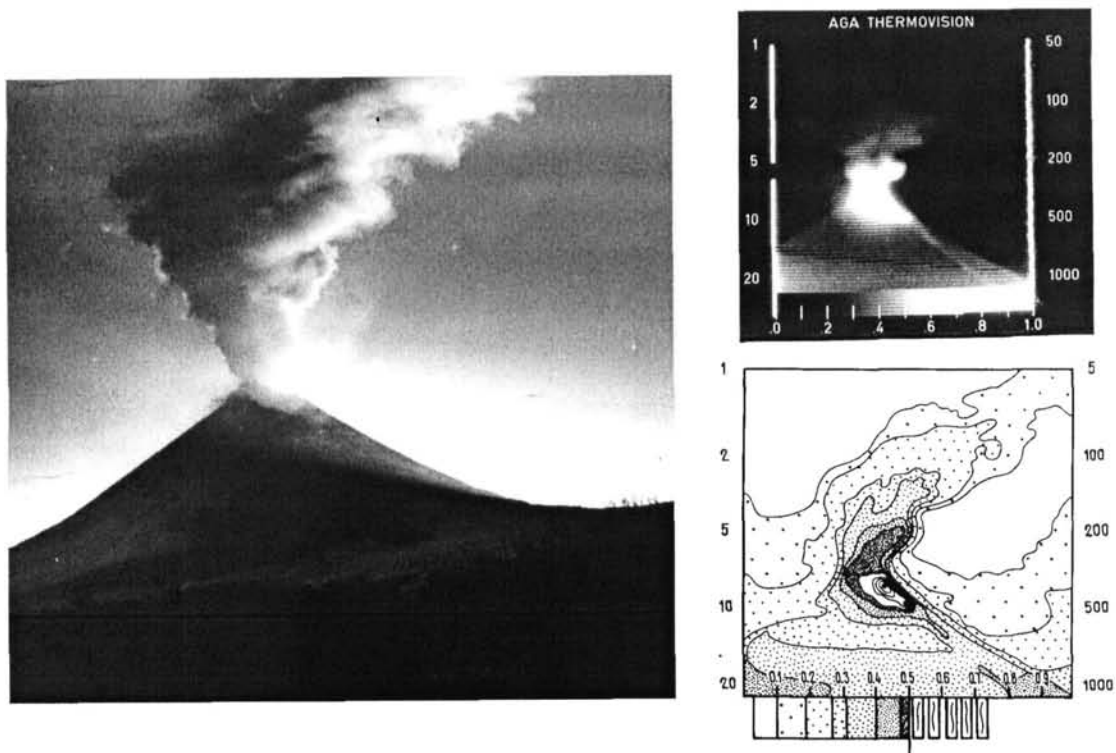


Рис. 4.4. Тепловой снимок пеплового шлейфа Ключевского вулкана с расстояния 50 км, выполненный аппаратурой *AGA-680 THERMOVISION*.

В практическом отношении существенно, что известны случаи изменения теплового состояния в период подготовки извержения. Итальянские ученые предложили способ оценки теплового состояния вулкана, в котором предлагается следить за смещением геометрического центра фиксируемых площадей термоаномалий при прогнозе извержения вулкана Вулкано (Cassins, Marino, Tonelli, 1974).

Такой способ позволяет компенсировать основной недостаток отечественной тепловизионной аппаратуры и использовать для обработки некалиброванные изображения, на которых интенсивность проявления термоаномалий зависит от выбора динамического диапазона или условия проявления. В то же время, при наличии калиброванной цифровой записи тепловых изображений можно было бы использовать прямой метод оценки динамики изменения тепловой мощности на активных вулканах.

В геотермической практике разработаны инженерные подходы к расчету тепловой мощности термоаномалий по температуре поверхности (Ковалев, Слезин 1969; Лялин 1989; Лялько 1985; Дрознин, Лялин, Сугробов, 1977). В тех случаях, когда температура поверхности существенно превышает температуру воздуха, полученные полуэмпирические зависимости могут быть унифицированы и требуют минимального наземного обеспечения (данных метеостанции).

Одним из видов дистанционного зондирования для изучения вулканов все более широкое применение находит фотограмметрия (Двигало 1984-2000). Оставаясь пока единственным методом высокоточного картографирования, фотограмметрия постепенно завоевывает ведущие позиции среди других способов количественных оценок внешних проявлений вулканического процесса.

Объектами постоянных наблюдений становятся вулканы, проявляющие активность, меняющие свою форму и размеры кратера и внутрикратерные экструзивные купола, потенциально действующие вулканы.

На Камчатке и Курильских островах таких вулканов несколько. Уникальными являются результаты режимных аэрофотосъемок кратеров вулканов Ключевского, экструзивных куполов Безымянного (1970-1994) и Шивелуча (1984-1994). Автором вместе с В.Н.Двигало были построены профили изменения морфологии кратера Ключевского вулкана (см. рис.1.20). В.Н. Двигало оценена продуктивность этих вулканов, расход магмы за последнее двадцать лет.

Основным источником информации о состоянии кратеров вулканов служили материалы плановых, но не всегда регулярно выполняемых аэрофотосъемок в масштабе от 1:8000 до 1:25000.

Что касается качества построения по расхождению координат на опорных и контрольных точках, то при общей, вполне удовлетворительной точности (в плане и по высоте +0.6 м) предельные ошибки построения отдельных моделей по архивным снимкам 1968 и 1977 годов составляли 3м. Но они носили локальный характер и могли быть вызваны как погрешностями паспортных данных аэрофотоаппаратов, так и связаны с извержениями возможными деформациями склонов вулканов в период между съемками.

Пример такого вида исследований представлены на рис.4.2, где приведены параметры размеров кратера Ключевского вулкана во времени и некоторые количественные оценки, выполненные с помощью стереокомпаратора "Carl Zeiss Jena" (15Д). Они по-

зволяют утверждать, что колодцеобразные провалы, возникшие при разных уровнях дна кратера в 1968, 1982, и 1987 г. в его наиболее активной зоне, почти совпадают по положению в плане и по размерам. Эти данные свидетельствуют о том, что магмоподводящая зона, внутри которой происходит миграция даек, имеет субвертикальное направление и диаметр этой зоны около 250 м (Khrenov 1988-1990; Khrenov, Dvigalo, 1990; Хренов, Двигало и др., 1991).

С использованием плановой аэрофотосъемки были построены геолого-геоморфологические и структурные карты вулканов Ключевского, Карымского и района извержения Новых Толбачинских вулканов 1975-76 гг. (см. Главу I).

Аппаратурный комплекс, установленный на бортах самолетов-лабораторий Ан-30 и Ту-154. Некоторыми недостатками обладает, например, при съемке АФА ТЭС-10 около 10% каждого кадра блендируется, из-за чего срезается координатная метка и уменьшается размер изображения. Многозональная съемка (Табл.4.1. и 4.2, см. MSK-4) является наиболее перспективной для вулканологических задач, и ее применение и использование, особенно в комплексе с СВЧ и фотограмметрией, несомненно, даст наиболее информативные материалы. Так, например, при съемках района Новых Толбачинских вулканов БТТИ (извержение 1975-76 гг.) получены неплохие результаты по дешифрированию района извержения БТТИ Северного прорыва. Что касается спектрально-зональных съемок, то, по всей видимости, в условиях заснеженных и ледниковых поверхностей ее использование не эффективно.

Таблица 4.1

Основные технические характеристики аппаратуры на самолете-лаборатории АН-306 (МО РФ)

№ п/п	Вид измерений и тип аппаратуры	Характеристики аппаратуры	Численное значение
1.	ИК-съемка 8 РМ "зима"	Диапазон длин волн Разрешение Поле обзора Телесный угол Высота съемки Тип пленки рабочий диапазон динамический диапазон градации яркости	7... 14 мкм 0.3°С при 20°С 120° (3.14 Н) 2 мкрад 50... 700 м 42Л, 8х6000 см -20... +60°С 6°С 8
2	Спектральная съемка АС-707	Диапазон длин волн Фокусное расстояние Ширина захвата Продольное перекрытие Максимальная скорость при съемке Максимальная высота при съемке (Н) Тип пленки Длина маршрута	0.4... 0.86 мкм 140 мм 0.5Н 20% 300 км/час 1000 м МШ-4 400Н

Продолжение табл. 4.1

№ п/п	Вид измерений и тип аппаратуры	Характеристики аппаратуры	Численное значение
3.	Аэрофотосъемка АФА 41/20	Фокусное расстояние объектива	20 см
		Угол поля зрения объектива	65°
		Угол поля зрения по сторонам снимка	48°30'
		Угол поля зрения по диагонали снимка	65°
		Коэффициент светопропускания объектива	> 0.75
		Эффективные выдержки	1/500с; 1/250с; 1/120; 1/60с
		Предел разрешения АФА на аэро-фотопленке "Изопанхром 17" со светофильтром ОС-14	по центру > 47, по полю > 20, штрих/мм
		Формат аэрофотозатвора	18 x 18 см
		Тип аэрофотозатвора	центральный
4.	Телевизионная съемка "Тутус"	Тип пленки	Изопанхром Тип 42
		Угол обзора	120°
		Продолжительность удержания фиксированного участка изображения на маршруте	до 90 с

Таблица 4.2.

Основные технические характеристики аэросъемочного оборудования ЛЛ ТУ-154М-ЛК-1 (РГНЦ ЦП им. Ю.А. Гагарина). Высота полета 10000 м стандартные условия съемки

№ п/п	Наименование (тип съемки)	Основное назначение	Краткие технические данные	Разрешение на местности, м
1.	Многоканальная фотокамера "MSK-4"	Получение многозональных изображений с высоким пространственным разрешением	– Спектральный диап – 0.48-0.84 мкм; – разрешающая способность – 150 лин/мм; – поле зрения 0 36°; – формат кадра - 81x55 мм; – количество спектральных каналов – 4	0.4
2	Топографический фотоаппарат "ТАФА-10"	Топографическая аэро-фотосъемка	– Размер кадра - 180x180 мм; – угол поля зрения - 103°; – разрешающая способность - 33 лин/мм; – запас пленки - 600 кадров	0.6
3.	Телевизионный видеокомплекс "Панорама"	Оперативная регистрация и обработка видеоинформации	– Количество видеокамер - 4; – поле зрения - 43°-3°; увеличение - 15 ^x -просмотр 4-х видеоизображений на одном экране; -селекция каналов	1.2-20
4.	Визуально-измерительное устройство "ОД-4"	Визуально-инструментальное наблюдение и фоторегистрация наземных объектов	-Увеличение оптики - 2.5-80 крат; -углы визирования по тангажу от +40° до -15°, по крену ±30°	
5.	Тепловизор "Осень"	Тепловая аэро-съемка температурно-контрастных объектов земной поверхности	Поле зрения: – в режиме малых высот - 120°; – в режиме больших высот - 60°; мгновенное поле зрения: – в режиме малых высот - 9°; – в режиме больших высот - 5.5°; – спектральный диапазон 8-14 мкм	25

4.3. Тепловая инфракрасная многоспектральная сканерная съемка (TIMS) в областях современного вулканизма

Для решения задач исследования природных ресурсов Земли в 1982 г. в США был создан авиационный тепловой инфракрасный мультиспектральный сканер "TIMS" (Kahle et.al., 1988).

Сканер имеет шесть спектральных каналов: 8.2-8.6, 8.6-9.0, 9.0-9.4, 9.4-10.2, 10.2-11.2, 11.2-12.2 мкм. Два абсолютно черных тела (АЧТ) расположены так, что при сканировании поля обзора вводится поток от одного АЧТ в начале строки, а от второго АЧТ - в конце строки. Одно из этих АЧТ может нагреваться или охлаждаться, другое АЧТ может быть только нагрето и используется как высокотемпературный эталон. В радиометре предусмотрена возможность стабилизации разности температур этих АЧТ в диапазоне: 297-324К, 283-328К. Видеосигналы всех шести каналов после их преобразования в восьмиразрядный цифровой код записывают на магнитофон при четырех дискретных значениях скорости сканирования: 7.3; 8.7; 12; 25 с⁻¹. Возможно восстановление изображения по отношению видеосигнала в разных каналах.

Чувствительность сканера порядка 0.1 С°. Изображение получается сканированием с помощью зеркала по дуге +/-38 градусов перпендикулярно линии полета, телесный угол визирования приемника 2.5 mrad (при полете на высоте 8 км разрешение около 25 метров).

При создании TIMS основной идеей являлась фиксация неодинаковой излучательной способности минералов. Наилучшие результаты по возможности различения молодых вулканических покровов были получены на вулканах Мауна Лоа и Килауэа (Abrams et.al, 1991; Kahl et.al., 1988), где основной эффект достигался за счет различия поверхности потоков при почти одинаковом петрографическом и химическом составе. На рис. 4.5. представлен снимок TIMS – лавовое поле на склоне вулкана Мауна-Лоу, на котором в псевдоцветах показаны отдельные порции лавовых потоков. Американские вулканологи скептически относились к "разноцветным лавовым потокам", пока не провели детальное их опробование (благодаря автомобильной дороге, пересекающей лавовые потоки) по границе "цветности". Автор принимал участие в этих исследованиях и лично убедился в эффективности использования TIMS. Несмотря на почти постоянный химический состав базальтов, все эти отдельные лавовые потоки отличались друг от друга либо количеством вкрапленников фенокристаллов и их размерами, либо степенью выветривания поверхности корки или пористостью. Особенность TIMS заключается в том, что с его помощью

американские коллеги научились различать морфологические, литологические, петрохимические и возрастные особенности вулканогенных отложений. Это ими было успешно продемонстрировано во многих регионах мира. Особый интерес для вулканологов представляет возможность картирования с помощью TIMS пирокластических отложений и лавовых полей, выделение отдельных лавовых потоков разного петрохимического состава, что было успешно показано при работе на Гавайских вулканах, Сент-Хеленс и Этна. В результате подобных работ получены трехмерные изображения экструзивного купола на вулкане Сент-Хеленс и построена математическая модель динамики лавового потока извержения 1984 г. на вулкане Мауна-Лоа.

Излучательная способность поверхности потоков существенно меняется во времени, что обусловлено следующими процессами:

- окисление железа, процесс наиболее очевидный, когда поверхность изначально черная или темнокоричневая становится красной или желто-коричневой;
- аккреция кремнезема или пустынный загар (обогащение до 80% SiO₂, вес. %);
- кристаллизация аморфного кремнезема при привнесении ветром земли или тефры;
- выветривание стекла из тонкой (50мм) корочки застывания, процесс особенно явный на свежем потоке пахое-хое;
- дробление корочки застывания с обнажением более пористого кристаллического субстрата;
- реакции гидратации и обмена катионами под действием атмосферных осадков;
- образование растительного покрова. При этом отмечено с увеличением возраста смещение спектрального максимума в область больших длин волн.

Спектральные характеристики пород измерялись в Лаборатории Реактивного Движения /НАСА (JPL/NASA) спектрометром FTIR (поле зрения 1 мм²) и полевым портативным спектрометром PFES (поле зрения 450 см²). В поле приходилось измерять несколько площадок, т.к. пространственное разрешение TIMS порядка 10х10 м.

Для того чтобы сопоставить наземные измерения с дистанционными необходимо учитывать состояние атмосферы (например, по данным от ближайшей метеостанции) и иметь расчетную модель поглощения. Атмосфера сорбирует 5-15% теплового излучения поверхности и она также излучает около половины сорбируемого тепла.

При наличии опорных наземных измерений температур и расчетной модели поглощения сигнала стандартной атмосферой, анализ данных TIMS позволяет выделить

также эффект локального поглощения газовыми ореолами (в основном CO) на природных вулканических объектах.

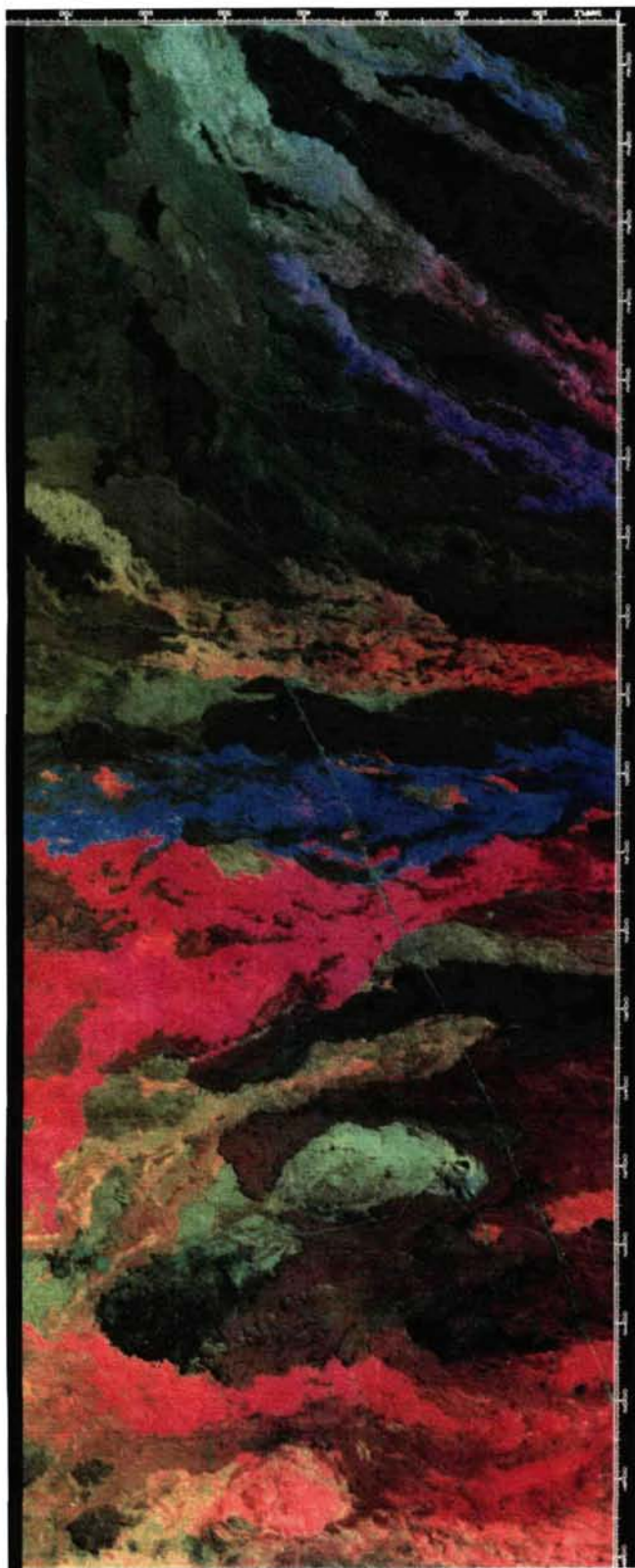


Рис.4.5. Лавовое поле на вулкане Мауна-Лоа.

При одновременной работе сканеров типа TIMS и NSOO1 (графопостроитель) возможно получение стереофотограмметрических изображений изучаемых объектов в видимом, ближнем инфракрасном и тепловом ИК-диапазонах с помощью метрических аэрофотокамер на цветных и черно-белых диапозитивах высокого разрешения. Такие данные очень важны для количественных оценок геоморфологических форм рельефа: построения модели динамики лавовых потоков, экструзивных куполов, вершинных кратеров, а также для расширения возможностей многоспектральных сканеров.

В 1993 г. с использованием прибора TIMS были выполнены дистанционные измерения на заранее выбранных полигонах Камчатки. Можно уверенно сказать, что были получены уникальные данные. Американские коллеги смогли свести первичные данные, полученные во время проведения совместных работ на Камчатке, а также данные с космических аппаратов по этому региону, в 4 лазерных диска (Kamchatka: Compiled Volcanology). Они в свою очередь являются материалом для дальнейшей обработки и анализа.

На рис.4.6. показано цветокодированное изображение TIMS Северного прорыва БТТИ. Различными оттенками цвета здесь выделяются лавовые потоки, отличающиеся временем, составом и условиями излияния.

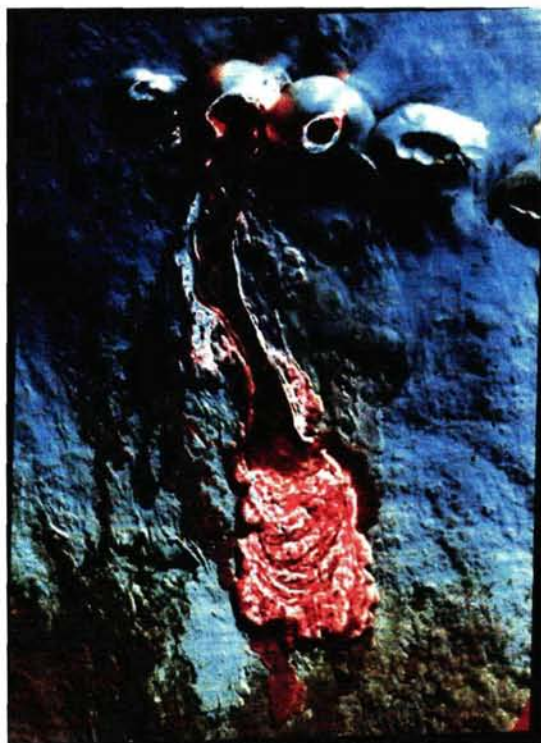


Рис.4.6. Псевдоцветное изображение Северного прорыва, выполненное в псевдоцветах Тепловым Инфракрасным Многоканальным Сканером (TIMS).

Цветовая гамма соответствует каналам:
красный – 10.2–11.2 мкм; зеленый – 9.0-9.4 мкм; синий – 8.6 –9.0 мкм.

На рис. 4.7, 4.8 и 4.9. показана трехмерная цифровая модель Северного прорыва БТТИ с нанесением на нее цветокодированного изображения TMS. Различными оттенками цвета на лавовом поле выделяются отдельные порции лавовых потоков, отличающиеся по времени поступления их на поверхность. Все эти лавовые потоки имеют различную морфологическую поверхность от шлако-глыбовой до крупно-глыбовой. Эти различия в лавовых потоках обусловлены тем, что во время извержения меняются реологические свойства расплава. Они, в свою очередь, контролируются составом, газонасыщенностью, газосодержанием и температурой, которые определяют степень кристалличности лавы.

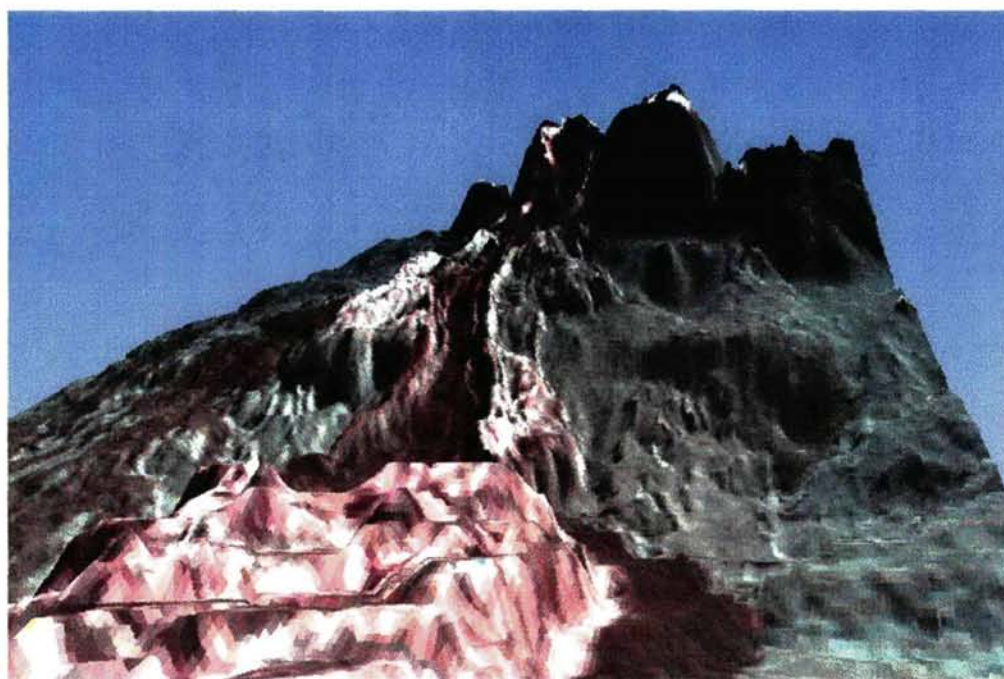


Рис.4.7. Трехмерная цифровая модель Северного прорыва, вид с запада.

Интересные специальные исследования с использованием прибора TMS были выполнены специалистами США по дистанционному зондированию Земли во многих регионах мира, которые включали:

- получение данных по тепловому и химическому загрязнению воды в Венеции;
- оценку роли кислотных дождей и их влияния на лесной массив Шварцвальд (Германия);
- оценку минеральных ресурсов и поиск месторождений нефти в Австралии и США;
- контроль разливов рек Миссисипи и Миссури в 1993 г. и т.д.

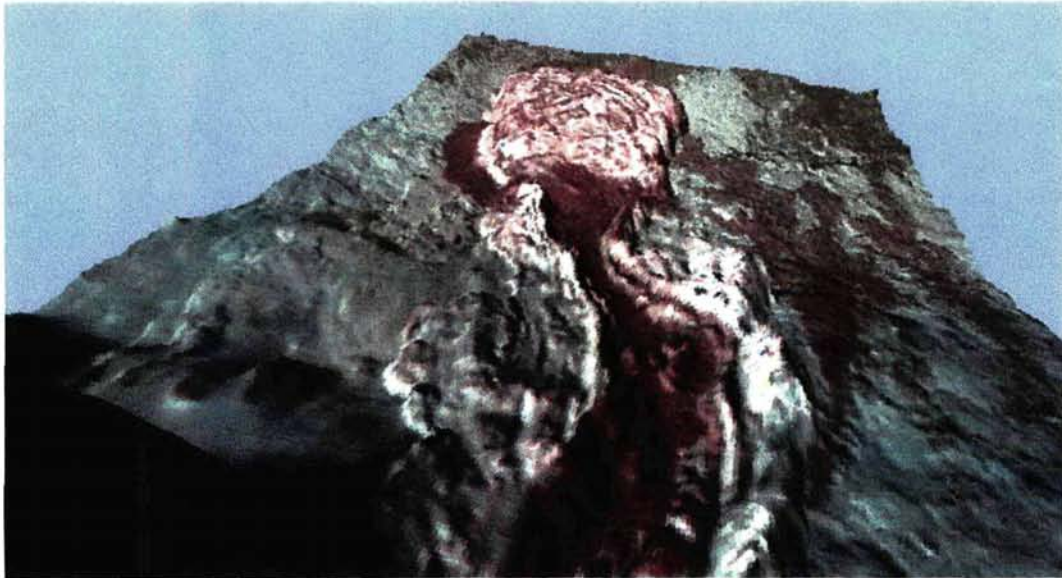


Рис. 4.8. Трехмерная цифровая модель Северного прорыва, вид с востока.

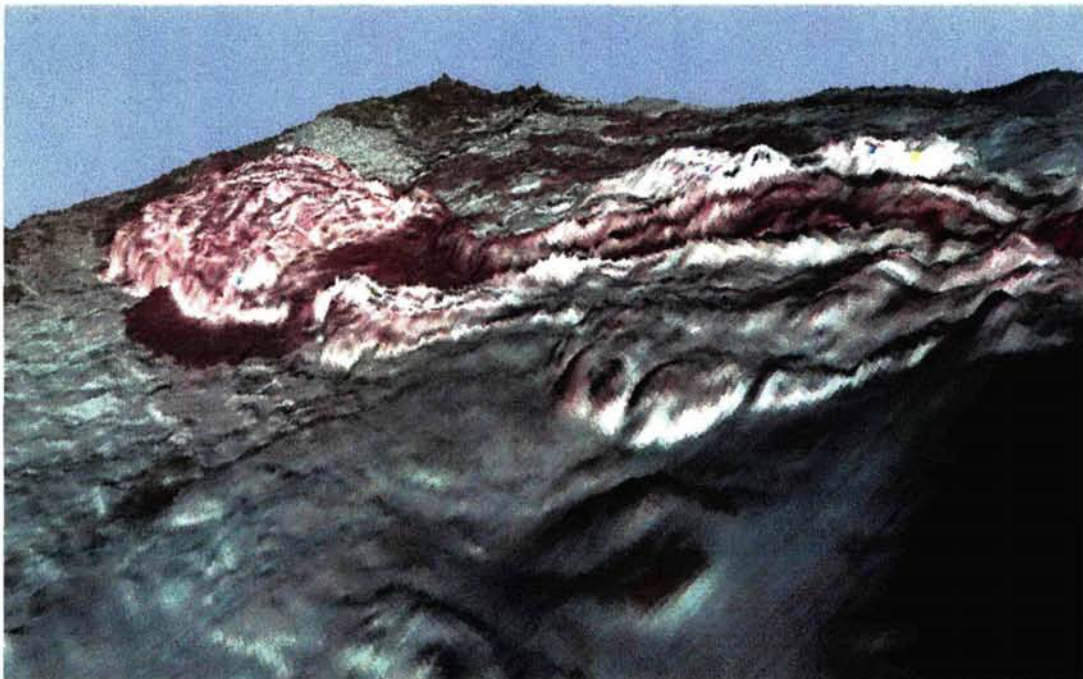


Рис. 4.9. Трехмерная цифровая модель Северного прорыва, вид с юго-востока.

Многолетнее изучение поверхности Земли с использованием прибора TMS в комплексе с другими методами позволили американским специалистам продвинуться в распознавании разновозрастных и петрохимических различных вулканогенных пород, но, главным образом, в регионах, где отсутствует растительный покров и пирокластический чехол рыхлых отложений (вулканы Мауну-Лоа, Этна). Там же, где вулканоген-

ные породы хотя бы частично перекрыты, необходимо, на наш взгляд, активное использование СВЧ аппаратуры.

4.4. Радиолокационные методы исследования областей современного вулканизма.

Особенности геологического дешифрирования материалов радиолокационных съемок (РЛИ)

Радиолокационные методы дистанционного зондирования принципиально отличаются от оптических и дополняют их.

При работе в оптическом диапазоне принимаемый сигнал определяется, в основном, молекулярным резонансом в поверхностном слое. При работе в радиодиапазоне отраженный радарный сигнал определяется, в основном, геометрическими свойствами, структурой и содержанием влаги на поверхности, объемом растительного покрова и т.п.

В отличие от оптических, радарные системы обладают высокой чувствительностью к шероховатости поверхности, содержанию влаги, диэлектрическим свойствам объекта и направлению облучения. Измерения фазы и поляризационных характеристик отраженной энергии позволяет изучать многие параметры исследуемых объектов.

Радиофизические системы ДЗ являются всепогодными, их данные не зависят от угла места солнца, радиолуч обладает способностью, в зависимости от длины волны, проникать сквозь определенный поверхностный слой земли, в том числе растительный покров, лед и др.

В качестве базовых бортовых радиофизических систем в настоящее время используются:

1. радиолокатор бокового обзора (РЛ СБО);
2. радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА);
3. прецизионный радиовысотомер.

Радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) являются наиболее эффективным инструментом всепогодного наблюдения за процессами на земной поверхности вне зависимости от сезона и времени суток (Кронберн 1988; Арманд и др.1990).

В процессе съемки образ земной поверхности переносится на амплитуду и фазу рассеянных поверхностным слоем зондирующих электромагнитных сигналов, из которых путем обработки формируется радиолокационное изображение (РЛИ) Земли. Двумерное радиолокационное изображение земной поверхности содержит мультиплика-

тивную комбинацию образов природных и антропогенных объектов с различной морфологической структурой, текстурными и электрофизическими свойствами.

Морфологическая структура поверхности Земли отображается в структуре светотеней на изображении, зависящей от угла облучения зондирующими сигналами склонов рельефа. В частности, при малых углах наблюдения даже небольшие перепады рельефа могут дать контрастные образы, позволяющие обнаружить незаметные другими методами образования типа сбросов. Рельеф земной поверхности отражается также в фазовой структуре рассеянных сигналов, что позволяет с помощью алгоритмов интерферометрической обработки построить ее трехмерное изображение и сформировать цифровые морфологические модели различных структурных образований.

Текстурные свойства земных покровов отображаются в яркости различных участков радиолокационного изображения. Зондирующие сигналы радиолокатора избирательно рассеиваются только теми компонентами земных покровов, характерные размеры шероховатости которых совпадают с длиной падающей волны. Интенсивность рассеянных сигналов и, соответственно, яркость РЛИ тем больше, чем больше амплитуда шероховатостей. Так как структура шероховатостей земной поверхности может иметь ярко выраженную анизотропию, то одни и те же образования при наблюдении под различными углами будут формировать существенно различающиеся структуры на радиолокационном изображении.

Интенсивность рассеяния зондирующих импульсов также зависит от электрофизических свойств (диэлектрической проницаемости и электропроводности) пород, слагающих поверхность Земли, поэтому участки с различными свойствами отражаются на радиолокационном изображении в виде образов различной яркостной структуры.

В процессе анализа возможностей мониторинга этих процессов должны рассматриваться все механизмы формирования радиолокационных изображений.

Как уже говорилось, одним из преимуществ радиолокации (РЛ) информации является более контрастное изображение мелких форм рельефа, что позволяет проводить детальное структурное картирование сложных геологических образований.

Очень важным является изначально цифровая форма получения информации в привязанной системе координат, что позволяет интегрировать ее с другими массивами цифровой информации - топографической, гидрологической, геохимической, геофизической, необходимых при современных исследованиях. В этом аспекте представляется

чрезвычайно важной трансформация РЛ-информации в цифровые модели рельефа, что исключило бы очень сложный процесс оцифровки топографических карт.

На уровень сигнала РЛИ могут существенно влиять размеры неровностей, характер и степень выветривания горных пород. Мелкие неровности, обусловленные характером поверхности выветривания и связанные с литолого-петрографическим составом, с распределением минеральных ассоциаций, структурными особенностями, оказывают влияние на степень диффузного рассеяния радиоволн, интенсивность их отражения. Соотношение между размерами неровностей поверхности и длиной радиоволн определяет соотношение диффузной и зеркальной составляющей отражения радиоволн и изменения сигнала на РЛИ поверхности горных пород. Структурные особенности пород могут влиять не только на шероховатость их поверхности, но и на характер микрорельефа, что находит отражение в текстурных особенностях РЛИ.

Интенсивность отражения от элементарной ячейки разрешения на облучаемой РСА поверхности определяется ее шероховатостью и диэлектрической проницаемостью. Шероховатость поверхности характеризуется как крупно-, так и мелкомасштабными компонентами. К первым относятся черты рельефа: склоны, неровности, высоты этих элементов варьируют от десятков метров до нескольких километров, равно как и их протяженность. Вторые имеют размеры порядка сантиметров и метров.

Наиболее общие черты изображения, полученные с помощью РСА, определяются крупномасштабными компонентами, топографическим рельефом. Однако мелкие компоненты влияют на яркость изображения, и это можно использовать для изучения особенностей микрорельефа.

Особого внимания заслуживает возможность получения изображений при разной поляризации радиосигнала, позволяющих учитывать при анализе материалов ориентировку геологических объектов относительно вектора поляризации радиоволн. Дешифрирование РЛИ двух компонентов отраженного радиосигнала – основного и перекрестного – позволяет в ряде случаев получить дополнительную геологическую информацию.

Отличить зеркально-отражающие или распадающиеся на грани поверхности от рассеивающих и поглощающих поверхностей геологам помогает наличие одновременно каналов кросс-поляризованного горизонтального и вертикального HV или вертикального и горизонтального VH и одинаково поляризованного – HH и VV сигналов у РСА.

Основные физические свойства, определяющие одинаково поляризованный отклик: квазизеркальные поверхностные отражения и поверхностное или объемное рассеяние.

Первое обычно соотносится с мощным откликом при почти вертикальном угле обзора. Поскольку РСА излучает под умеренными, вплоть до больших, углами обзора, важную роль играет объемное рассеяние. Отклики, существующие благодаря поверхностному рассеянию, обычно мощнее при почти вертикальном угле обзора и уменьшаются с его увеличением, причем скорость уменьшения замедляется для более шероховатых поверхностей. Отклики, инициируемые объемным рассеиванием в неомогенной среде с большой средней диэлектрической постоянной, в основном одинаковы для всех углов обзора, кроме случаев касательных углов.

Процесс отражения, порождающий кросс-поляризованный компонент, иначе называется механизмом деполяризации. Существует четыре наиболее общих механизма деполяризации:

1. Квазизеркальные отражения, как результат различия коэффициентов отражения Френеля на гомогенной, двумерной, слегка волнистой поверхности;
2. Множественное рассеяние, как результат шероховатости облучаемой поверхности;
3. Множественное объемное рассеяние из-за неоднородностей, находящихся вблизи поверхности Земли;
4. Анизотропные свойства (физические или геометрические) поверхности.

Характер РЛИ вулканогенных пород зависит от их возраста, структурных особенностей, петрохимического состава и др.

Вулканогенные образования последних этапов современного вулканизма Камчатки могут служить эталоном изображения на РЛ-снимках в связи с ненарушенностью процессами денудации первозданной поверхности наиболее молодых лавовых потоков и покровов, с отсутствием рыхлых аккумулятивных отложений и растительного покрова. Грубообломочный характер поверхности молодых лавовых потоков обуславливает значительную степень диффузного рассеивания радиоволн, вследствие чего молодые лавовые потоки изображаются на РЛ-снимках областями светло-серого тона. Относительно более древние потоки имеют более темный тон вследствие денудационного выравнивания поверхности, накопления рыхлого материала, появления растительности. Поверхность современного пеплового и шлакового вулканического материала, не за-

крепленная растительностью, на РЛ-снимках характеризуется темно-серым и черным тоном.

РСА наряду с ИК-съемкой были использованы для идентификации порций лавовых потоков по характеристикам облучаемой поверхности. Эти характеристики были использованы также для распознавания типов лавовых потоков ("аа" или "пахое-хое"). В процессе анализа возможностей мониторинга вулканических процессов должны рассматриваться все механизмы формирования радиолокационных изображений.

Изменения морфологии кратера и склонов вулкана можно зафиксировать с помощью интерферометрической обработки данных.

Для предварительного визуального анализа был выбран восточный склон Ключевского вулкана (Рис.4.10), где произошло большинство исторических извержений 1932-1990 гг. (см. табл. 1.1.) и сосредоточено более 60 шлаковых конусов. На его восточный склон была построена детальная цифровая карта с нанесением на нее всех шлаковых конусов и лавовых потоков (см. рис.1.14).

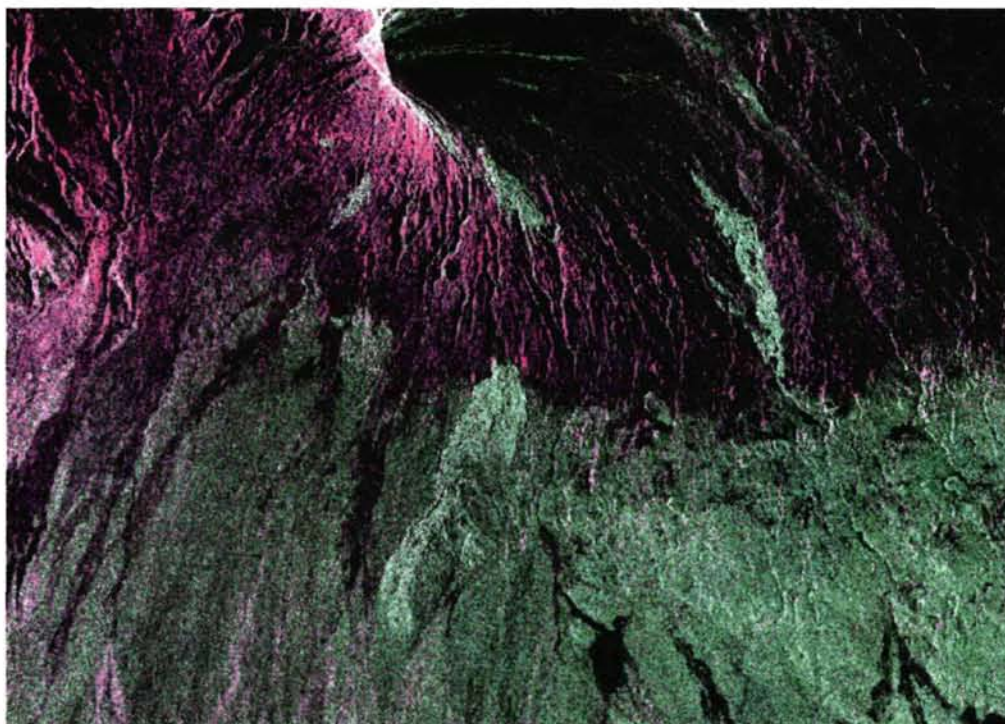


Рис. 4.10. Псевдоцветное синтезирование РЛИ, SIR-C, виток 88-20 (Цвета: красный-поляризация HH, зеленый – поляризация HV, синий – поляризация VV).

Были детально проанализированы радиолокационные изображения (SIR-C/X-SAR), полученные с помощью радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) и предоставленные автору из JPL/NASA для обработки. SIR-C/X-SAR - трехдиапазонный

многополяризационный (РСА), базирующийся на платформе Space Shuttle, совершивший два полета (в апреле и октябре 1994 г.). SIR-C/X-SAR, включает следующие диапазоны: L-диапазон (длина волны 23 см), С-диапазон (длина волны 5.6 см) и Х-диапазон (длина волны 3.1 см). РСА в L и С диапазонах работает во всех комбинациях поляризаций. В последние три дня полета большинство съемок пришлось на вулканы Камчатки. Анализ материалов показал, что для задач вулканологии и геологии наибольший интерес представляют режимы съемок, обеспечивающие наличие кросс-поляризационных изображений при широкой полосе обзора. В таблице 4.4. приведены характеристики каналов, режимы съемок, а технические характеристики анализируемых материалов сведены в таблицу 4.5.

Таблица 4.4.

Основные характеристики каналов съемок.

Режим	Канал 1	Канал 2	Канал 3	Канал 4	Примечание
1	LHH	LHH	LHV	LHV	Двойная полоса
2	LVH	LVH	LVV	LVV	Двойная полоса
3	CHH	CHH	CHV	CHV	Двойная полоса
4	CVH	CVH	CVV	CVV	Двойная полоса
5	LHH	LHH	LVV	LVV	Двойная полоса
6	CHH	CHH	CVV	CVV	Двойная полоса
7	LHH	LHH	CVV	CVV	Двойная полоса
8	LHH	LHH	CHH	CHH	Двойная полоса
9	LVV	LVV	CVV	CVV	Двойная полоса
10	LHV	LHV	CVH	CVH	Двойная полоса
11	LHH	LHV	CHH	CHV	Нормальная полоса
12	LVH	LVV	CVH	CVV	Нормальная полоса
13	LHH	LVV	CHH	CVV	Нормальная полоса
14	LHH	LVH	LHV	LVV	Нормальная полоса
15	CHH	CVH	CHV	CVV	Нормальная полоса
16	LHH, LVH	LHV, LVV	CHH, CVH	CHV, CVV	Уменьшенная полоса
17	LHH	LHH	LVV	LVV	Нормальная полоса Высокое разрешение
18	CHH	CHH	CVV	CVV	Нормальная полоса Высокое разрешение
19	LHH	LHH	CHH	CHH	Нормальная полоса Высокое разрешение
20	LVV	LVV	CVV	CVV	Нормальная полоса Высокое разрешение

Основным продуктом, который выдает центр обработки данных в JPL, является Multi-look продукт. Это изображение с несколькими некогерентными накоплениями,

переведенное из наклонной плоскости в горизонтальную с размером пиксела 12.5 м и разрешением 25 м. Данный продукт выдается в двух вариантах – MLD (multi-look detected) детектированное изображение в отчетах интенсивности и MLC (multi-look complex). Дополнительными продуктами являются SLC (Single-look complex) и ISLC (Interferometric single-look complex), которые представлены в координатах наклонной дальности с размером пиксела.

Таблица 4.5.

Основные технические характеристики анализируемых материалов.

Виток	Полет SIR-C	Направление полета	Угол визирования	Режим съемки	Имеющийся продукт
41.2	1	Юг	29.6	8	MLD
88.2	2	Север	28.1	11	MLC
120.2	2	Север	20.7	20	MLD
121.1	2	Юг	28.7	20	MLD
136.2	2	Север	20.7	20	MLD
137.1	2	Юг	28.7	20	MLD
152.2	2	Север	20.7	20	MLD
153.1	2	Юг	28.7	20	MLD
169.2	2	Юг	28.7	20	MLD

Особое внимание заслуживает возможность получения изображений при разной поляризации радиосигнала. Наличие одновременно каналов кросс-поляризованного, горизонтального-вертикального (HV), или вертикально-горизонтального (VH) и одинаково поляризованного: горизонтального – горизонтального (HH) или вертикального – вертикального (VV) сигналов у РЛС БО позволяет в ряде случаев получить дополнительную информацию. PCA X-диапазона работает на одной поляризации (VV).

С помощью SIR-C можно получать изображения в различных режимах и разрешением на местности 25 м. Запись изображения на борту происходит параллельно по четырем каналам. Изменение параметров съемки оказывает существенное влияние на степень дешифрирования глыбовых лавовых потоков. Значительную роль играет соотношение направления визирования и экспозиции склона вулкана.

На рис. 4.11 представлены 3 фрагмента съемок SIR-C, полученных при разных направлениях и углах визирования. Хуже всего дешифрируются лавовые потоки, расположенные на "освещенных" склонах вулкана, обращенных к источнику излучения. Гораздо лучше выделяются потоки в случаях, когда направление визирования ориентировано "по касательной" к склону, а также потоки, расположенные на "теновом" скло-

не. Так, на рис. 4.11-а хорошо выделяется поток 1932 г. (группы Туйлы) и неплохо – поток 1938 г. (Билукая). Практически не видны потоки 1946 г. и 1956 г., а на рис.4.11-б, наоборот, поток 1932 г. виден несколько хуже, зато лучше дешифрируется поток 1938 г.

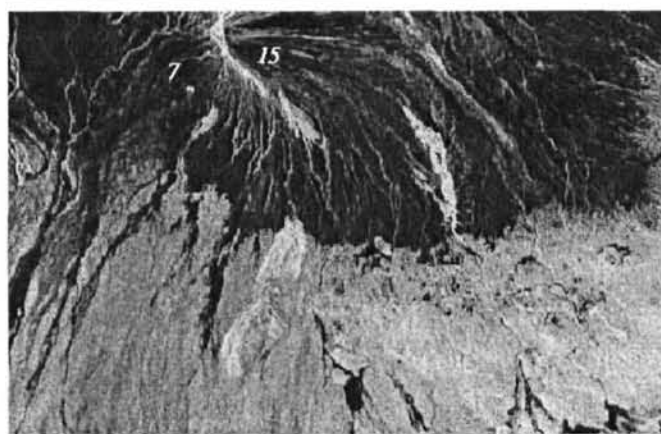


Рис. 4.11. РЛИ SIR-C восточного склона Ключевского вулкана в L – диапазоне (23 см).

а) виток **120-20** от 7.10.1984 г., поляризация VV (BB), угол визирования – 21.3°



б) виток **121-10** от 7.10.1994 г., поляризация VV (BB), угол визирования – 28.5°



в) виток **88-20** от 5.10.94 г., поляризация HV (ГВ), угол визирования – 27.4°

Характерный пример – лавовые потоки 1953 (6) и 1966 (8) гг. На изображениях с вертикальной поляризацией VV эти потоки практически не видны (рис.4.11-а). На изображении с горизонтальной поляризацией HH заметен только общий контур обоих потоков, но между собой они не разделяются (см. рис.4.11-б). При кросс-поляризации HV светло-серый контур потока 6 четко отделяется от более темного потока 8 (рис.4.11-в). Такой же сильный отраженный сигнал на изображении HV характерен для лавовых потоков 1938 (2), 1946 (4), 1956 (7), 1983 (11) и 1988 (15). Однако поток 1932г. (1) лучше виден на изображениях при поляризации VV (рис. 4.11-а), а при HV дешифрируется менее четко.

Большой практический интерес представляют изображения съемок с перекрестной поляризацией (рис.4.11-в). На таком изображении хорошо дифференцируется постройка вулкана: темный тон – конус, светло-серый тон – подножье склона. По-видимому, это связано с растительностью на склоне, и граница сильного и слабого отраженного сигнала соответствует верхней границе кустарника. Изменение параметров съемки оказывает существенное влияние на степень дешифрирования различных лавовых образований. Значительную роль играет соотношение направления визирования и экспозиции склона.

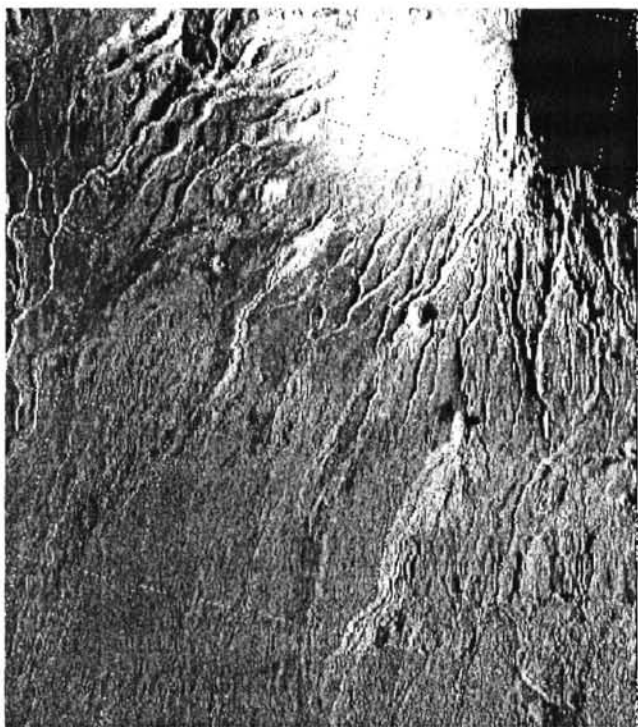


Рис.4.12. Радиолокационное изображение (РЛИ) восточного склона Ключевского вулкана с РЛС БО "Нить-С1". Маршрут К-09.

Метод кросс-поляризации в L диапазоне (23 см) наиболее эффективен при выделении на радиолокационных изображениях лавовых потоков различного возраста и состава.

В качестве более детального объекта анализа, по результатам аэросъемочных работ лета 1996 года самолета-лаборатории Ил-24Н, был выбран один из самых больших лавовых потоков 1938 года, на восточном склоне Ключевского вулкана (Билуокая), с "контрастной" поверхностью (рис. 4.12).

РЛИ было получено с борта самолета-лаборатории ИЛ-24Н (рис. 4.13, табл. 4.6 и 4.7) оборудованного двухсторонним РЛС БО "Нить-С1" с цифровой обработкой сигналов Длина волны (λ) диапазона, с высоким разрешением 20 м. Поляризация: НН, VV, HV, VH.

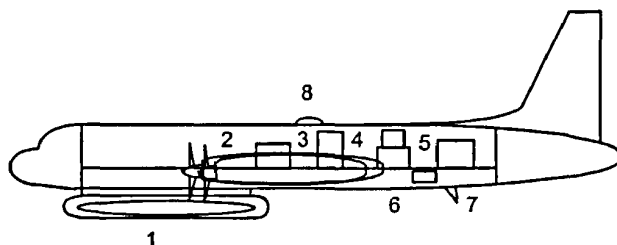


Рис.4.13. Размещение съемочного оборудования на самолете-лаборатории ИЛ-24Н (1-зеркальная гиросtabilизированная по крену антенна радиолокатора бокового обзора, 2-блок СВЧ приемопередатчиков, 3-гиросистема, 4-цифровой процессор радиолокационных сигналов, 5-фоторегистратор, 6,7-передатчик и антенна аппаратуры передачи данных на Землю, 8-антенна спутниковой системы навигации). Автоматическая аэрофотокамера размещена в обтекателе антенны радиолокатора и защищена раздвижными шторками.

Таблица 4.6

Характеристики самолета ИЛ-24Н б/н 75449

1.Максимальная длительность полета	11 часов
2.Средний расход топлива	2 тонны/час
3.Максимальная протяженность маршрута	5400 км
4.Крейсерская скорость	480 км/час
5.Рабочая высота при проведении радиолокационной съемки	7200 м

Таблица 4.7.

Основные технические характеристики самолетного комплекса двухчастотной РЛС БО

Технические характеристики	РЛС БО типа "Нить-МЦ"
1. Длина волны	2 см
2. Ширина диаграммы направленности антенны	12 уг.мин
3. Поляризация сигнала	НН, VH, HV, VH круговая
4. Дальность действия (км)	100
5. Полосы обзора (км) В обе стороны от линии пути	64, 32, 16
6. Разрешающая способность - по дальности (м) - по линии пути (в режиме CAP)	15 12 уг.мин
7. Точность географической привязки РЛИ и целеуказания (м)	30 м
8. Параметры РЛ сигналов при цифровой обработке и регистрации - количество дискретов по дальности - количество разрядов квантования по амплитуде	50 1024 8
9. Цифровая обработка РЛ сигналов и формирования РЛИ	некогерентное накопленное,
10. Параметры системы индикации	CAP TV индикаторы 512 x512x4 SVGA монитор ПЭВМ

Технические характеристики	РЛС БО типа "Нить-МЦ"
11. Регистрация РЛИ	Цифровая на магнитной ленте, 2.5 Гбайт, жесткий диск 344 Мбайт Автоматическая в цифровом виде, включая совместную с навигационной и другой дополнительной информацией
12. Вторичная обработка радиолокационной информации	Радиосвязное оборудование ЛА 9.6 Кбод.
13. Преобразование РЛ сигналов для трансляции	TV канал 2 Мбд.
14. Масса изделия (кг)	320
15. Энергопотребление	2.1 кВт

Аэропорт базирования – Петропавловск-Камчатский. Протяженность съемочного маршрута составила около 1500 км. Общая площадь съемки 110.000 кв. км. Высота съемки 7100 м.

Полевыми исследованиями было установлено, что лавовый поток Билюкая имеет неоднородную поверхность, впрочем, как и почти все глыбовые базальтовые лавовые потоки типа "аа". У истока лавовый поток имеет шлаковую и мелкоглыбовую поверхность. По латерали поверхность лавового потока постепенно становится крупноглыбовой, а на фронте образует гигантские глыбы размерами до 5-7 м. Протяженность видимого на радиолокационном изображении потока 11 км. Ширина в средней части - 2 км. Координаты начала потока 56°05' с. ш. и 160°47' в. д., конца потока 56°03' с. ш. и 160°57' в.д. Радиолокационное изображение участка лавового потока (из маршрута К-09) приведено на рис.4.14.

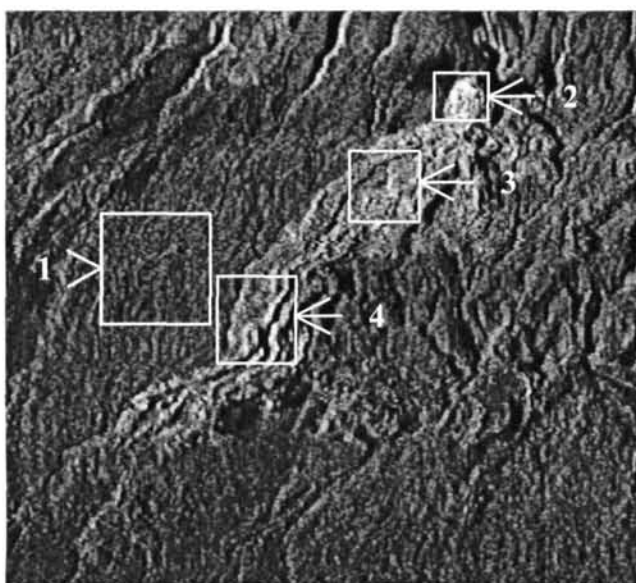


Рис. 4.14. Лавовый поток Билюкая на восточном склоне вулкана.

Для анализа характеристик радиолокационного рассеяния выбраны фоновый участок (1), верхний (исток лавы с гладкой поверхностью -2), средний (с шлако-глыбовой поверхностью - 3) и нижний (с крупноглыбовой поверхностью - 4).

Уровень обратного рассеяния любого природного образования определяется, в основном, диэлектрической проницаемостью и проводимостью слагающих пород, углами облучения и шероховатостью его поверхности. Рассмотрим с этой точки зрения фрагмент радиолокационного изображения лавового потока на склоне вулкана Ключевской. Ориентировочная схема взаимного расположения лавового потока и антенн съемочного радиолокационного комплекса изображена на рис. 4.15.

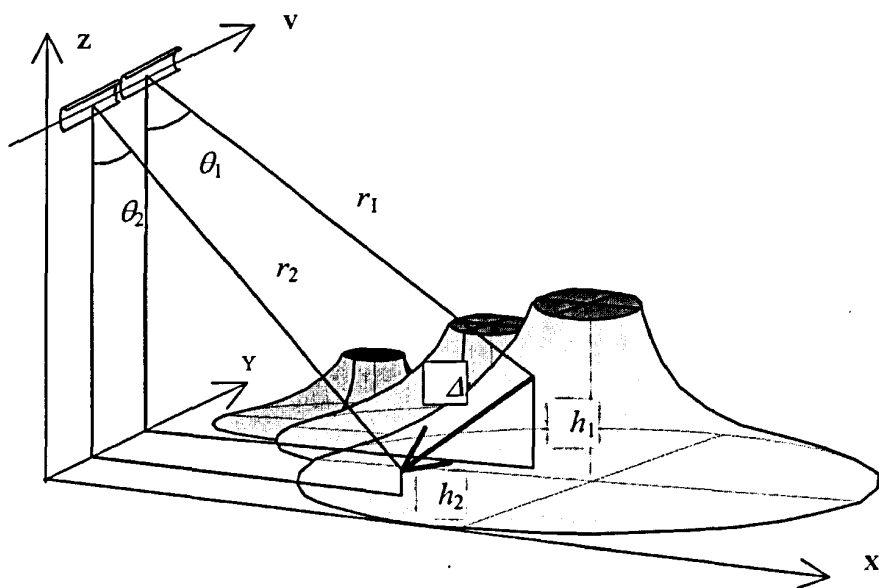


Рис. 4.15. Схема взаимного расположения лавового потока и антенн съемочного радиолокационного комплекса.

Из анализа радиолокационного изображения и параметров полета можно определить, что на лавовый поток зондирующие импульсы падают под углом $\theta = 79.9^\circ$, а весь поток находится в очень узком диапазоне углов облучения $\Delta\theta = \theta_1 - \theta_2 = 1.5^\circ$.

Распределения уровней рассеянных сигналов в относительных единицах показаны на рис. 4.16., а их средние значения и среднеквадратичные отклонения приведены в таблице 4.8.

Таблица 4.8.

Статистические характеристики сигналов, рассеянных различными участками лавового потока

Участок потока	Математическое ожидание	Среднеквадратическое отклонение
Фоновый	74.6	16.9
Верхний	134.6	64.9
Средний	113.6	46.3
Нижний	104.1	71.5

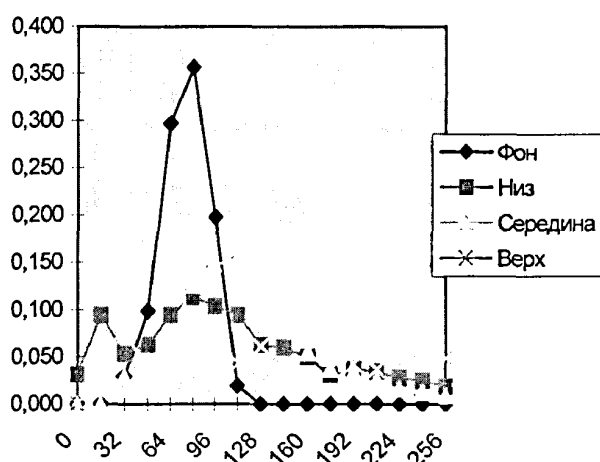


Рис.4.16. Распределения уровней сигналов, рассеянных различными участками лавового потока.

Для подробного анализа данных радиолокационного наблюдения необходимо дополнительно иметь сведения о радиофизических свойствах слагающих поверхность вулкана пород и структуре их поверхности. Исходя из имеющихся ограниченных сведений, можно предположить, что контраст между фоновым участком на склоне вулкана и самим лавовым потоком вызван в меньшей степени отличием радиофизических свойств слагающих фоновый участок и поток пород и в большей степени увеличением спектральной плотности шероховатости поверхности лавового потока с характерными размерами $\lambda/\cos\theta = 12.5$ см. Увеличение дисперсии рассеянных сигналов по течению потока связано, по-видимому, с увеличением крупномасштабной изрезанности рельефа, что привело к появлению полностью затененных участков и участков с близким к “зеркальному” механизмом отражения зондирующих сигналов.

Практическая реализация перечисленных потенциальных возможностей мониторинга требует проведения детальных исследований по следующим направлениям:

- отработка технологии построения цифровых многомерных моделей вулканов, отражающих их морфологическую и радиояркостную структуру,
- разработка алгоритмов точной привязки и обнаружения изменений состояния вулканов по результатам дистанционного радиолокационного наблюдения,
- создание технологии выявления изменений во внутренней структуре вулканов по сопоставлению результатов съемок в микроволновом диапазоне,
- разработка принципов формирования базы знаний для автоматизированного распознавания и прогнозирования развития вулканического процесса по данным дистанционного зондирования с помощью экспертных систем.

Зондирующие сигналы рассеиваются поверхностным слоем Земли, толщина которого пропорциональна длине волны, и, в общем случае, на радиолокационном изображении одновременно присутствуют образы поверхностных и приповерхностных структур. Если предвестники катастрофических явлений обнаруживаются в приповерхностном слое, это может послужить основанием для выбора радиолокатора с большей длиной волны или использования комбинации нескольких радиолокаторов с различными длинами волн.

Радиолокационные изображения при кросс-поляризации в L-диапазоне наиболее информативны для идентификации лавовых потоков различного возраста и состава. На рис.4.17 приведен синтезированный снимок SIR-C, полученный в октябре 1994 г.

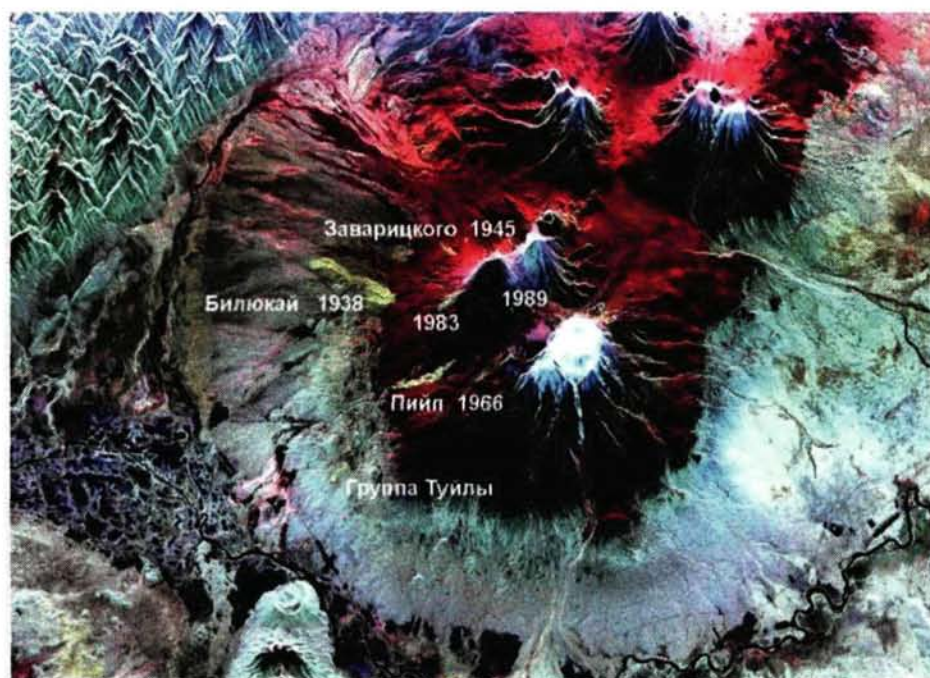


Рис. 4.17. Ключевская группа вулканов. В желтых цветах отчетливо видны современные лавовые потоки и шлаковые конусы.

4.5. Линеаментный анализ

Дистанционные методы в комплексе с различными геолого-геофизическими исследованиями наиболее информативны при изучении структур земной коры. Дешифрируемые на аэрокосмоснимках линеаменты обычно соответствуют либо непосредственно дизъюнктивным нарушениям, либо так называемым "скрытым" разломам. В любом случае дешифрируемые объекты прямо или косвенно отражают элементы тектонической структуры, поэтому линеаментный анализ материалов дистанционных съемок в

сочетании с другими методами – один из основных способов выявления разрывных нарушений.

Широкое использование аэрокосмических изображений в геологии как источника сведений о линеаментах (прямолинейных элементах ландшафта преимущественно тектонического происхождения) традиционно. Накоплен большой опыт визуального дешифрирования линеаментов, разработаны многочисленные методики (к сожалению часто весьма трудоемкие) статистического анализа линеаментных сетей. Большая роль в снижении трудоемкости работ, повышении их качества и объективности принадлежит автоматизированному линеаментному анализу (Макаров, Трифонов, 1987).

В.Е.Шкариным с помощью пакета программ (ПП) автоматизированного линеаментного анализа “LESSA” был обработан фрагмент РЛИ SIR-C, L-диапазон (виток 121-10), охватывающий Ключевскую группу вулканов (рис. 4.18). ПП “LESSA” позволяет производить следующее:



Рис. 4.18. Исходный снимок SIR-C Ключевской группы вулканов.

На первом этапе происходит выделение мелких линейных элементов (границ между участками с различной яркостью). Оно осуществляется методом свертки круглой маской с прямолинейным ступенчатым краем. Полученное изображение (рис. 4.19) используется для дальнейших расчетов: построения сквозных протяженных линеаментных зон и статистического анализа поля линеаментов. Построение сквозных протяженных линеаментных зон проводится по 8 направлениям (величина сектора 22.5°).

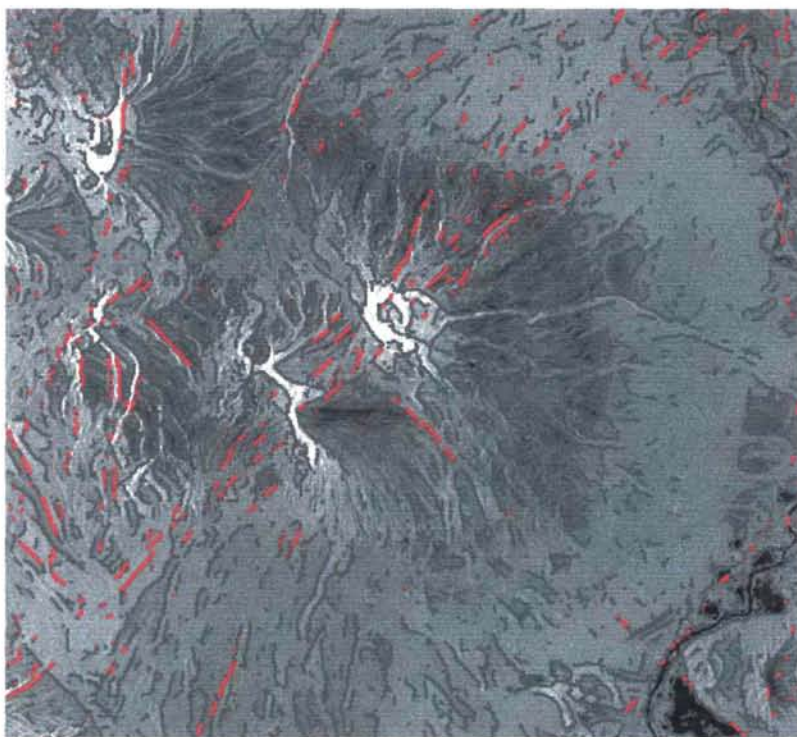


Рис. 4.19. Линии ориентации результирующих векторов роз-диаграмм (параллельные и перпендикулярные).

Сквозные протяженные линеаменты определяются программой как прямолинейные непрерывные или прерывистые зоны перепадов значений яркости фототона. Программа позволяет разделять линеаменты по степени их выраженности (отношение суммарной длины конкретных штрихов, подтверждающих данный линеамент, ко всей длине коридора). Величина выраженности измеряется в условных единицах (рис. 4.20).

Статистический анализ поля линеаментов сводится к построению схем следующих статистических показателей:

1. Суммарная плотность линейных элементов (без разделения по направлениям);
2. Плотность мелких линеаментов по каждому из 8 секторов;
3. Розы-диаграммы направлений мелких линеамент;

4. Коэффициенты изрезанности розы-диаграммы, дифференциации и выборочной результирующей длины (R). Все статистические характеристики роз-диаграмм визуализируются в виде схем изолиний. Коэффициент R может быть представлен также в виде схемы результирующих векторов, каждый из которых получен путем сложения всех лучей розы-диаграммы по правилу сложения векторов. В этом случае можно наглядно видеть не только степень вытянутости розы, но и преобладающее направление. На этой основе можно построить схемы линий ориентации результирующих векторов (см. рис.4.20).

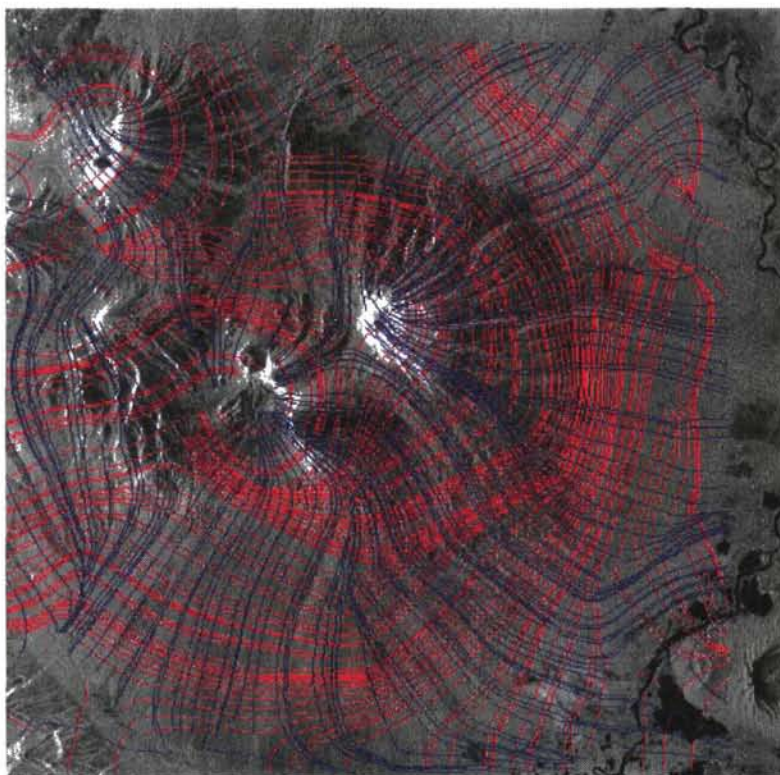


Рис. 4.20. Наиболее выраженные линеаментные зоны различных направлений

Статистические показатели можно рассчитывать также, используя розы-диаграммы, нормированные на среднюю розу-диаграмму по изображению, т.е. исключить особенности всего изображения и сохранить только локальные свойства поля линеаментов.

При анализе схем статистических коэффициентов поля линеаментов выделяются высокоградиентные участки с относительной прямолинейностью изолиний, которые можно интерпретировать как тектонические нарушения, разделяющие участки земной коры с различным характером трещиноватости. Этот метод достаточно надежно можно

использовать при картировании в областях современного вулканизма для выделения зон ареального вулканизма на склонах стратовулканов и их классификации (рис. 4.21).



Рис. 4.21. Результат автоматизированного линеamentного анализа. Линии перпендикулярной ориентации результирующих векторов роздиаграмм.

Результаты автоматизированного анализа позволяют уточнить положение зон тектонических нарушений, выделить блоки с разным характером трещиноватости, что дает ценную дополнительную информацию для изучения районов современного вулканизма. Так, на рис. 4.21 отчетливо видна "клинообразная зона", которую следует интерпретировать, как ареальную зону шлаковых конусов на Ключевском вулкане и которая своим "углом" упирается в конус Билюкая.

Из этого анализа следует, что в пределах постройки Ключевского вулкана существует субширотная зона шлаковых конусов, которые можно рассматривать как зону ареального вулканизма, а ее активизация в историческое время проявилась в извержениях группы Туйлы (1932), и Билюкая (1938).

Традиционные геологические методы петрографии, геохимии, тефрохронологии и др. не позволили провести корректную классификацию шлаковых конусов, расположенных на склонах вулкана, что приводило к заблуждению некоторых исследователей относительно генетической природы магм Ключевского вулкана. Автору, по его мнению, удалось преодолеть это заблуждение, опираясь на полевые исследования и современные методы математической обработки материалов дистанционного зондирования, в частности, с помощью компьютерного линеamentного анализа (Хренов и др., 1999, 2002).

4.6. Структурно-тектонические нарушения на Ключевском вулкане

Роль разрывных нарушений в заложении, формировании, динамике развития вулканических областей общеизвестна. Разломы активно влияют на жизнь вулканических построек и во многом определяют специфичность и индивидуальность их развития. Взаимосвязи разломной тектоники и вулканизма посвящена обширная литература, в которой обсуждаются аспекты этой проблемы. Большое число работ в той или иной степени освещает эти вопросы непосредственно на материалах Камчатки. Составлены тектоническая и геоморфологическая карты. Известны работы о связи разломов и вулканизма в пределах Ключевской группы вулканов (А.Н.Заварицкий, 1940, 1944; В.И.Влодавец, 1940; Влодавец, Пийп 1957; Б.И.Пийп 1946, 1956; Е.А.Святловский, 1958, 1959, 1971; Г.С.Горшков, 1954; И.В.Лучицкий, 1971; Э.Н.Эрлих, 1966; В.А.Ермаков, 1977; И.В.Мелекесцев, 1974, 1980; и др.).

Однако, при этом ряд вопросов, связанных с упомянутой проблемой, до сих пор не рассматривался, что и побудило автора вместе с Р.М.Лобацкой провести специальные исследования и анализ тектонической обстановки на восточном склоне Ключевского вулкана в период работы Ключевской экспедиции.

Ключевская группа вулканов приурочена к системе разломов северо-восточного простирания, юго-восточного падения, которая на севере срезана, а возможно и смещена по крупному субширотному разлому (правому сдвигу), трассирующемуся вдоль долины реки Камчатки. Внутреннее строение, длина и ширина этой разломной зоны могут быть оценены при морфотектоническом анализе карты масштаба 1:25000, аэрокосмических материалов.

Длина зоны (L) составляет не менее 65-75 км, ширина (M) 25-30 км. Глубина заложения (H) ориентировочно может быть оценена в 30-35 км по данным о максимальных глубинах коровых землетрясений, если считать, что гипоцентры сосредоточены вдоль нижних кромок разломов, поскольку именно они являются наиболее крупными и устойчивыми концентрациями напряжений (Шерман, Лобацкая, 1972).

Разломная зона, как правило, имеет относительно упорядоченное внутреннее строение. Известно также, что в строении любой дизъюнктивной структуры обязательными являются как минимум два структурных элемента:

- главный, или, как его принято, называть, магистральный разлом;
- второстепенные – это серия сопутствующих разрывов.

Для разломов любого масштаба, вне зависимости от тектонической обстановки, в которой они формируются, отмечается закономерное упорядоченное развитие сопутствующих разрывов во внутри разломной полосе, которое сводится к тому, что сопутствующие разрывы не хаотически рассеяны по всему объему приразломного пространства, а локализуются в отдельные дискретные максимумы – деструктивные поля. Р.М.Лобацкой (1987) показано, что деструктивные поля закладываются на самых ранних этапах формирования разломной зоны еще до появления магистрального разлома и во многом определяют динамику, как самого разлома, так и связанных с ним процессов.

Рассмотрим структурную организацию разломных зон, контролирующих Ключевскую группу вулканов.

По протяженности здесь могут быть выделены сопутствующие разломы нескольких порядков или рангов:

1 – длиной 20 ± 5 км;

2 – длиной 10 ± 5 км;

3 – длиной менее 5 км.

По ориентировке сопутствующие разломы распределены следующим образом:

- северо-восточное простирание характерно для разрывных нарушений всех трех рангов;
- часто встречаются разломы второго ранга субширотной и субмеридиональной ориентировки;
- более часты разломы третьего ранга, имеющие северо-западное простирание, не характерное для более крупных разрывов.

Вулканы-гиганты Ключевской группы располагаются в тех участках разломной зоны, где присутствует максимальная плотность сопутствующих разрывов всех трех рангов, то есть занимают деструктивные поля.

По кинематике разломы северо-восточного простирания представляют собой сбросы, сбросо-сдвиги, развивающиеся в условиях регионального растяжения, возникающего в тыловых частях Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. В пределах Восточной Камчатки растяжение сейсмофокальной зоны реализовалось по В.А.Ермакову (1977) формированием Центрально-Камчатской депрессии, возможно, и рифтовой структуры.

Как правило, главным в формировании структурного рисунка подобных тектонических областей является отсутствие единого генерального (длиной более 80 км) магистрального разлома. Вместо него формируется серия более мелких региональных (длиной более 30 км), а иногда и локальных (длиной менее 30 км) магистральных разломов, вокруг которых развиваются более мелкие сопутствующие разрывы. Таким образом, на фоне простой структурной организации зоны, возникает сложная иерархическая соподчиненность.

Деструктивное поле, в пределах которого расположены вулканы Ключевской, Камень и Безымянный, расположено в северной части разломной зоны. Оно имеет протяженность около 30 км и ширину 18-20 км. В этом почти изометричном деструктивном поле все упомянутые вулканы занимают асимметричное положение, и смещены в его западную половину. Это можно объяснить тем, что постройки вулканов Ключевского и Камня находятся в месте выхода плоскости сместителя одного из региональных магистральных разломов на дневную поверхность, а сопутствующие разрывы, формирующие основную структуру деструктивного поля, развиваются в его висячем юго-восточном крыле. С этим же обстоятельством, по-видимому, связано и пространственное расположение зоны ареального вулканизма у восточного склона Ключевского вулкана, где сосредоточена наиболее раздробленная часть деструктивного поля. Постройка вулкана Безымянного приурочена уже к другому локальному магистральному разрыву. Кроме того, Безымянный занимает самую южную, наименее раздробленную и менее проницаемую часть деструктивного поля. Протяженность магистрального разлома, с которым связан вулкан Ключевской, около 30 км, тогда как для вулкана Безымянного – 15-20 км. Соответственно и глубина их проникновения равна 35,5 км и 14-20 км. Вероятно, этим можно объяснить различие в составах магм между Ключевским и Безымянным.

На основе дешифрирования аэрокосмоснимков была составлена схема разрывных нарушений Ключевского вулкана, которая была нанесена на цифровую карту (рис. 4.22). Здесь развита сеть разломов 3-го ранга с длиной от 1100 до 3300 м. В центральной части поля их ориентировка совпадает с простираем магистрального разлома, а в северной и особенно в южной части появляются субширотные и северо-западные разрывы. Линеаментный анализ позволяет дешифровать разрывы, развитые внутри вулканической постройки. Эти данные подтверждаются и очагами землетрясений, которые проектируются на края разрывов 3-го ранга.

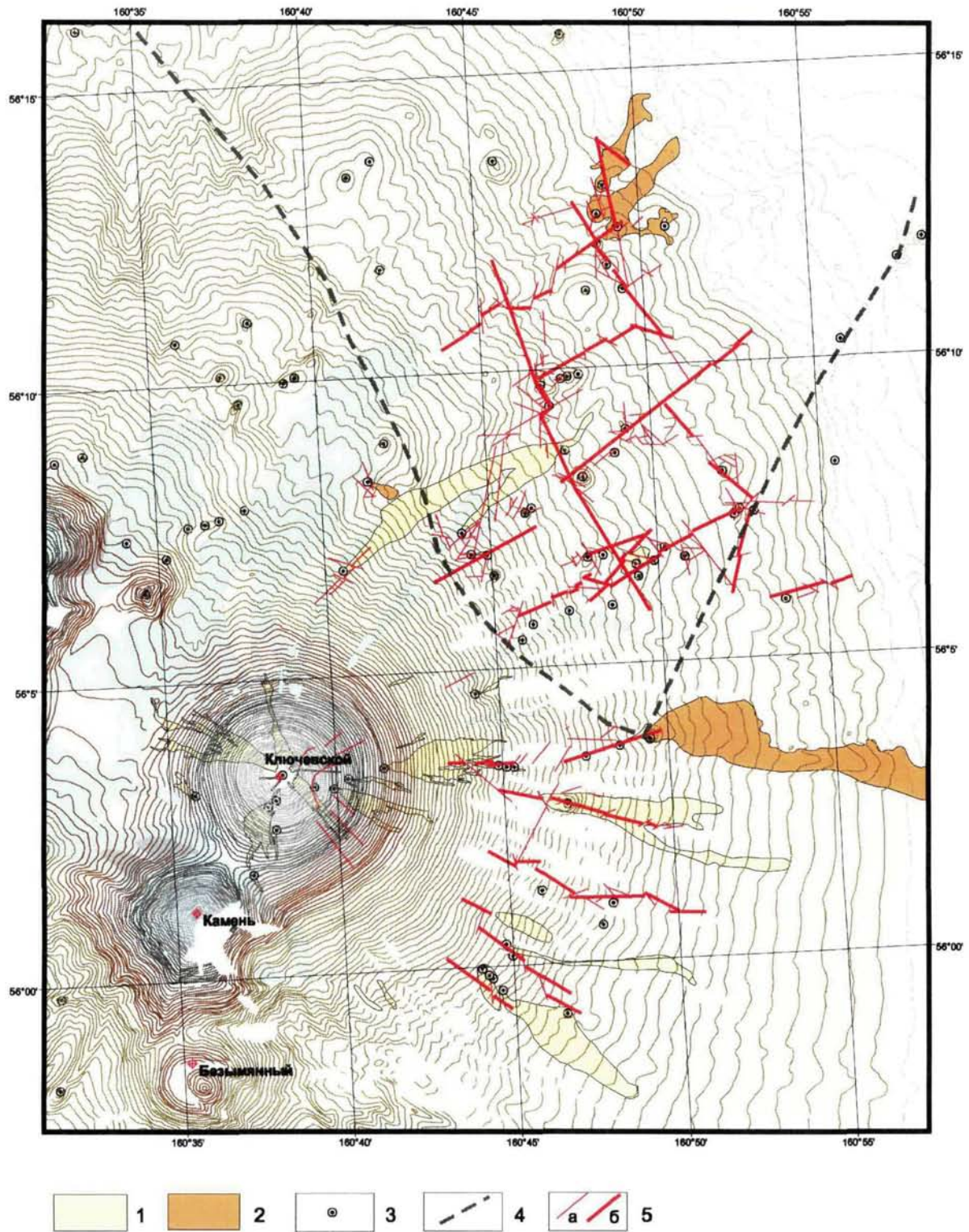


Рис. 4.22. Схема разрывных нарушений Ключевского вулкана.

1 – лавовые потоки глиноземистых базальтов, 2 – лавовые потоки магнезиальных базальтов, 3 – шлаковые конусы, 4 – граница зоны ареального вулканизма, 5 – разрывные нарушения: а) третьего порядка, б) второго порядка.

Сопоставление данных о распределении гипоцентров с данными о строении Ключевского деструктивного поля позволяет, с одной стороны, проинтерпретировать сеть разрывных нарушений на глубину, а, с другой, представить последовательность их активизации перед и во время извержения.

Учитывая, что очаги землетрясений фиксируются ниже кромки разрывов, а сами разрывы, как известно из механики разрушений твердых сред, имеют дискообразную форму, можно в разрезе восстановить плоскости тех разломов, которые активизируются перед извержением и являются магмоподводящими путями, по которым дайки с “созревшей магмой” внедряются в тело вулкана. Как показано на (см. рис.3.8), эпицентры землетрясений вытягиваются в северо-восточном направлении по простиранию магистрального разлома. Гипоцентры образуют дискретные отдельные рои, преимущественно на глубинах: 25 ± 5 км, 10 ± 5 км и менее 5 км. Данные о положении гипоцентров позволяют оценить и азимут падения разломов. Дизъюнктивы 1-го и 2-го ранга имеют падение к юго-востоку, 3-го – в равной степени как к юго-востоку, так и северо-западу (см. рис. 4.22). Установлено, что глубина заложения разломов является функцией их длины. В работах С.А.Федотова (1980-1993) С.А.Федотова, Ю.А.Горицкого (1979-1981), В.А.Горельчик (1985), Е.И.Гордеева и др. (1985) отмечается, что глубина заложения гипоцентров закономерно изменяется до момента извержения: перед извержением рои землетрясений концентрируются у подошвы фундамента, а затем начинают перемещаться вверх и достигают постройки вулкана. Данная картина хорошо согласуется теоретическими представлениями о развитии системы разноранговых разрывов, где первым всегда активизируется и начинает прорасти тот разрыв, на конце которого коэффициент интенсивности максимален. Поэтому первым, при прочих равных условиях, активизируется наиболее длинный и, следовательно, наиболее глубоко пропикающий из разрывов, а затем последовательно и дискретно будут активизироваться все более короткие и все менее глубокие разломы.

Для активизации длинных разрывов требуется напряжение меньшей величины, чем для активизации коротких. Под прочими равными условиями в данном случае понимается одинаковая ориентировка по отношению к осям напряжений и однотипная среда разрушения. Этим условиям будут полностью отвечать процессы внедрения дайки в верхние горизонты земной коры. Жизнь внутрикоровых разрывов, особенно тех, которые расположены внутри вулканической постройки, будет целиком определяться

динамическими нагрузками, создаваемыми поднимающимся магматическим расплавом. В том случае, когда его энергия велика, магма, поднимаясь по трещинам, составляющим плоскость магистрального разлома, будет внедряться в наиболее раздробленную часть вулканической постройки, которая представляет собой “сноповидную” систему трещин, формирующих магматический канал вулкана. При этом извержение будет происходить через вершинный кратер.

По мере того, как энергия магмы, поступающей в постройку вулкана, начнет ослабевать, в самой постройке произойдет перераспределение напряжений за счет нагрузок, создаваемых постепенным оттоком магматического расплава, поскольку он как бы зависает внутри постройки и начинает давить на ее стенки. Перераспределение напряжений вызовет открытие радиальных трещин, что приведет к подготовке к побочному извержению или заполнение постройки вулкана очередной порцией силлов.

Одним из критериев возможного прогноза извержений на склоне Ключевского вулкана может служить анализ линеаментов в пределах его постройки. Установить закономерность в системе разломов, связанную с полями напряжения или с неоднородностью постройки – одна из задач линеаментного анализа, выполненная для Ключевской группы вулканов.

При внедрении магмы перед началом роста вулканического аппарата система трещин активизируется, и одна из трещин стремительно увеличивает свои размеры, превращаясь в будущий магистральный (магмоподводящий) разлом. Такое явление наблюдалось неоднократно при формировании Новых Толбачинских вулканов в 1975 г. Во время внедрения магмы по трещине, сопровождающегося ее раскрытием и ростом, одновременно происходит релаксация напряжений вдоль ее плоскости. Чтобы напряжения накопились для повторной активизации трещины, необходимо время. В случае побочных извержений активизация системы трещин происходит в зависимости от ее размеров, ориентировки в поле напряжений и характера напряженно-деформированного состояния среды.

Анализ исторических извержений на склоне Ключевского вулкана и их последовательность приведен автором в I Главе а также в работе С.А.Федотова, А.П.Хренова и Н.А.Жаринова (1986). Эти извержения происходили на трещинах субширотного или северо-восточного простирания и сконцентрированы в пяти секторах на склоне вулкана (см. рис.4.22). Причем повторение прорыва в пределах сектора наступает вне зависимости от времени между извержениями, а затем в этом секторе наступает длительный

период релаксации, который длится около 13 лет. После чего в этом секторе может наступить образование нового прорыва, отстоящего от предыдущего на расстояние, равное величине приращения длины трещины. Как правило, более молодые прорывы происходят на более высоком гипсометрическом уровне и стремятся к вершине (см. рис. 1.10), что свидетельствует о неизменном росте радиальных трещин на склоне вулкана в направлении центрального кратера.

Опираясь на последовательность образования шлаковых конусов на склоне Ключевского вулкана и линеаментный анализ, можно выделить очередной сектор, в котором будут происходить новые побочные прорывы. Отсутствие извержений ареального вулканизма, то есть у подошвы, в северо-восточном секторе вулкана, можно объяснить повышенной активностью Ключевского вулкана в течение последних 50 лет.

4.7. Динамика лавовых потоков на крутых склонах и попытки искусственного приостановления или изменения направления их движения

Практически все лавовые потоки андезито-базальтового или базальтового состава по характеру своего строения относятся к одному глыбовому типу “аа”. На истоке они часто имеют волнистую канатную поверхность типа “пахое-хое”, переходящую по латерали потока в глыбовую или шлако-глыбовую.

Обращает на себя внимание одно интереснейшее наблюдение, сделанное автором, динамики развития и формированием многочисленных лавовых потоков на крутых (свыше 35°) склонах вулканов. При извержении вулканов Камчатки, Курильских островов, а также вулкана Килауэа на Гавайях в 1991 г., когда можно было видеть, как один и тот же лавовый поток на крутых участках склона, “набухая”, набирает мощность и теряет свою текучесть, а на равнинных участках, резко утоньшается и стремительно растекается по склону широким фронтом.

Впервые автор обратил внимание на эту закономерность при изучении извержения вулкана Карымского в 1971 г. Тогда лавовые потоки, при постоянном расходе, длительное время изливались по крутому склону вулкана, а затем спустились на дно кальдеры и стали двигаться по достаточно пологому рельефу с большой скоростью, теряя мощность. Но в то время это находило объяснение в аномально низкой их вязкости (андезито-дацитового состава) за счет высокого содержания в них фтора (Петров, Хренов, 1976). Другой яркий пример такого необычного поведения лавы? наблюдался автором в 1972 г. на извержении вулкана Алайд. Тогда один из лавовых потоков базальтового

состава, двигающейся со скоростью 4 км/час по ровному пологому участку склона, вдруг "отказался заполнять" воронку взрыва, которая находилась прямо на его пути и он был вынужден ее обогнуть, и при этом пройти какую-то часть по более возвышенному рельефу (Авдейко, Хренов и др. 1974). Этот эпизод с поведением лавового потока у взрывной воронки нашел потом свое объяснение при изучении динамики лавовых потоков на Ключевском вулкане.

При постоянном расходе лавы на истоке, независимо от характера подстилающей поверхности склона вулкана, по которому изливается лавовый поток с крупно-глыбовой или шлако-глыбовой поверхностью, будь то камень, шлак, лед или снег, он имеет постоянную тенденцию к наращиванию своей мощности. На истоке, который чаще всего представляет собой небольшой шлаковый конус, открытый в сторону движения лавы, формируется ярко выраженный лавовый желоб, по которому и происходит транспортировка лавового материала. Борта этого желоба постоянно наращиваются за счет "развальцовывания" фронтальной части потока. Лава, пройдя крутые участки склона внутри этого желоба, иногда это 400-600 м или 1.5-3.0 км, дальше растекается отдельными протяженными рукавами. Если они перекрывают или наслаиваются друг на друга, зачастую пренебрегая рельефом местности, то образуются мощные лавовые поля. Схематический профиль и последовательность формирования лавового потока изображены на рис. 4.23.

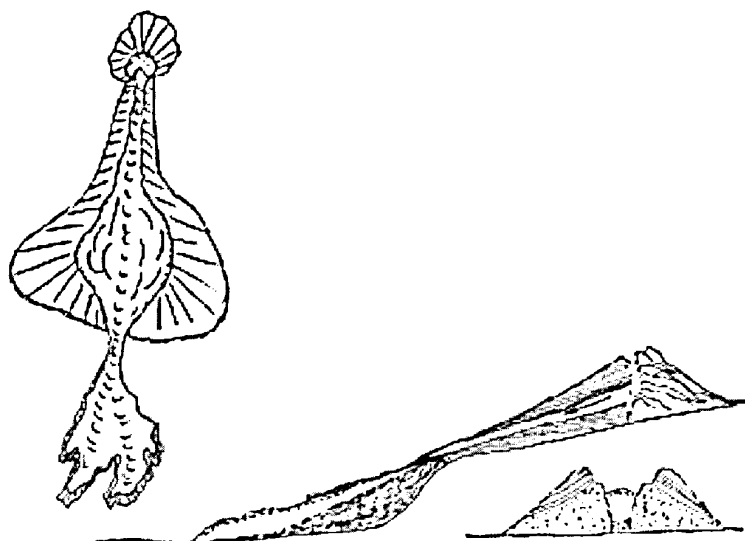


Рис. 4.23. Внутреннее строение, профиль и разрез крупно-глыбового потока типа "аа".

Зная динамику таких лавовых потоков, всегда удастся восстановить историю формирования и определить их возраст относительно друг друга, причем даже тогда,

когда лавовые языки не имели прямых контактов. Движущиеся лавовые потоки всегда отчетливо выделяются внутри лавовых полей либо свечением, которое прекращается мгновенно, как только прекращается питание осевой, несущей части потока или своей белесоватой поверхностью на более темном фоне остановившегося поля, за счет непрерывного трения отдельных движущихся блоков глыб и кусков породы на потоке.

Мониторинг динамики лавовых потоков позволил установить, что как только прекращается питание лавы на истоке, фронт лавового потока незамедлительно останавливается. Причем на это не влияет ни длина, ни мощность, ни крутизна *склона*, по которому двигался поток. На вторые сутки поток темнеет, на нем вдоль бортов и на фронте прекращаются камнепады, ночью не видно даже свечения. Через неделю на нем, как правило, появляются первые возгоны. При небольшой мощности потока (порядка 5 м), после его остановки, особенно зимой, когда он почти моментально покрывается снегом, только опытный глаз может различить его на склоне среди уже остывших потоков. За этот эруптивный цикл на склоны Ключевского вулкана излилось более 50 лавовых потоков. Некоторые из них имели мощность более 30 м. Основная масса многочисленных лавовых потоков, из которых и формировались лавовые поля, имели в среднем мощность порядка 5 м, длину 4 км, а ширину около 10 м. Лавовые потоки из вершинного кратера изливались, главным образом, в трех направлениях: по Крестовскому, Козыревскому и Апахончичевскому желобам (см. рис. 1.16). Ширина отдельных лавовых потоков в среднем равнялась также 10 м, длина менялась в зависимости от расхода и пути их движения. До тех пор, пока лавовые потоки не заполнили желоба на склоне вулкана, они не имели формы единого пластичного тела с их фронтальной части отрывались раскаленные глыбы и с огромной скоростью срывались и скатывались вниз. Вдоль бортов этой бесформенной раскаленной груды камней, напоминающей осыпь у скального останца, из-за непрерывных камнепадов из прикратерной части – широким плащом спускалась мантия сортированного глыбового материала.

Динамика и формы лавовых потоков глыбового типа "аа", изливающихся на склоны Ключевского вулкана.

1. Если лавовые потоки изливаются с постоянным расходом по ровному пологому склону вулкана, то они приобретают "классическую" форму, с ярко выраженной морфологической поверхностью – бортовыми валами, ложем и узким подвижным руслом. Мощность таких потоков всегда меньше ширины и равняется примерно 5 м. Это

самый распространенный тип шлако-глыбовых лавовых потоков. Он достаточно хорошо изучен и описан в литературе.

2. Более сложная форма потоков образуется на более крутых участках склона вулкана да еще при пульсирующим расходе лавы. Особенности механизма формирования и становления таких лавовых потоков заключаются в том, что на крутых склонах (более 35°), независимо от реологических свойств лавы, по осевой, несущей части потока начинает срываться "рубашка" и скатываться вниз, а из-за этого происходит "оголение" несущей осевой части потока. Движущаяся часть лавы на фронте при этом развальцовывается, формируя бортовые валы и теряя скорость движения. Иногда из-за неравномерного расхода лавы вблизи истока у фронта потока образуются "уступы" в виде "дамб", и из-под них, в случае увеличения расхода лавы - новая порция лавы по лавоводу (который представляет собой пластичный, несущий осевой стержень внутри лавы) может выйти на поверхность.

3. В случаях, когда лавовый поток изливается по очень крутому склону вулкана (более 35°), и им на своем пути встречаются глубокие овраги или барранкосы, (в редких случаях воронки взрыва, как на вулкане Алаид в 1972 г.), то неизбежно происходит резкий перегиб или излом лавового потока, особенно его осевой несущей пластичной части, и тогда осевая, внутренняя несущая часть потока мгновенно теряет свою сплошность, и в том месте, где приходится максимальный перегиб, происходит ее "замерзание". С этого места на лавовом потоке, при интенсивном его расходе на истоке, осевая часть потока, потеряв свою пластичность за счет охлаждения поверхности, будет по мере заполнения отрицательных форм рельефа наращивать свою мощность и очень медленно продолжать свое движение под влиянием напора новых порций расплава. До тех пор пока нагромождение глыб в виде каменных осыпей не сравняется с поверхностью склона, лавовый поток будет только увеличивать свою мощность, почти не продвигаясь вниз по склону. Только после этого лавовый поток приобретет свою правильную классическую форму и сможет продолжить свой путь.

Для большинства лавовых потоков, которые изливаются и формируются на склонах стратовулканов, присутствуют все переходные типы от "аа" до "пахое-хое". Причем известны примеры, когда даже лавовые потоки андезитово-дацитового состава имели капатную и волнистую поверхность при извержении Карымского вулкана в 1963 г.

Одним из ключевых и определяющих процессов динамики лавовых потоков остаются реологические свойства лавы, которые зависят, главным образом от температуры, а та определяются ее расходом, газонасыщенностью и газосодержанием.

Эти наблюдения могут иметь непосредственное значение при проведении вулканического районирования и позволяют объяснить широко известные факты, когда лавовые потоки при извержениях вулкана Этна, Килауэа и Питон-де-ля-Фурнез легко и стремительно "перескакивали" через дамбы и плотины, которые возводились на их пути и оставляли широкие "окна" на крутых участках склонов. Так, можно уверенно давать рекомендации: при возможности надо рыть канавы, а не строить дамбы и плотины.

Можно полагать, что предложенная модель динамики лавовых потоков будет полезна для специалистов, занимающихся механизмом остановки и изменения направления движений лавовых потоков.

С древних времен люди, обитающие на действующих вулканах, страдающие от их извержений и вновь возвращающиеся на удобренные пеплом склоны вулкана, делали попытки предотвратить наносимый ущерб от извержения и в частности вели активную борьбу с движущимися лавовыми потоками. Обычная практика это строительство дамб и плотин на пути движения лавового потока (рис. 4.24).



Рис.4.24. Активное строительство дамб для предотвращения урона от лавового потока вулкана Стромболи.

Однако исходя из опыта вулканологических исследований на Камчатке и многочисленных наблюдений за динамикой движения глыбовых лавовых потоков, автор уверен, что единственным возможным препятствием на пути движению лавового потока может быть только глубокий ров. Лава "легко" преодолевает возникшие на ее пути препятствия в виде плотин или холмов, но всегда "замерзает" на крутых участках склона.

4.8. Аэрозоли вулканического происхождения

В результате многолетних режимных наблюдений за действующими вулканами Камчатки был достаточно хорошо изучен процесс выноса твердых продуктов извержений, аккумулирующихся на поверхности земли. Существенно более сложной с технической точки зрения является проблема изучения поведения летучих компонентов и аэрозолей. Данных по прямому измерению состава и количества аэрозолей в вулканических облаках немного.

В то же время, уже первые исследования состава и концентраций микроэлементов в аэрозолях Авачинского вулкана, выполненные в Институте вулканологии ДВО РАН, позволили сделать вывод о наличии среднесрочного предвестника извержения (Дроздин, Муравьев 1984). В качестве критерия предвестника было принято существенное повышение, за месяц до извержения концентрации таких элементов как Be, Cu, В, Br, Zn, Fe, Mg, Ca, Al.

В 1993 и 1994 г. одновременно с проведением дистанционных измерений на самолетах-лабораториях Ан-30, Ан-24 и Ту-154 с помощью самолетной фильтровальной установки с производительностью прокачки воздуха 4.5 м/с. на фильтрующий органический материал ФПА-15-2.0. Отбор проб аэрозоля из вулканических облаков вулканов Ключевского, Шивелуча, Безымянного, Карымского, Авачи и Мутновского проводился вдоль и поперек распространения вулканических облаков, а для вулканов Ключевского и Шивелуча до, во время и после извержений (табл. 4.9 и 4.10). Это позволило установить для каждого вулкана его химическую специализацию структуру и состав (Богатиков, Хренов и др. 1995).

Установлено, что для каждой группы вулканов имеются свои индивидуальные особенности аэрозольной долгоживущей составляющей (частицы с размерами менее 10 мкм принято считать неоседаемой примесью в стратосфере).

Таблица 4.9.

Содержание химических элементов в выборках частиц различной формы, мас. %.

Элемент	Район отбора											
	влк. Карымский			влк. Мутновский			влк. Шивелуч			влк. Ключевской		
	S	P	N	S	P	N	S	P	N	S	P	N
Mg	0.6	2.6	2.0	0.6	1.1	0.9	0.5	1.7	1.0	0.9	1.3	1.3
Al	7.8	6.1	7.9	5.1	20.1	7.2	5.1	7.4	6.7	6.1	7.0	5.5
Si	24.3	15.8	18.4	32.0	12.5	30.5	30.5	22.0	30.5	21.0	28.0	23.4
P	-	0.7	0.5	0.7	0.7	0.03	0.1	0.03	0.01	1.1	0.6	1.5
S	0.8	1.8	2.2	0.3	1.0	0.14	0.4	0.7	0.7	1.5	0.5	2.5
Cl	0.4	0.4	1.3	0.3	0.5	0.06	0.2	0.5	0.1	1.4	0.2	0.6
K	0.8	1.4	4.9	2.0	0.9	6.6	0.8	1.6	2.6	3.2	2.4	2.2
Ca	1.0	12.3	8.8	0.5	4.3	0.6	2.8	6.3	3.7	4.9	1.6	6.6
Ti	1.5	0.3	0.2	0.1	2.2	0.2	5.8	0.6	0.4	1.8	0.5	0.2
Cr	3.0	0.02	0.05	0.2	0.3	0.01	0.03	0.2	0.01	0.4	0.01	0.13
Mn	0.3	0.1	0.01	-	0.6	0.02	0.01	0.01	0.01	0.1	0.07	0.03
Fe	12.0	7.0	3.5	6.6	5.5	2.7	1.9	6.5	3.7	5.5	4.6	4.5
Cu	0.3	0.01	0.05	0.3	0.07	0.02	-	0.3	0.01	0.7	0.13	0.5
Zn	4.0	0.1	0.4	0.1	0.7	0.2	0.14	0.5	0.02	1.1	0.8	0.8
Sn	-	0.05	4.4	-	-	-	1.5	-	-	-	0.4	0.03
Pb	2.0	0.03	0.02	-	-	-	-	-	-	0.08	0.02	-
Ni	0.2	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	0.4	0.02	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.04
Ba	-	0.04	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01

Примечание. S, P, N - структурные формы частиц (см. рис. 4.27). Прочерк - ниже порога чувствительности.

Таблица 4.10

Элементный состав аэрозолей вулканического происхождения, мас. %.

Элемент	Район отбора							
	влк. Ключевской			влк. Шивелуч		влк. Карымский	влк. Мутновский	
	05.04.93	23.08.93	03.09.93	31.03.93	27.08.93	23.08.93	03.09.93	
Fe	2.4	2.0	2.2	4.0	4.2	2.3	3.0	
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Mg	0.6	0.5	0.6	1.3	1.5	0.9	1.5	
Na	0.4	0.3	0.3	4.2	5.7	3.1	4.0	
Si	28.0	29.0	28.0	32.0	28.0	31.4	32.0	
Zn	0.3	0.4	0.3	0.5	0.6	0.6	0.3	
Ca	2.6	2.5	2.5	3.6	3.1	2.0	2.0	
Al	2.7	2.3	2.3	3.3	3.6	2.5	4.2	
K	0.01	0.01	0.5	0.01	1.9	0.9	1.5	
Ti	0.1	0.2	0.2	0.5	0.4	0.3	0.3	
B	0.1	0.1	0.1	1.2	1.2	0.1	1.0	

Элемент	Район отбора						
	влк.Ключевской			влк.Шивелуч		влк.Ка- рымский	влк.Мут- новский
	05.04.93	23.08.93	03.09.93	31.03.93	27.08.93	23.08.93	03.09.93
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cu	0.01	0.1	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01
Sn	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06	0.06	0.06
Cd	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Be	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
S	0.02	2.8	0.2	1.1	0.08	не опр.	не опр.
Cl	0.03	2.2	2.6	1.2	1.1	не опр.	не опр.
P	0.03	0.8	0.9	0.5	0.4	не опр.	не опр.

Изучение проб показало, что в целом для всех групп вулканов характерны частицы с преимущественным содержанием Si, Ca, Al, Fe. В тоже время для каждой выборки имеется ряд особенностей, к которым следует отнести:

- наличие в частицах вулкана Мутновский таких элементов, как Cd, Ti, Zn, (7% от общего числа частиц в выборке), Sb (5%);
- присутствие в частицах вулкана Шивелуч - Sn (5%);
- в выбросах вулкана Ключевского "следы" - Cr, Zn, Cu.

На рис. 4.25. показаны морфологические формы вулканического аэрозоля.

Выбросы в атмосферу вулканических газов и аэрозолей могут оказывать существенное локальное, региональное и глобальное воздействие на окружающую среду. Очевидно, что наибольшую озабоченность вызывают массовые выбросы при пароксизмальных извержениях, но кумулятивное воздействие меньших по объему, но значительно более частых спорадических или непрерывных извержений также может оказывать заметное воздействие. Проникновение твердых и жидких аэрозолей в стратосферу часто оказывает существенное воздействие на количество и распределение водяного пара в стратосфере и на радиационный баланс земной поверхности и атмосферы. Благодаря их большому количеству воздействие вулканических извержений в низких и средних широтах относительно хорошо изучено. В отличие от них воздействие эксплозивных извержений в высоких широтах на атмосферные режимы (например, выше 50° северной широты: Аляска, системы Алеутско-Камчатско-Курильской островной дуги) изучены в меньшей степени.

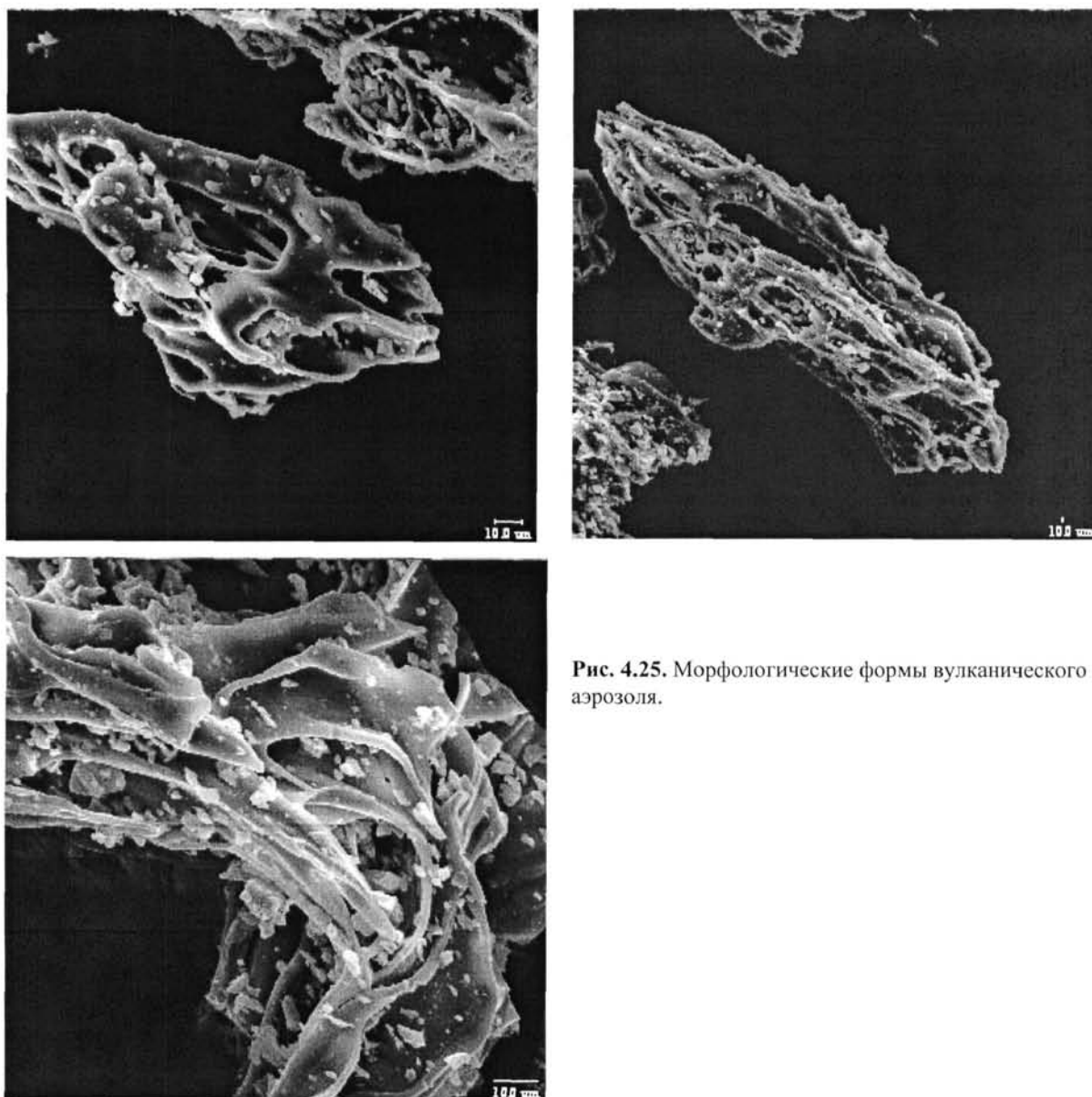


Рис. 4.25. Морфологические формы вулканического аэрозоля.

Известно около 40 случаев, когда самолеты попадали в зону вулканических облаков (риса.4.26). Хорошо известны такие примеры как, вынужденная посадка самолета авиакомпании British-Air в аэропорту Джакарты в 1982 г., при перелете из Малайзии в Австралию и вынужденная посадка Boeing –747, летевшего из Амстердама, в аэропорту Анкориджа 15 декабря 1989 г, когда он попал в пепловое облако от извержения вулкана Ридаут (Аляска). От активности только одного вулкана Пинатуба (Филлипины), было зарегистрировано 8 случаев нештатных ситуаций на борту авиалайнеров, которые заканчивались неоднократно вынужденными посадками.(T.Miller et.al., 1998, 2000; D.Pieri et.al.,1998-2001; Кирьянов и др., 2001).

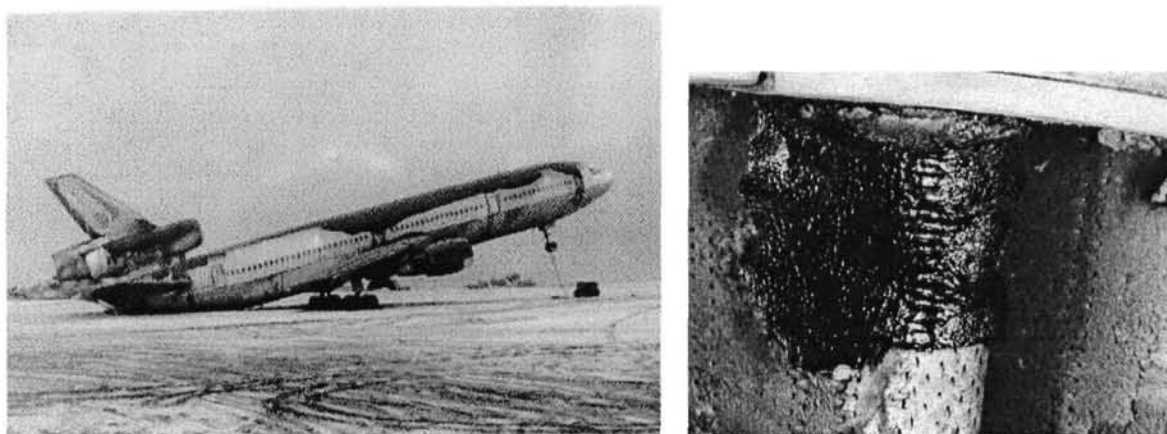


Рис. 4.26. Результат "столкновения" самолета с вулканическим облаком.

Причинами таких нештатных ситуаций, по мнению экспертов, было налипание и кристаллизация частиц пепла, состоящих, главным образом из вулканического стекла и аэрозоля на лопатках реактивных турбин.

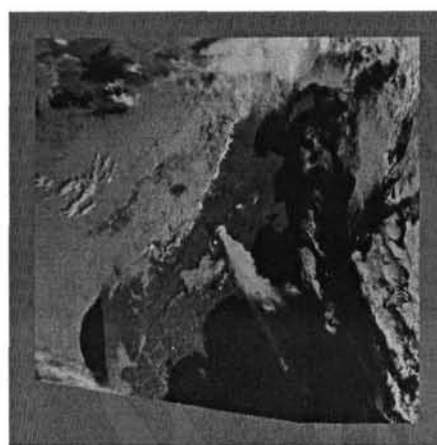
По-видимому, одним еще из пока мало учтенных факторов, влияющего на обеспечение безопасности полетов – это отсутствие радиосвязи между Землей и самолетом во время прохождения его вблизи от вулканического облака, нагруженного пеплом, в котором, как правило, возникают электрические разряды, что неизбежно приводит к отсутствию радиуправления между АДП и самолетом. Это становится особенно актуальным при выполнении радиообмена команд – “взлет-посадка”.

Вопрос постоянного и регулярного контроля за движением вулканических облаков в России пока остается открытым и требует детальных комплексных исследований, что в дальнейшем позволит предотвратить возможные авиакатастрофы на международных линиях.

Широкую известность получили материалы с борта Space Shuttle при съемки пароксизмального извержения вулкана Ключевского 1 октября 1994 г. (Рис.4.27), когда несколько Японских и Малазийских авиакомпаний на несколько часов прервали полеты своих самолетов в воздушном коридоре Камчатки.



Рис. 4.27. Пепловый шлейф от вулкана Ключевского 1 октября 1994 г.



Американские специалисты, в том числе коллега и соавтор David Pieri, (JPL/NASA), в последние годы проводят специальные исследования, целью которых является проблема контроля за распространением пепловых, вулканических облаков и поиск критериев их распознавания и отличия от атмосферных, с помощью дистанционных методов зондирования. Вопрос постоянного и регулярного контроля динамики вулканических облаков со стороны международных организаций остается открытым и требует детальных комплексных исследований, что в дальнейшем позволит предотвратить возможные авиакатастрофы.

Была смоделирована карта северной акватории Тихого океана, где показаны маршруты международных авиалиний и пепловый шлейф извержения Ключевского вулкана 01.10.94 г. (рис.4.28, 4.29).

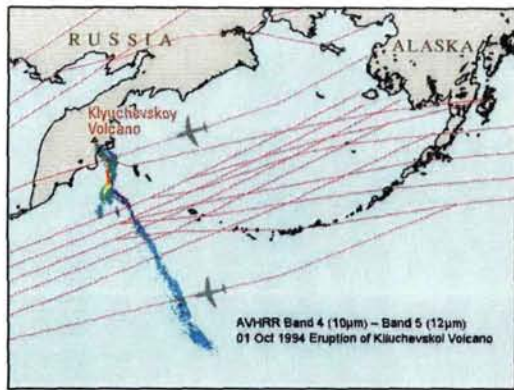


Рис. 4.28. Мониторинг эруптивного облака от извержения Ключевского вулкана 01.10.94.

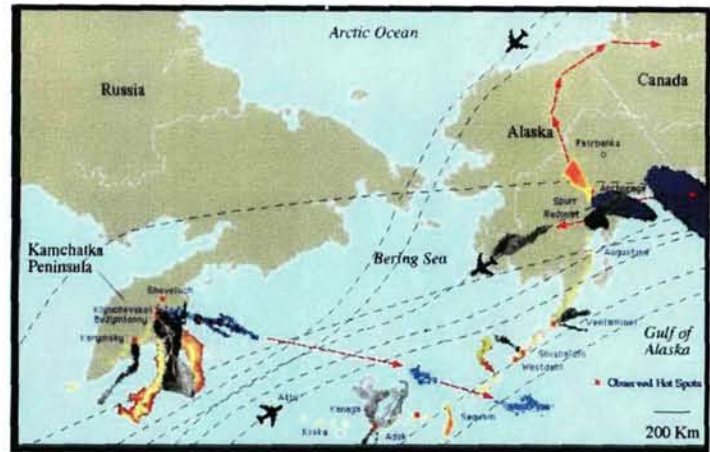


Рис. 4.29. Сценарий развития и математическое моделирование последствий от извержений вулканов в северной акватории Тихого океана и их возможная опасность на воздушные трассы самолетов.

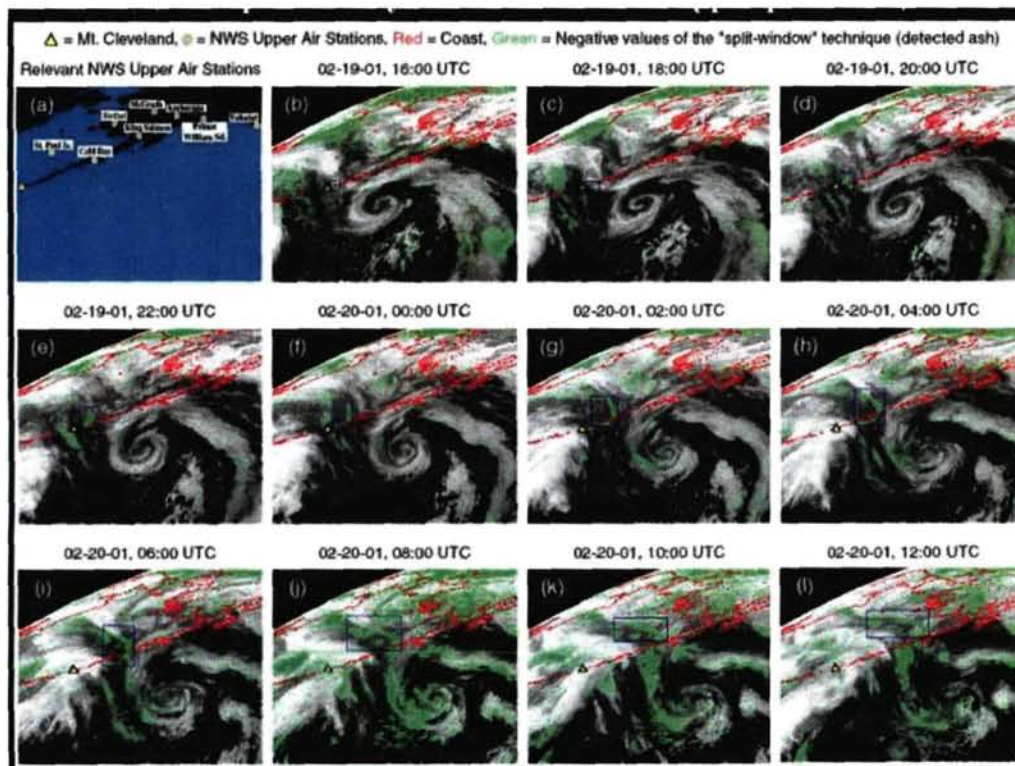


Рис. 4.30. Пример мониторинга извержения вулкана Клевеленд (Аляска) с геостационарного спутника GEOS-10 (19-20 февраля 2001 г.), предоставленные автору американскими коллегами: James J. Simpson, Gary L., Hufford, David Pieri, Rene Servranckx, 2001; D.Piere et al., 2002.

4.9. Экологические аспекты активного вулканизма

Вулканизм – явление планетарное, следствие процесса дифференциации вещества планет при их эволюции. Из недр Земли на поверхность выносятся огромные массы лавового и пирокластического материала, летучие и аэрозоли. Вулканизм одновременно и мощная созидательная сила и разрушительная. Его влияние на климат общеизвестно. Вулканический пепел и аэрозоли частично экранирует солнечное излучение и снижает среднегодовые температуры воздуха. Двуокись азота препятствует тепловой радиации Земли, а аэрозоли с двуокисью серы препятствуют солнечной радиации. Считается, что оледенение 73 тыс. лет назад инициировано гигантским извержением вулкана Тамборо на Суматре. Именно в это время на территории Канады наступила "вулканическая зима"

В настоящее время ведутся поиски критериев, позволяющих коррелировать временную зависимость изменения климата от катастрофических извержений. Произшедшие за последнее десятилетие природные катастрофы резко стимулировали международное сообщество к объединению научного потенциала и материальных средств, с целью организации слежения и контроля за быстротекущими процессами на Земле. Такие катастрофические извержения вулканов как, например, Везувия 79 г. н.э., Тамбора в 1815 г., Ксудач в 1907 г., Катмай в 1912 г., Безымянного в 1956 г., Шивелуч в 1964 г., Сент-Хеленс в 1980 г., Пинатуба в 1991 г. стали хрестоматийными при описании влияния последствий извержений на окружающую среду. Последствия от катастрофических извержений всегда ужасны. В одних случаях страдает только природная среда, в других - гибнут люди и города. Несмотря на то, что катастрофические извержения активных вулканов повторяются с завидной регулярностью, память человеческая настолько "коротка", что люди снова обживают окрестности вулкана, возвращаясь на плодородные земли (пепел является прекрасным минеральным удобрением), и неизбежно опять подвергают себя смертельному риску.

В первую очередь при извержениях, наибольшую опасность представляют образования раскаленных пирокластических потоков (лавин),двигающихся со скоростью более 300 км/час. Они нагружены камнями, пеплом и удушающим газом. Температура пирокластических потоков достигает 1000⁰. Их возникновение, как правило, происходит при извержениях вулканов кислого состава. Сели и лахары могут возникать как от выбросов пирокластического материала (шлак и пепел), так и от излияния лавовых по-

токов. Двигаясь с огромной скоростью они, как и пирокластические потоки сметают все на своем пути.

С древних времен, люди обитающие на действующих вулканах и страдающие от их извержений, предпринимали и предпринимают попытки предотвратить наносимый ущерб от извержения и в частности, вели активную борьбу с движущимися лавовыми потоками. Обычная практика это строительство дамб и плотин на пути движения лавового потока. Наиболее экзотичные способы остановить или изменить направление движения лавовых потоков применялись при извержении вулкана Сурсэй в 1973 г. (Исландия). Лавовый поток пошел в сторону бухты и мог перекрыть вход в гавань. Были применены мощные водяные насосы, направленные на фронт лавового потока. В результате лавовый поток остановился. В 1983 году во время извержения на вулкане Килауза была предпринята попытка бомбометание фронта лавового потока, с целью изменить направление его движения и отвести угрозу от города Калапана, но это оказалось не эффективным – за три месяца город был разрушен. На вулкане Пик Сарычева (о.Матуа, Курилы), где во время войны располагался штаб Квантунской армии, в кратере вулкана японцами был выкопан туннель для отвода лавы, но как показали дальнейшие извержения – лава по туннелю не пошла. Исходя из опыта вулканологических исследований на Камчатке и многочисленных наблюдений за динамикой движения глыбовых лавовых потоков, автор уверен, что единственным возможным препятствием на пути движению лавового потока может быть только глубокий ров. Лава всегда преодолевает возникшие на ее пути препятствия в виде плотин или холмов, но часто "замерзает" на крутых участках склона. Тому есть многочисленные примеры, когда при движении лавовых потоков во время извержения вулкана Алайд (о. Атласова, Курильские острова) в 1972 г. (Авдейко, Хренов, Флеров и др.1974), Карымского (Хренов и др. 1982), Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975-76 гг., Ключевского – лавовые потоки всегда останавливались перед крутыми участками склона и стремились их обойти. Эти наблюдения могут иметь непосредственное значение при проведении вулканического районирования и позволяют объяснить широко известные факты, когда лавовые потоки при извержениях вулкана Этна, Килауза и Питон-де-ля-Фурнез легко и стремительно "перескакивали" через дамбы и плотины, которые возводились на их пути и оставляли широкие "окна" на крутых участках склонов. Так, можно уверенно дать рекомендации: надо по возможности рыть канавы, а не строить дамбы и плотины. Наилучший контроль и каскад инженерных сооружений созданы вокруг вулкана Саку-

радзима (Япония). Система из сейсмических датчиков и наклономеров установлена в штольне, пробитой перпендикулярно к каналу вулкана, на 1800 м. Дренажные канавы, мощные противопожарные и селевые сооружения предполагают снизить разрушительный эффект от извержения.

При взрывных извержениях, от большого количества пепла обрушаются кровли и крыши строений, уничтожаются посевы и пастбища, создается реальная угроза электрическим подстанциям, линиям электропередач и коммуникациям, возникает угроза для реактивной авиации и т.д. Извержения на Камчатке и Курильских островах наносят минимальный урон, в силу малолюдности в районах активных вулканов. Однако после извержения Новых Толбачинских вулканов в 1975-76 гг. (Камчатка) на всем Толбачинском долу были уничтожены великолепные пастбища, а падеж оленей составил более 700 голов.

Под воздействием вулканической деятельности на планете происходят необратимые процессы – систематический контроль за которыми и установление их влияния на экологическую ситуацию и климат позволят лучше понять динамику происходящих событий.

Изучение проб аэрозолей показало, что в целом для всех групп вулканов характерны частицы с преимущественным содержанием кремния, кальция, алюминия, железа. Установлено так же наличие в частицах Мутновского вулкана таких элементов, как кадмий, титан, цинк, (7% от общего числа частиц в выборке).

- присутствие в частицах вулкана Шивелуч – олова (5%);
- в выбросах вулкана Ключевского "следы" – свинца, цинка меди.

Наличие в аэрозольных частицах химических элементов, при определенных условиях относящихся к токсичным: Cd, Ti, Zn, Cr, Sn и др. Учитывая огромные массы выноса аэрозолей вулканического происхождения в атмосферу, их можно рассматривать как серьезный источник загрязнения окружающей среды тяжелыми токсичными металлами.

Особый интерес представляет изучение концентраций CO и HCL в эруптивных выбросах Ключевского вулкана. Проблема связана с тем, что его вершина находится в непосредственной близости от тропопаузы (высота Ключевского 4900 м, граница тропопаузы над Ключевским вулканом около 8000 м), и при пароксизмальном извержении этого вулкана существует угроза выброса галогенов в стратосферу, т.к. их содержание в продуктах извержения достаточно велико. Важным итогом инструментальных иссле-

дований стратосферного аэрозоля является вывод о том, что слой аэрозоля из двуоксида серы оказывает существенное влияние на солнечную радиацию и термический режим Земли, т.е. изменение климата. Ежегодно в стратосферу вулканами выбрасывается около 40 млн.т аэрозолей. Из них, примерно, 1 млн.т приходится на долю тонкодисперсного пепла. Оценка их количества, изучение баланса твердого, аэрозольного и газообразного вещества – одна из важнейших задач экологического мониторинга.

4.10. Поиски критериев предвестников катастрофических извержений дистанционными методами

Долгосрочный прогноз – основан на базе данных наблюдений за историческими извержениями вулканов. Для наиболее активных вулканов планеты: Этны, Везувия (Италия), Килауэа (о-ва Гавайи), Питон-де-ля-Фурнез (о.Реюньон), Ошу, Сакурадзима (Япония), Ключевского, Безымянного, Карымского, Авачи (Камчатка) и др., для которых существует длительный ряд исторических наблюдений за их извержениями, рассчитан межпароксизмальный период покоя.

Краткосрочный прогноз опирается на инструментальные наземные и аэросъемочные наблюдения на отдельных активных вулканах.

Крупные и сильные извержения, с объемом выброшенного материала на дневную поверхность порядка 1 км^3 , происходят приблизительно 1 раз в 2-3 года. Поэтому, в принципе с помощью аэрокосмического мониторинга в течение 20 лет можно получить наблюдения за 5-10 такими извержениями.

Система аэрокосмического мониторинга катастрофических явлений предназначена для решения трех основных задач:

1. обнаружение извержений,
2. динамика развития происходящих событий,
3. прогноз и разработка сценариев возможного хода извержения, с целью оценки масштаба и их влияния на экологию.

В соответствии с особенностями физических процессов, лежащих в основе формирования, приема и преобразования электромагнитного излучения природных объектов в вулканических исследованиях должны использоваться в комплексе следующие дистанционные методы:

- дистанционное зондирование в оптическом и ИК-диапазонах,

- дистанционное зондирование в радиодиапазоне,
- отбор и анализ аэрозолей вулканического происхождения.

Дистанционные исследования в оптическом и ИК диапазонах позволяют следить за изменением морфологии кратеров вулканов (ростом и разрушением экструзивных куполов) и после фотограмметрической обработки полученных материалов производить количественные оценки объемов. Проводимые В.Н.Двигало и В.А.Дрозниным в течение многих лет режимные аэрофотосъемочные работы в оптическом и ИК диапазоне на вулканах Камчатки и Курил, позволили им выявить некоторые критерии оценки предвестников извержений для таких разных вулканов, как Ключевской, Безымянный, Шивелуч и Карымский. Наиболее эффективным методом мониторинга изменения состояния морфологии кратеров и экструзивных куполов вулканов Безымянный и Шивелуч является фотограмметрическая обработка. Фотограмметрический метод требует достаточно долгой обработки и может быть использован для получения эталонных цифровых моделей вулканов. Для оперативного формирования цифровой модели вулкана может использоваться метод интерферометрической обработки данных специальной радиолокационной съемки.

Мониторинг кратеров и склонов вулканов с применением ИК – съемки, позволит составить карты термоаномалий для каждого действующего вулкана и следить за их изменениями.

Для выявления предвестников катастрофических извержений и количественной оценки параметров вулканического процесса целесообразно также вести мониторинг с помощью радиолокационных методов. Они позволяют контролировать следующие процессы:

- внедрение магмы в постройку стратовулкана,
- динамику лавовых потоков, раскаленных лавин, селевых потоков и лахар,
- возможность фреатомагматических взрывов,
- обрушение (коллапс) постройки стратовулкана.

Внедрение магмы в постройку вулкана приводит к изменению структуры и морфологии его конуса. Этот процесс может контролироваться различными способами. Если процесс достаточно медленный, тогда изменения морфологии вулкана можно зафиксировать с помощью интерферометрической обработки радиолокационных данных.. Скорость и динамика распространения лавовых и пирокластических потоков может быть зафиксирована по изменению границы их фронта на последовательно по-

лученных с некоторым периодом радиолокационных изображениях извержения вулкана. Для этого могут использоваться как двухмерные изображения, на которых эти потоки должны быть видны в виде яркостных образов, так и последовательности цифровых трехмерных изображений.

Контроль движения раскаленных лавин и прогнозирование их распространения затруднен из-за высокой скорости их продвижения. Возможно также одновременно присутствие нескольких типов лавин с различными физическими реологическими свойствами. Для оценки средних и мгновенных скоростей движения могут быть пригодны те же методы, которые рассматривались для идентификации пирокластических и лавовых потоков. Однако большая неоднородность потоков даже в процессе одного извержения требует детального изучения и учета их электрофизических свойств и особенностей структуры формируемых ими радиолокационных образов. Для прогнозирования направления и скорости их движения могут использоваться цифровые морфологические модели вулканов и окружающей их территории.

Одним из предвестников фреатических взрывов может служить изменение уровня и структуры подземных вод в районе вулкана, что приводит к изменению электрофизических свойств почвы. Эти изменения могут быть зафиксированы по изменению яркостной картины на радиолокационном изображении земной поверхности в окрестностях вулкана. Для этих целей важную информацию могут дать длинноволновые SAR, которые позволяют получать данные об изменениях режима подземных вод. Для прогнозирования обрушения вулканов целесообразно сопоставить результаты радиолокационной съемки, проведенной одновременно в различных диапазонах длин волн. Автор уверен, что различия в этих изображениях позволят идентифицировать структуру внутренних полостей вулкана и оценить вероятность его обрушения. Для контроля быстрых процессов деформации конуса необходимо выполнить интерферометрическую обработку радиолокационных данных.

Очевидно, что пароксизмальные взрывы меняют морфологическое строение вулкана и для их контроля пригодны все перечисленные выше методы.

Практическая реализация перечисленных потенциальных возможностей мониторинга требует проведения детальных исследований по следующим направлениям:

- отработка технологии построения цифровых многомерных моделей вулканов, отражающих их морфологическую и радиояркостную структуру;

- разработка алгоритмов точной привязки и обнаружение изменений состояния вулканов по результатам дистанционного радиолокационного наблюдения;
- создание технологии выявления изменений во внутренней структуре вулканов по сопоставлению результатов съемок в СВЧ диапазонах длин волн;
- разработка принципов формирования базы данных для автоматизированного распознавания и прогнозирования развития вулканического процесса по данным дистанционного зондирования с помощью экспертных систем.

В процессе анализа возможностей мониторинга этих процессов должны рассматриваться все механизмы формирования радиолокационных изображений.

Современное состояние дистанционных исследований определяется, в первую очередь, техническим совершенством съемочной и приемной аппаратуры, особенно той, которая устанавливается на борту спутника или самолета (компактностью, рабочим спектральным диапазоном, пространственным и спектральным разрешением и т.п.). При достижении соответствующих характеристик аппаратуры важное значение приобретают проблемы знания специфических физических параметров (особенностей) конкретных исследуемых природных объектов, характеризующих их как объект исследований.

Для получения точной привязки объекта в пространстве по его импульсу технические возможности аппаратуры должны позволять регистрировать малые значения спектральной яркости объектов (высокая чувствительность) и их небольшие размеры (высокое пространственное разрешение).

Результативность систем дистанционного зондирования при проведении специальных вулканологических работ только тогда будет высокой, когда будут накоплены следующие данные: специфические спектральные характеристики вулканогенных пород, количественные различия их спектральных яркостей и классификация по типам вулканогенных пород, на основе этого возможно дешифрирование получаемых данных космических съемок

Дистанционные методы для природно-ресурсного и экологического мониторинга, в общем случае базируются на измерении и обработке собственного и отраженного излучения объектов.

Для обеспечения высокой эффективности дистанционных измерений бортовые системы должны работать в широком спектральном интервале электромагнитного излучения (от ультрафиолетового до радиофизического диапазонов). В зависимости от

конкретного вида исследуемых объектов и решаемых задач должны использоваться как активные, так и пассивные методы исследований.

Для того чтобы система мониторинга была эффективной, она должна обеспечивать непрерывный глобальный охват земной поверхности. Данные наблюдений передаются в центр приема информации, оперативно обрабатываются с целью идентификации природных катастроф (землетрясений, цунами, извержений вулканов, селевых потоков, лахаров, наводнений, торнадо, ураганов и др.) и антропогенных катастроф (разливов нефти, аварий на ядерных реакторах и пр.). Результаты обработки должны позволять фиксировать динамику, установить факт появления катастрофических изменений и давать информацию для разработки последовательности необходимых действий по их устранению или смягчению последствий. Если создать на полярных орбитах систему из 3-х спутников, (например, спутники "Молния-1") то можно постоянно получать данные для вулканов всего Земного шара с частотой раз в неделю, а для некоторых вулканов даже несколько раз в день.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты проведенных работ во многом определяются комплексным использованием методов дистанционного зондирования наряду с традиционными геологическими и вулканологическими исследованиями, которые, несомненно, расширят наши знания в области наук о Земле, позволят перейти к количественным оценкам баланса вещества в эруптивном процессе, оценить масштаб его влияния на окружающую среду.

Впервые получены прямые исследования аэрозолей вулканического происхождения для некоторых вулканов Камчатки. Установлена их химическая специализация для вулканов Ключевского, Шивелуча, Мутновского. Анализ аэрозолей вулканического происхождения позволит оценить их роль в изменении глобального климата и выполнить палеоклиматические реконструкции. Установлена роль аэрозолей вулканического происхождения в концентрации и переносе ряда тяжелых металлов, относящихся к группе опасных токсикантов.

Установлено, что в процессе извержений Ключевского вулкана, начиная с 1945 года и до настоящего времени, независимо от гипсометрического уровня выхода лавы на поверхность, объема изверженного материала и периода покоя между извержениями, состав лав Ключевского вулкана остается неизменным и отвечает глиноземистым базальтам.

В работе автора решена важная научная проблема – выявлены принципиальные условия и механизм формирования шлаковых конусов на склонах действующего вулкана – гиганта Ключевского как результат проявления центрального и ареального типов вулканизма.

Установлено также, что высокомагнезиальные и магнезиальные базальты, слагающие отдельные шлаковые конусы на склоне Ключевского, несмотря на ярко выраженные отдельные порции лавовых потоков, сохраняют постоянство химического состава. Они генетически не связаны с Ключевским вулканом и принадлежат к ареальному вулканизму.

Была выполнена идентификация шлаковых конусов, расположенных на склоне вулкана. На северо-восточном склоне преобладают шлаковые конусы ареальной зоны. Шлаковые конусы магнезиального состава на его склонах относятся к ареальному вулканизму, глиноземистые – к центральному.

Автором показано, что извержение 1932 г. (группы Туйлы) – первое историческое извержение ареального вулканизма на Камчатке. Извержение 1938 года (Билуокай) имеет смешанное происхождение: базальты верхних взрывных воронок Козея относятся к продуктам извержения центрального вулканизма (Ключевскому вулкану), а базальты нижнего конуса Билуокая – к ареальному вулканизму.

Впервые получены принципиально новые материалы аэрокосмического зондирования вулканов Камчатки и выполнена их обработка. Были использованы многочисленные аэрокосмические данные по современному вулканизму, в том числе с космических аппаратов «Алмаз-1», «Мир», «Ресурс-Ф», SPOT, Landsat, Shuttle. Автором получены и обработаны новые аэрокосмические материалы для Большого трещинного Толбачинского извержения (Северный прорыв), построена трехмерная цифровая модель с наложением на нее данных аэрокосмических съемок.

Созданы оригинальные новые цифровые карты масштаба 1:100000 вулканов Ключевской группы и детальная карта Ключевского вулкана.

Проведение исследований активных вулканов Камчатки аэрокосмическими методами (1993-1996 гг.) и анализ полученных материалов позволяют дать ряд рекомендаций методического характера.

Наиболее эффективны при исследовании структуры и динамики современной вулканической деятельности методы дистанционного зондирования в ИК и СВЧ диапазонах длин волн. При съемке в этом диапазоне на качество съемки не влияют погодные условия, что немаловажно в условиях Камчатки и Курильских островов. Так, например, в областях современного вулканизма наиболее перспективными методами дистанционного зондирования, в первую очередь, являются радиолокаторы, работающие в L (23 см) диапазоне длин волн. В этом диапазоне хорошо дешифрируются современные лавовые потоки даже на крутых склонах вулканов. При съемке в ИК диапазоне отчетливо картируются лавовые потоки, их отдельные порции, а также термоаномалии на склонах и в кратерах вулканов. Мониторинг миграций таких аномальных участков и изменения их температуры позволит выявить критерии прогноза извержений. Методы ДЗ в комплексе с вулканологическими исследованиями позволяют прогнозировать воз-

возможный сценарий развития событий, оценивать масштаб и экологический эффект последствий извержения, а также имеют важнейшее значение для контроля распространения пепловых облаков с целью обеспечения безопасности полетов в Северном регионе Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И., Широков В.А., Меняйлов И.А., Чирков А.М., Вольнец О.Л., Дубик Ю.М., Вержасова Л.П.* Извержение вулкана Алаид в 1972 году. // Бюлл. вулкан. станций. 1974. С. 64-80
- Антипин В.С., Вольнец О.Н., Флеров Г.Б. и др.* Распределение редкоземельных элементов в базальтах БТТИ 1975-1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1984, № 3, С.45-56.
- Арманд Н.А., Воронков В.Н., Никитский В.П., Панченко В.А., Петров Е.М., Саворский В.П., Сидоренко А.И., Смирнов М.Т., Сорокин И.В., Тищенко Ю.Г.* Перспективы исследований в области дистанционного зондирования Земли и экологического мониторинга. // Радиотехника и электроника, т.43, №9, 1998, С. 1061-1069.
- Арманд Н.А., Саворский В.П., Смирнов М.Т., Тищенко Ю.Г.* Исследования природных ресурсов Земли и экологический мониторинг на Российском сегменте Международной космической станции. // Исслед. Земли из космоса, №2, 2001, С. 55-60.
- Балашев Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М: «Наука», 1976, 226 с.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.Наука, 1981. 133 с.
- Богатиков О.А., Хренов А.П., Ховавко С.А., Мальцев А.Л.* Состав, структура и оценка количества аэрозолей в эксплозиях вулканов центрального типа (Камчатка). // Геология и геофизика. 1995. Т.36. № 8. С.111-116
- Богатиков О.А., Хренов А.П., Пиери Д., Блинков А.Н., Зайцев В.В., Шкарин В.Е.* Аэрокосмические исследования действующих вулканов Камчатки. // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск. Наука. 1998. С. 104-116.
- Богатиков О.А., Хренов А.П., Платэ А.Н.* Итоги и перспективы аэрокосмического мониторинга вулканов Камчатки // Катастрофические процессы и их влияние на окружающую среду. 2002. Т.1, М., С 225-238.
- Богатиков О.А., Хренов А.П., Ховавко С.А., Архипов С.А.* Структура и состав аэрозолей действующих вулканов Камчатки. // Доклады РАН. 1995 т.340. №2. С.1-5
- Богатиков О.А., Хренов А.П., Ховавко С.А., Мальцев А.Л.* Состав, структура и оценка количества аэрозолей в эксплозиях вулканов центрального типа (Камчатка) // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №8. С.111-116.
- Богоявленская Г.Е., Горшков Г.С., Токарев П.И.* О происхождении лав побочных кратеров Ключевского вулкана (1956 г.) // Бюллетень вулканологических станций, 1960, № 30, С.7-17.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка 1975-1976 гг.), М.: Наука, 1984, с.637.
- Брайцева О.А., Сулерджицкий Л.Д., Литасова С. Н., Гребзды Э.И.* Рациоуглеродные даты отложений почвенно-пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология, 1984, № 2, С.110-115.
- Былинкина А.А.* Поездка к кратерам группы Туйла в июле 1950 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 19, С.51-60.

Былинкина А.А., Горшков Г.С. Состояние Ключевского вулкана в январе - апреле 1950 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1954, № 21, С.3.

Важеевская А.А. Два типа базальтов на Камчатке // Бюллетень вулканологических станций, 1976, № 52, С.127-134.

Важеевская А.А. Особенности ареального вулканизма Камчатки // Проблемы глубинного магматизма, М.: Наука, 1979, С.97-107.

Виноградов В.Н. Муравьев Я.Д. Взаимодействие лавы и льда при извержении Ключевского вулкана 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985, № 1, С.27-37.

Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1940. № 1. 124 с.

Влодавец В.И. Макросейсмические наблюдения в районе Ключевского вулкана с 1 сентября по 31 декабря 1935 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1937, № 1, С.7-17.

Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М. Наука. 1984. с.338

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.3-7

Влодавец В.И., Дьяконов А.К., Иванов И.З., Попков В.Ф., Шаврова Н.Н. Наблюдения за деятельностью Ключевского вулкана с 1 января по 1 октября 1936 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1937, № 2, С.3-9.

Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций, 1957, № 25, С.5-95

Влодавец В.К. Посещение вершины Ключевского вулкана 28 августа 1936 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1937, № 1, С.17-19.

Войтов Г.И., Юнусов Ш.С. Изотопно-углеродный предвестник сильных землетрясений. // Докл.РАН, 1996, т.346, №3, С.392-395.

Вольнец О.Н. Вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, С.26-35.

Вольнец О.Н., Колосков А.А. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск, Наука, 1976. с.135.

Вольнец О.Н., Леонова Л.Л., Петров Л.Л., Хренов А.П. Некоторые закономерности распределения фтора в вулканических породах Курил и Камчатки. // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса, г. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 197-199

Вольнец О.Н., Флеров Г. Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 года // ДАН СССР 1976, т.228. № 6. С.1419-1422

Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Ермаков В.А., Хренов А.П. Продукты извержения 1975г. в региональной зоне шлаковых конусов вулкана Плоский Толбачик. //Материалы V Всесоюзного петрографического совещания "Проблемы петрологии" г.Алма-Ата. 1976. т. I. С. 289 –292

Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 года. // ДАН СССР. 1976. т.228 № 6. С. 1419-1422

Вольнец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Ермаков В.А. Первые результаты изучения вещественного состава пород Толбачинского извержения // Бюллетень вулканологических станций. 1977, №53, С.13-26

Вольнец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Ермаков В.А. Первые результаты изучения вещественного состава пород Толбачинского извержения. // Бюлл. вулканол. станций. 1977. № 53. С. 13-26.

Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. Сборник под ред. В.М. Сугрובה. М.: Наука, 1986. 209 с.

Гидро-геохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985, 285 с.

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.

Горельчик В.И. Сейсмическая активность Ключевского вулкана в период подготовки и развития прорыва Предсказанный в марте - июне 1983 г. // Вулканология и сейсмология, 1985, №1, С.71-87

Горельчик В.И., Левина В.И. Пространственно-временные и динамические характеристики землетрясений, связанных с извержением Ключевского вулкана в 1974 г. // Вулканология и сейсмология, 1985, № 6, С.59-79.

Горельчик В.И., Степанов В.В. Состояние Ключевского и Безымянного вулканов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1977-1973 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1977, № 53, С.53-60.

Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки, 1971-1983 гг. // Вулканология и сейсмология, 1988, № 1, С.90-101.

Горшков А.П. Кратер Ключевской сопки в августе 1963 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1964, № 37, С.33-34.

Горшков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной // Бюллетень вулканологических станций, 1954, № 23, С.24-33

Горшков Г.С. Извержение новых побочных кратеров Ключевского вулкана летом 1956 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1958, № 27, С.16-25.

Горшков Г.С. О наблюдении наклонов в окрестностях Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологических станций, 1954, № 21, С.40-43

Горшков Г.С. Сейсмические наблюдения в с. Ключи (с 28 августа по 31 декабря 1948 г.) // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 19, С.7-14

Горшков Г.С. Состояние вулканов Ключевской группы (с 30 августа по 31 декабря 1948 г.) // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 19, С.5-7

Горшков Г.С. Состояние действующих вулканов северной Камчатки в период с 16 сентября 1954 г. по 31 декабря 1955 г. // Бюллетень вулканологических станций 1957, № 26, С.3

Гусев Н.А., Добрышин Н.Ф. Теоретические основы аэрофотограмметрического метода в вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1979. №5. С.50-60.

Гущенко И.И. Активность вулканов Северной Камчатки (с 1 января по 15 октября 1958 г.) // Бюллетень вулканологических станций, 1960, № 30, С.3

Гущенко И.И. Деятельность вулканов Северной Камчатки в 1957 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1960, № 29, С.3

Гущенко И.И., Дубик Ю.М., Ермаков В.А. Терминальное извержение Ключевского вулкана в 1962-1963 гг // Бюллетень вулканологических станций, 1964, № 37, С.35-37.

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. Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С.3-16.

Двигало В.Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980-1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. с.104-109.

Двигало В.Н., Дрозин В.А. Аэрофототепловая съемка побочного извержения Ключевского вулкана им. 8 Марта // Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, С.76-77

Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Селезнев Б.В. Аэрофотограмметрические наблюдения на побочном извержении Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, С.74-75.

Действующие вулканы Камчатки, М.: Наука, 1991., 1 и 2 том.

Дитерихс Ф.М., Кулаков В.С., Святловский А.С. Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие в 1932 году // Труды Камчатской вулканологической станции, вып.2, 1948, С3-23.

Дрозин В.А. Вязкость и упругость лав кратера Пийпа // Бюллетень вулканологических станций, 1969, № 45, С.3-7

Дрозин В.А., Лялин Г.Н., Сугробов В.М. Применение теории напорной фильтрации при анализе температурного распределения в гидротермальных системах. // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1977, С.48-56.

Дрозин В.А., Муравьев Я.Д. Энергетический и экологический аспекты извержения вулкана Авачинский на Камчатке (январь 1991г.) // Вулканология и сейсмология, 1994г., № 3, С.3-19.

Дрозин В.А., Хренов А.П. Связь кристалличности продуктов с динамикой Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Бюллетень вулканологических станций. 1979, № 57; С.108-114.

Дрозин В.А., Хренов А.П. Связь кристалличности продуктов с динамикой Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 57. С.108 – 114.

Дрозин В.А., Шиндеров Б.Л. Опыт интерпретации геотермальной и инфракрасной съемок // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4, С 63-69.

Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.А., Хренов А.П., Токарев П.И., Лемзиков В.К. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымский в мае 1970 года. // Бюлл. вулкан. станций. 1972. № 48. С. 3-20

Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.А., Хренов А.П., Токарев П.И., Лемзиков В.К. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымский в мае 1970 года. // Бюлл. вулкан. станций. 1972. № 48. С. 3-20

Ермаков В.А. Извержение Ключевского вулкана в 1963-1964 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1966, № 41, С.3-10.

Ермаков В.А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов // Бюллетень вулканологических станций № 50, 1974 г., С.19-31.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977

Ермаков В.А., Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1964 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1966, № 40. С.3-8

Ермаков В.А., Трубицын С.М. О кольцевых обрушениях в кратере Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологических станций, 1966, № 40, С.25-36

Жаринов Н.А., Еремеев Н.Н. Деформации земной поверхности Ключевского вулкана, предварявшие и сопровождавшие извержение Предсказанное в 1983 г. // Вулканология и сейсмология, 1985, № 1, С.88-97.

Жаринов Н.А., Эрман В.Б., Скуридин Ю.Ф., Еремеев Н.Н., Локотко М.И. Об изучении деформаций земной поверхности на Ключевском вулкане (1978-1982 гг.) // Вулканология и сейсмология, 1984. С.67-75.

Желтков Ю.П. Деформация горных пород // Недра, М., 1966 с.1196

Желтков Ю.П. Механика нефтегазоносного пласта. М., // Недра, 1975, с 215

Заварицкий А.Н. Изучение вулканов Камчатки. Вестник АН СССР, №45, 1944

Заварицкий А.Н. Начало русской вулканологии. Сб.ч.2.. АН СССР, 1947.

Заварицкий А.Н. О вулканах Камчатки. Камч.сб.Т1. М. АН СССР, 1940.

Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. Труды СОПС, серия камчатская, 1935, 1935, вып.1.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.,Госгеолтехиздат, 1961.

Иванов Б.В., Кирсанов И.Л., Чирков А.М., Андреев В.Н., Вакин Е.А., Трухин Ю.П. Состояние вулканов Камчатки с мая 1979 г. по январь 1960 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. С. 87-99

Иванов Б.В., Кирсанов И.Т. Латеральное извержение Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, С.75

Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Чирков А.М. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978-1979 гг. // Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, С.94-99.

Иванов Б.В., Марков И.А., Чирков А.М. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1974 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1976, № 52. С.145-152.

Иванов Б.В., Хренов А.П. Состояние кратеров активно действующих вулканов Камчатки в 1977-1978 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1, с.97-101.

Иванов Б.В., Хренов А.П., Кирсанов И.Т., Чирков А.М. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978-1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 94-100

Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М., Хренов А.П., Двигало В.Н., Разина А.А., Степанов В.В., Чубарова О.С. Состояние действующих вулканов Камчатки и Курильских островов в 1982 г. // Вулканология и сейсмология, 1984, № 4, С.104-110

Иванов И.З. Газы и температура фумарол Киргурич, Туйла и Биокось // Бюллетень вулканологических станций, 1938, № 3, С.14-17

Иванов И.З. Исследование газообразных продуктов побочных вулканов Ключевской сопки и Шивелуча // Бюллетень вулканологических станций, 1938, № 4. С. 3-13.

Кадик А.А., Лукашин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. с 309 .

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964с 487 .

Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им.Пийпа в октябре-декабре 1966 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1968, № 44, С.3-11

Кирсанов И.Т., Вакин Е.А., Хренов А.П. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973г. // Бюлл. вулканол. станций. 1975. № 51. С. 3-18

Кирсанов И.Т., Вадеевская А.А. Извержения кратеров Пийпа и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане // Вулканизм и глубины Земли, М.: Наука, 1971, С.157-160.

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., Пономарев Г.П., Штейнберг Г.С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологических станций, 1973, № 49, С.93-98.

Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Вакин Е.А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1975, № 51. С.3-18.

Кирьянов В.Ю., Фелицын С.Б. Вулканический пепел как природный фактор риска для авиации (по данным исследования свойств пепловых частиц) //Вулк. и сейсм. 2000, №3, С 1-18.

Кирьянов В.Ю., Чубарова О.С., Сениуков С.Л., Евдокимова О.А., Гарбузова В.Т. Группа по обеспечению безопасности полетов от вулканических пеплов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги, Петропавловск-Камчатский, 2001, С.408-423

Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Разработка методов измерения и измерение тепловой мощности гидротермальных систем. Отчет ИВ. 1969, 88 с.

Колтунов И.А., Чиркина Л.Я., Монастырев А.П. и др. Обработка изображений. Избранные

методы и алгоритмы. Часть 1. Препринт С.26-88, 31. Часть 2. Препринт, ФТИНТ АН УССР, Харьков, 1988. С.27-88, 37

Колясников Ю.А. К проблеме происхождения базальтовых магм // Вулканология и сейсмология, 1982, № 3, С.59-71.

Конов А.С., Озеров А.Ю. Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана и сопровождающем их вулканическом дрожанием // Вулканология и сейсмология, 1988, № 3, С.21-38

Крашенинников С.П. Описание Земли Камчатки. Т.1 и 2, АН СССР, 1949. с.650

Кронберг П. Дистанционное изучение Земли. 1988. М.: Мир. с.350.

Кропоткин П.Н. Механизм движения земной коры. //Геотектоника, №5, 1967.С 37-41

Кулаков В.С. Паразитические кратеры, возникшие в 1932 г. у подножья Ключевского вулкана на Камчатке. Запад. Ленингрл.горн.инст., 1934, с.8.

Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана // Геохимия, 1974, № 6, С.875-884.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии, Т.1, М.: Наука, 1971. с. 498.

Лялько В.И. Тепломассоперенос в литосфере. Киев, Наукова Думка, 1985, с.260.

Макаров В.И., Трифонов В.Г. Космос и геология. //Новое в жизни, науке и технике. Сер. Науки о Земле. М.: Знание, 1987. с. 48.

Малеев Е.Ф., Ванде-Кирков Ю.В. Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана // Бюллетень вулканологических станций 1973, № 49, С.70-76

Мархинин Е.К. Количество газовых компонентов, участвовавших в вулканических взрывах при извержении кратере им. Пийпа в 1968 г. // Бюллетень вулканологических станций 1968, № 4, С.30-42.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.Наука.1967. с. 254

Мархинин Е.К., Башарина Л.А., Борисов О.Г., Борисова В.Н., Пугач В.Б., Тиммербаева К.М., Токарев П.И. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1958-1959 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1961, № 31, С.3

Мархинин Е.К., Пугач В.Б., Мархинина С.Н. Об естественной намагниченности пепловых слоев района Ключевской группы вулканов // Бюллетень вулканологических станций, 1962, № 33, С.44-57.

Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1961 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1964, № 35, С.3

Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование М.: Наука. 1980. с. 212.

Мелекесцев И.В. и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 440.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах // Вулканология и

сейсмология, 1984, № 4, С.14-23.

Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта. // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука. 1991. С. 74-79

Меняйлов А.А. Деятельность Ключевского вулкана в 1946-1948 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 17, С.6-24

Меняйлов А.А. Извержения Ключевского вулкана и деятельность некоторых камчатских вулканов в 1937 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1938, № 4, С.3.

Меняйлов А.А. Макросейсмические наблюдения в Ключевском районе в 1937-1938 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1939, № 7, С.24-28

Меняйлов А.А., Набоко С.И. Деятельность Ключевского вулкана (с 1 апреля по 1 октября 1938 г.) // Бюллетень вулканологических станций, 1939, № 7, С.3-9.

Меняйлов А.А., Набоко С.И. Деятельность некоторых Камчатских вулканов в конце 1937 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1939, № 5, С.3-5.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Вулканы Северной Камчатки в 1962- 1963 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1964, № 37, С.3-16.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Восточной Камчатки в районе Ключевской группы вулканов. // Вулканология и сейсмология, 1985, №2, С.84-92.

Набоко С.И. Газы и температуры фумарол Туйлы в 1938 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1939, № 7, С.22-24.

Набоко С.И. Деятельность побочного кратера Билюкая в период июль-сентябрь 1938 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1940, № 8, С.5-7

Набоко С.И. Извержение Билюкая – побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 году // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947. № 5. 134 с.

Набоко С.И. Лава Апахончича, побочного кратера Ключевского вулкана, образовавшегося в 1946 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 17, С.24-27

Набоко С.И. Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся 23 октября 1946 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1949, № 16, С.3-12.

Набоко С.И. О воде и газообразных продуктах Билюкая // Бюллетень вулканологических станций, 1946, №12, С.9-14

Набоко С.И. Состояние побочных кратеров Ключевской сопки в 1946-1948 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1953, № 17, С.27-32

Неймайр М. Вулканы и Землетрясения, С-П.,1902, с277

Овсянников А.А., Хренов А.П., Муравьев Я.Д. Современная фумарольная деятельность на вулкане Дальний Плоский // Вулканология и сейсмология, 1985, № 5. С.97-99

Овсянников А.А., Хренов А.П., Муравьев Я.Д. Современная фумарольная деятельность на вулкане Дальний Плоский. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 97-98

Озеров А.Ю., Арискин А.А.Г.А.Бармина. Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // *Петрология*. 1997. Т.5 № 6. С.614-625.

Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. с. 200.

Панов В.К., Слезин Ю.Б. Механизм формирования лавового поля побочного прорыва Предсказанный (1983 г. Ключевской вулкан). // *Вулканология и сейсмология*, 1985, № 3, С.3-13.

Панов В.К., Слезин Ю.Б., Сторчеус А.В. Механические свойства лавы побочного прорыва Предсказанный (1983 г. Ключевской вулкан). // *Вулканология и сейсмология*, 1985, № 1, С.21-28.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., Наука, 1973, с.317.

Петров Л.Л., Хренов А.П. Бериллий, бор и фтор в базальтах прорыва Предсказанный и закономерности их распределения в продуктах извержения Ключевского вулкана // *Вулканология и сейсмология*, 1985. № 3, С.14-24.

Петров Л.Л., Хренов А.П. Бериллий, бор и фтор в продуктах извержения вулкана Алаид в 1972 году (прорыв Олимпийский). // *Ежегодник ГЕОХИ СО АН СССР г. Иркутск*. 1976. С. 34-42

Пийп Б.И. Деятельность вулканов Ключевской группы (с декабря 1940 г. по май 1941 г.) // *Бюллетень вулканологических станций*, 1946, № 12, С.70-74.

Пийп Б.И. Извержение кратера Былинкиной // *Бюллетень вулканологических станций*, 1954, № 20, С.38-48.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // *Тр. Лаб. вулканологии*, 1956, вып. II, 309 с.

Пийп Б.И. Образование нового побочного кратера Беянкина (телеграфное сообщение) // *Бюллетень вулканологических станций*, 1954, № 22, С.3-6

Пийп Б.И. Состояние активных вулканов Камчатки с июня 1941 г. по апрель 1943 г. // *Бюллетень вулканологических станций*, 1946, № 13, С.3-6.

Пийп Б.И. Состояние действующих вулканов Камчатки с мая 1943 г. по ноябрь 1944 г. // *Бюллетень вулканологических станций*, 1953, № 17, С.3

Пийп Б.И. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1954 г. (за период с 1 января по 15 сентября) // *Бюллетень вулканологических станций*, 1956, № 24, С.3-14

Пийп Б.И. Состояние действующих вулканов северной Камчатки с мая 1950 по октябрь 1951 гг. // *Бюллетень вулканологических станций*, 1954, № 21, С.3-6

Пийп Б.И. Состояние действующих вулканов северной Камчатки с ноября 1951 по октябрь 1952 г. // *Бюллетень вулканологических станций*, 1954. № 21, С.6-11

Пийп Б.И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944- 1945 гг. // *Бюллетень вулканологических станций*, 1948, № 14, С.3.

Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканических аппаратов // *Вулканология и сейсмология*, 1981, № 5, С.22-37

Поляков В.М. Дистанционное зондирование природной среды радиофизическими методами. М., Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 1994, с.104

Попков В.Ф. Макросейсмические наблюдения в районе вулканов Ключевской и Плоский Толбачик с 3 июня 1939 г. по 22 июня 1940 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1947, № 11, С.14-22.

Попков В.Ф. Макросейсмические наблюдения в районе Ключевского вулкана с 11 ноября 1938 г. по 12 апреля 1939 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1941, № 9, С.11-19.

Попков В.Ф. Наблюдения за деятельностью вулканов Ключевского и Плоского Толбачика с 1 июля 1939 г. по 1 января 1940 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1947, № 11, С.3.

Попков В.Ф. Наблюдения за деятельностью Ключевского вулкана с 1 апреля по 1 июля 1939 г. // Бюлл.вулк.с т.на Камчатке, 1941, № 10, С.4-5.

Попков В.Ф. О деятельности Билокая в 1938-1939 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1946, № 12, С.18-29

Попков В.Ф. Состояние Ключевского вулкана в 1940 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1946, № 12, С.54-64.

Попков В.Ф., Иванов И.З. Деятельность Ключевского вулкана за первый квартал 1939 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1941, № 9, С.3

Попков В.Ф., Иванов И.З. Наблюдения за деятельностью Ключевского вулкана с 1 октября по 31 декабря 1938 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1940, № 8, С.7-39.

Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, Наука, 1981, 181 с.

Разработка метода прогноза извержений вулкана Авачинский по аэрозольному предвестнику. /Я.Д.Муравьев, С.М.Фазлуллин, Ю.К.Серафимова и др. // Научно-технический отчет по х/д/ № 10. Петропавловск-Камчатский. 1993, с.31

Реклю Э. Вулканы. // Вып. сочинения «Земля», М.,1914, с.155

Рикитаки Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. с. 250.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М. Мир, 1964. с.437

Святловский А.Е. Атлас вулканов СССР, М.: Из-во АН СССР, 1959. с.174.

Святловский А.Е. О генетической классификации вулканов Камчатки //Бюлл.вулк.ст. №27, 1958.

Святловский А.Е. О новейшей тектоники Ключевской группы вулканов //Бюлл.вулк.ст. №26, 1958.

Святловский А.Е. Структурная вулканология М., «Недра», 1971. с. 231.

Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А. Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок 1950, 1967 и 1976-1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С.52-64.

- Сирии А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, с. 195.
- Сладкопевцев С.А.* Изучение и картографирование рельефа с помощью аэрокосмической информации. М.: Недра, 1982. с. 216.
- Слезин Ю.Б.* Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 1. Теоретическое описание движения магмы в канале вулкана // Вулканология и сейсмология, 1983, № 5, С.9-17.
- Слезин Ю.Б.* Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 2. Условие неустойчивости расхода и природа катастрофических эксплозивных извержений // Вулканология и сейсмология, 1984, №1, С.23-35.
- Степанов В.В., Чирков А.М.* Активности вершинного кратера Ключевского вулкана в январе - марте 1980 г. // Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, С.103-105.
- Таракановский А.А.* Ареальный вулканизм Ключевского дола, некоторые особенности строения // Бюллетень вулканологических станций, 1978, № 54, С.61-67.
- Таракановский А.А.* Соотношение ареального и центрального типов вулканизма // Проблемы глубинного магматизма, М.: Наука, 1979, С.108-116.
- Тиррель Г.В.* Вулканы. ОНТИ, 1934. с.220
- Токарев П.И.* Извержение вулкана Ключевского в марте - июне 1984 г. и оценка его состояния по оперативным данным // Вулканология и сейсмология, 1985, № 1, С.106-109.
- Токарев П.И.* Предвестники вулканических извержений // Вулканология и сейсмология, 1985. № 4, С.108-119.
- Токарев П.И.* Предсказание места и времени начала Большого трещинного Толбачинского извержения в июле 1975 г. // Доклады АН СССР, 1976, т.229, №2, С.439-442.
- Токарев П.И.* Прогноз извержения вулкана Ключевской в марте 1983 г. // Вулканология и сейсмология, 1985, № 4, С.3-8.
- Токарев П.И.* Регистрация взрывов Ключевского вулкана в 1962 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1964. № 37, С.37-52.
- Токарев П.И.* Сейсмический режим вулканов Ключевской группы в 1964 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1967, № 43, С.3.
- Токарев П.И.* Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки в 1964 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1966, № 41, С.10-15.
- Токарев П.И., Зобин В.М.* Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций, 1970, № 46, С.15-17.
- Токарев П.И., Широков В.А.* Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки, в 1965-1966 гг. // Бюллетень вулканологических станций, 1969, № 45, С.7-12.
- Токарев П.И., Широков В.А., Зобин В.Д.* Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера им.Пийпа в октябре-декабре 1966 г. // Бюллетень вулканологических станций, 1968, № 44, С.11-30.

- Трифонов В.Г. и др.* Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988, с.130
- Устиев Е.К.* Анойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. //М. Госгеолтехиздат, 1961, с. 122.
- Федотов С.А.* Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С.23-45.
- Федотов С.А.* О внедрении даек и механизме трещинных извержений // Вулканология и сейсмология, 1982, № 6, С.79-96.
- Федотов С.А.* О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология, 1980, № 4. С.3-29.
- Федотов С.А.* Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология, 1982, № 4, С.3-28
- Федотов С.А.* Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология, 1982, № 3, С.3-17.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмологические данные о механизме и развитии Большого трещинного Толбачинского извержения // Бюллетень вулканологических станций, 1979, № 56, С.3-14
- Федотов С.А., Горицкий Ю.А.* Расчет охлаждения магмы в цилиндрических питающих каналах вулканов при движении магмы и после ее остановки // Вулканология и сейсмология, 1981, №5, С.3-21
- Федотов С.А., Горицкий Ю.А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Часть 1 // Вулканология и сейсмология, 1979, №6, С.78-93.
- Федотов С.А., Горицкий Ю.А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Часть II // Вулканология и сейсмология, 1980, №1, С.3-15.
- Федотов С.А., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Разина А.А., Селиверстов Н.И., Степанов В.В., Чирков А.М., Хренов А.П.* Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3-23
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология, 1988, № 2, С.3-42.
- Федотов С.А., Иванов Б.В., Гуценко И.И., Двигало В.Н., Жаринов Н.А., Чирков А.М., Хренов А.П.* Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980-1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 3-27
- 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 г. // Вулканология и сейсмология, 1985, № 5. С.3-23.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А.* Ключевской вулкан, его деятельность в 1932-1986 гг. и возможное развитие. //Вулканология и сейсмология. 1986. № 4. С. 3-16.

Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А., Двигало В.Н., Чирков А.М. Извержения вулканов Камчатки и Курильских островов в 1980-1985 гг. Вулканизм и связанные с ним процессы Тезисы докладов VI ВВС. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 61-62

Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. Камчатка. //ДАН СССР. 1976, т.228 № 5. С. 1193-1196

Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.А., Гусев Н.А., Разина А.А., Хренов А.П. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975г. // Бюлл. вулканол. станций. 1977. № 53. С. 3-22

Фирстов П.П., Сторчеус А.В. Акустические сигналы, сопровождавшие извержение вулкана Ключевской в марте - июне 1983 г. // Вулканология и сейсмология, 1987, № 5, С.66-80.

Флеров Г.Б., Хренов А.П. Особенности дифференциации и кристаллизации базальтового расплава в вулканическом канале прорыва Олимпийский (вулкан Алайд). // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. г.Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 172-173

Фрих-Хар Д.И. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М..Наука, 1977, с.118.

Хэт Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород.М.,Мир.,1975. с. 506.

Хренов А.П. Вулканы Камчатки. // Наука в СССР, М.; 1989. № 2. С.93-103

Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.; Наука, 1982. с.129

Хренов А.П. Кристаллизация базальтового расплава в процессе извержения. // Проблемы глубинного магматизма. М.; Наука. 1979. С.76-80.

Хренов А.П. Сравнительная характеристика продуктов вулканической деятельности в зависимости от динамики извержения. //Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов г. Владивосток. 1976. С. 127-128

Хренов А.П., Апаньев В.В., Андреев В.Н., Озеров А.Ю. Петрологические особенности лав Ключевского вулкана. Вулканизм и связанные с ним процессы Тезисы докладов VI ВВС. Петропавловск-Камчатский. 1985.

Хренов А.П., Апаньев В.В., Балувев Э.Ю., Литасов Н.Е., Озеров А.Ю. Петрология продуктов побочного извержения Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.). // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С.47-70.

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. Ключевской вулкан. //Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991, С. 106-145.

Хренов А.П., Дубик Ю.М., Иванов Б.В., Овсянников А.А., Таран Ю.А., Пилипенко В.П., Фирстов П.П., Чирков А.М. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за десять лет (1970-1980 гг.). // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 29-48

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., Муравьев Я.Д., Слезин Ю.А., Жаринов Н.А.; Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный в 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. М.: Наука. 1999. № 6. С. 77-89.

Хренов А.П., Платэ А.Н. Методика комплексного использования данных дистанционного зондирования для оценки масштаба опасности природных катастроф, вызванных извержениями вулканов. Материалы Всероссийской научной конференции, "Дистанционное зондирование земных покровов и атмосферы аэрокосмическими средствами", г. Муром. 2001. С. 410-414.

Хренов А.П., Платэ А.Н., Зайцев В.В., Шкарин В.Е. Аэрокосмические исследования в областях современного вулканизма. В сб. Международного семинара // Использование космической техники для изучения движений земной коры Азиатско-Тихоокеанского региона, Иркутск, 2002. С. 44-46

Хренов А.П., Чирков А.М. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980-1984 гг. // Вулканология и сейсмология, 1986, № 2, С.3-20.

Христианович С.А. Исследования механизма гидравлического разрыва пласта. // Труды института геологии и разработки гор.иск., Т.2., 1960, АН СССР, с 320

Шерман С.И., Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения и их линейный анализ // Геотектоника, М. Наука, 1972, с.23-42

Шеймович В.С. Патока М.Г. Питающие системы вулканов. // Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, С.21-32

Шилин Б.В. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 248 с.

Штейнберг Г.С. Состояние некоторых вулканов Камчатки в 1964 г. (по данным аэрооблета) // Бюллетень вулканологических станций, 1966, № 40, С.3

Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. // Геотектоника, №6, 1966. С48-63.

Abrams M., Abbott E. and Kanle A. Combined Use of Visible, Reflected Infrared, and Thermal Infrared Images for Mapping Hawaiian Lava Flows // Jour.of Geophys.Res. 1991. Vol.96. NO. B1. P.475-484.

Arculus R.J., Halliday A.N., Holden P., Davidson J., Spearing O.R., Valley J.V., Khrenov A.P., Okrugin V.M., Fedotov S.A. High-Mg/High-Al basalt genesis: Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, //USSR E.T.A.G.U. S.-Francisco, 1988, 1494.

Arculus R.J., Khrenov A.P., Halliday A.N., Holden P., Davidson J., Spearing O.R., Valley J.V., Okrugin V.M., Fedotov S.A. High-Mg/High-Al basalt genesis: Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, //USSR. E.T.A.G.U., S.-Francisco. 1988. P. 1494

Cassins R., Marino C.M., Tonelli F.M. Remote sensing Techniques applied to the study of Italian Volcanic Areas: The results of the Repetition of the Airborne I.R. survey compared to the previous data. Proceedings Ninth Symposium on Remote Sensing

Dawson G.B. The nature and assesment jf hecot flow from hyd- rothermal areas New Zealand. J. Geol. Geophys., 1964, v. 7.

Faney J. Satellite Atlas of the World. Washington, D.C.,// National Geographic. 2000.p.222

Fedotov S.A., Khrenov A.P., Dvigalo V.N., Ivanov B.V., Zharinov N.A. The main eruptions of volcanoes in Kamchatka and Kurile island in the 1980's. //International union of Geodesy and Geophysics (IVGG) XIX General Assembly. Vancouver, Canada. 1987. V. 2. P. 1320

Fedotov S.A., Khrenov A.P., Ivanov B.V., Zharinov N.A., Chirkov A.M. Eruptions of volcanoes of the Kurile-Kamchatka arc in period of 1980-1985. //International volcanological Congress. N. Zealand. 1986. P. 240

Fedotov S.A., Khrenov A.P., Zharinov N.A. Klyuchevskoy eruptions. //Bulletin of volcanology 1990. № 27. P. 33-34

Gurner R.J., Foster J.L., Parkinson C.L. //Atlas of satellite observations related to global change. Cambridge University Press, 1993. 470 p.

Holasek, R.E., and W.I. Rose Anatomy of 1986 Augustine Volcano eruptions as recorded by multispectral images processing of digital AVHRR weather satellite data, //Bull. Vole. 1991

Kahle A., Gillespie A., Abbot E., Abrams M., Walker R., Hoover G. Rtlative Dating of Hawaiian Lava Flows Using Multispectral Thermal Infrared Images: //A New Tool for Geological Mapping of Young Volcanic Terranes. J.Geoph.Res., 1988, vol.93, no.B12, P.15239-15251

Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy Volcano, Russia: The Role of High-Flux Recharged, Tapped, and Fractionated Magma Chamber (s) in the Genesis of High- Al_2O_3 from High – MgO Basalt // J. Petrology, 1994. Vol.35, Part 1, 1-41.

Khrenov A.P. Airborne Remote Sensing of the Active Kamchatka Volcanoes from the Laboratory Planes An-30, An-24, Tu-154 and 11-18. in 1993-95. //ERIM San-Francisko. 1996. T. 1. P. 481-489.

Khrenov A.P. Dinamic of Eruptions and petrology of lavas of Klyuchevskoy volcano // Kagoshima International Conference on volcanoes. 1988. P. 302

Khrenov A.P. Evolution and development of central type gigantic volcanoes. // International Volcanological Congress. Mainz, FRG, 1990. P.174

Khrenov A.P., Dvigalo V.N. Geological effect of Klyuchevskoy eruptions in 1932-1988. Continental Magmatism. General Assembly. Santa Fe, New Mexico, USA. 1989. P. 152

Khrenov A.P., Pieri D., Blinkov AN., Zaitsev V.V., Shkarin V.E. Airborne Remote Sensing of Active volcanoes in Russia in 1993-1996. Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver, BC, Canada. 1999. II. P. 70-77

Khrenov A.P., Shkarin V.E., Zaitsev V.V. Analysis of the Areal Volcanism Zones of Klyuchevskoy Volcano using SIR-C Data. // Applied Geologic Remote. Sensing. Denever. Colorado, USA. 1997.

Kushiro I., Yoder H.S., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite. // Geol.Soc. Amer.Bull. 1968.v.79.№ 12.p. 1655-1692.

James J. Simpson, Gary L., Hufford. David Pieri, René Servranckx //The February 2001 Eruption of Mt. Cleveland, Alaska: Case Study of an Aviation Hazard

- ICAO, 2001: International Civil Aviation Organization Manual on Volcanic Ash, Radioactive Material and Toxic Chemical Clouds. ICAO Doc 9766-AN/954, First Edition - 2001.
- Miller, E., .Volcanic Ash and Aircraft Operations,. 1994, p. 203-206 in T. Casadevall, ed., Volcanic Ash and Aviation Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety, U.S. Geological Survey Bulletin 2047, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 450pp.
- Miller, T.P., R.G. McGimsey, D.H. Richter, J.R. Riehle, C.J. Nye, M.E. Yount, and J.A. Dumoulin, 1998, *U.S. Geological Survey Open-File Report 98-582*, Alaska Volcano Observatory, Anchorage, AK, 104pp.
- Miller T.P., Casadeval T.J.* Volcanic Ash Hazards to Aviation // Encyclopedia of Volcanoes. 2000. P.915-930.
- Miller, T.P., and T.J. Casadevall,: Volcanic ash hazards to aviation, in The Nordic //Volcanological Institute, Reykjavik, Iceland. Pudykiewicz, 1999, pp. 915-930
- Mount Etna Volcano (*Romolo Romano*), //Memorie Della Societa Geological Italiana,V.XXIII, 1982.p.205
- Pieri D.C., Glaze L.S., Abrams M.J.* Thermal radiance observations of an active lava flow during the June 1984 eruption of Mount Etna // *Geology*. 1990. v.18. P.1018-1022.
- Pieri D.C., Khrenov A.P., Droznin V.A., Dvigalo V.N. et al.* The 1993 Airborne Multispectral Thermal Infrared Survey of Volcanoes on the Kamchatka Peninsula, Russia. 1995, EOS, Transactions, American Geophysical Union, 15p.
- Pieri D.C., Khrenov A.P., Miller T.P. et al.* The 1993 Airborne Multispectral Thermal Infrared Survey, of Volcanoes on the Kamchatka Peninsula, Russia. // EOS, TRANSACTIONS, American Geophysical Union. 1995. P. 1-16.
- Sparks, R.S.J., M.I. Bursik, S.N. Carey J.S. Gilbert L.S., Glaze H., Sigurdsson, and A.W. Woods, 1997, // *Volcanic Plumes*, John Wiley & Sons, New York, 574pp.
- Volcanic Ash Airports // USGS Open File Report. 1993. V.93-5128. 52p.
- Volcano Plume, *Eos Trans. AGU, 81 (48), Abs. V61B-12.*
- Yamanouchi, T.K., K. Suzuki, and S. Kawaguchi*, 1987, Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHR, // *Met. Soc. Japan*, 65 ,pp. 949-961

ПРИЛОЖЕНИЕ

Химические составы пород вулканов Ключевской группы и Ключевского вулкана (вес.%).

NN	Место отбора образца	Характеристика	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O ₊	H2O ₋	P2O5	SUMMA
3-1	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, фронт лавового потока	52,310	0,770	14,750	1,900	6,380	0,200	10,140	9,280	2,450	0,900	0,060	0,200	0,200	99,540
3-2	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, плотный 01-Рх базальт, 200 м на В от т.3-1	52,900	0,690	15,290	2,320	6,340	0,150	8,760	9,060	2,720	0,960	0,050	0,150	0,160	99,550
3-3	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, левый борт лавового поля около Киргурича	52,700	0,700	15,700	2,580	6,020	0,160	7,820	9,710	2,770	1,020	0,080	0,090	0,160	99,510
3-4	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, плотный 01-Рх базальт, 200 м от т.3-3	52,840	0,700	15,670	4,210	4,550	0,150	7,500	9,710	2,700	1,020	0,090	0,230	0,160	99,530
3-5	Ключевской (Биокись, 1932г.)	перьевидная лава, пористый 01-Рх базальт, последняя порция даны, выжимавшаяся на С	53,320	0,790	15,610	3,040	5,470	0,200	7,640	9,530	2,700	1,080	0,090	0,070	0,060	99,600
3-6	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, исток последней порции	52,360	0,660	15,910	2,930	5,760	0,150	7,940	9,530	2,650	1,060		0,360	0,190	99,500
3-8	Ключевской (Биокись, 1932г.)	перьевидная лава, последняя порция, выжимавшаяся на С	52,930	0,790	15,690	2,080	6,290	0,200	8,000	9,600	2,540	0,960	0,110	0,160	0,200	99,550
3-9	Ключевской (Биокись, 1932г.)	лава, ранняя восточная порция	53,260	0,770	15,500	3,130	5,210	0,190	7,870	9,640	2,600	1,010	0,060	0,120	0,190	99,550
2-1	Ключевской (Туйла, 1932 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, правый борт лавового поля	52,780	0,670	14,880	3,350	5,820	0,150	8,810	9,710	2,610	0,980	0,120	0,100	0,160	100,140
2-2	Ключевской (Туйла, 1932 г.)	лава, плотный 01-Рх базальт, ближе к истоку	52,230	0,810	14,820	5,070	3,310	0,210	8,760	9,600	2,500	0,900	0,050	0,100	0,200	99,560
2-3	Ключевской (Туйла, 1932 г.)	перьевидная лава, пористый 01-Рх базальт, последняя порция извержения	53,090	0,770	14,950	2,430	5,820	0,190	8,550	9,790	2,540	1,020	0,050	0,120	0,200	99,520
6-1	Ключевской (Туйла, 1932 г.)		52,220	1,030	15,330	3,880	5,300	0,180	8,580	9,490	2,700	0,570	0,070		0,180	99,530
ЛХО-23	Ключевской (Туйла, 1932 г.)	мегаплагиофировая лава р.Крутенской	55,360	1,470	17,650	3,290	4,460	0,100	3,150	7,690	3,490	2,060	0,140		0,680	99,540
ЛХО-24	Ключевской (Туйла, 1932 г.)	афировый базальт р. Крутенской	54,980	1,700	15,880	3,860	5,850	0,180	3,130	6,470	3,770	2,440	0,090	0,530	0,710	99,590
ЛВ-86-1	Ключевской (постройка)	конус Перевальный, бомба с Рх и О1	52,400	0,960	16,170	1,650	7,150	0,120	7,200	8,960	3,490	0,980	0,200	0,180	0,290	99,750
ЛВ-86-108	Ключевской (постройка)	слоистое включение серого цвета, выс.3200 м.	54,450	1,260	19,660	2,760	6,230	0,170	4,260	6,440	3,460	1,250	0,120	0,110	0,240	100,410
ЛВ-86-109	Ключевской (постройка)	там же, м/з включение и с тонкой сыпью темноцветных, светло-серого цвета	54,170	1,060	19,120	2,190	7,090	0,150	4,440	6,440	3,400	1,090	0,140	0,170	0,270	99,730
ЛВ-86-113	Ключевской (постройка)	выс. 3300 м, лава из побочного конуса с темноцветными	54,800	1,050	17,040	1,930	6,840	0,150	6,100	7,060	3,320	0,980	0,000	0,150	0,170	99,590
ЛВ-86-116	Ключевской (постройка)	выс.3300 м, 1,5 км не доходя до Крестовской шарры, образец из шлакового кону	54,690	1,170	17,240	2,540	6,270	0,150	5,900	6,740	3,380	0,980	0,150	0,200	0,170	99,580
ЛВ-86-131	Ключевской (постройка)	выс. 3400, низ разреза	52,920	1,060	17,710	2,310	6,230	0,140	5,910	8,370	3,350	0,960	0,060	0,820	0,300	100,140
ЛВ-86-132	Ключевской (постройка)	второй снизу поток	51,660	1,020	17,680	2,680	6,200	0,150	6,080	8,770	3,520	1,020	0,150	0,430	0,200	99,560
ЛВ-86-134	Ключевской (постройка)	выс.3600-3700 м, верх разреза	53,500	1,080	17,740	4,000	5,010	0,140	5,600	8,000	3,350	1,140	0,040	0,240	0,180	100,020

АВ-8-135	Ключевской (постройка)	выс.3600-3700 м, верх разреза	52,860	1,130	18,300	3,040	6,030	0,140	5,160	8,000	3,460	1,140	0,240	0,000	0,190	99,690
АВ-8-15	Ключевской (постройка)	включение серого цвета	52,490	1,140	18,160	2,810	5,860	0,130	5,440	8,240	3,960	1,470	0,260	0,100	0,190	100,250
АВ-8-151	Ключевской (постройка)	выс. 3700-3800 м, серия лавовых потоков	53,660	1,050	18,200	2,470	6,220	0,140	5,400	8,000	3,490	0,960	0,000	0,210	0,190	99,990
АВ-8-152	Ключевской (постройка)	выс. 3700-3800 м, серия лавовых потоков	53,200	1,000	17,410	2,540	6,080	0,140	5,880	8,260	3,430	0,960	0,510	0,000	0,190	99,600
АВ-8-153	Ключевской (постройка)	выс. 3700-3800 м, серия лавовых потоков	54,160	0,990	16,510	2,010	6,710	0,140	6,060	8,220	3,430	0,960	0,340	0,000	0,180	99,710
АВ-86-154	Ключевской (постройка)	разрез среди моренных отложений, выс. 2100, северный склон	53,500	1,010	17,920	2,280	6,340	0,140	5,400	8,540	3,430	0,960	0,260	0,000	0,200	99,980
АВ-86-155	Ключевской (постройка)	снизу вверх, разрез среди моренных отложений, выс.2100 м, северный склон	54,160	1,100	16,860	2,570	6,120	0,110	5,820	7,600	3,130	2,090	0,100	0,110	0,120	99,890
АВ-86-156	Ключевской (постройка)	снизу вверх, разрез среди моренных отложений, выс.2100 м, северный склон	54,020	0,980	16,350	2,460	6,360	0,140	6,160	8,220	3,200	1,080	0,220	0,250	0,200	99,640
АВ-86-157	Ключевской (постройка)	снизу вверх, разрез среди моренных отложений, выс.2100 м, северный склон	53,470	1,050	17,830	3,770	5,180	0,160	5,600	8,220	3,260	0,900	0,230	0,050	0,190	99,910
АВ-86-16	Ключевской (постройка)	склон вулкана, выс.2800 м, Рх-01 на морене	52,850	0,920	16,280	3,140	6,180	0,100	6,280	8,320	3,590	1,360	0,100	0,240	0,160	99,520
АВ-86-19	Ключевской (постройка)	плотная лава из борта лавового потока	54,870	1,120	17,420	2,010	6,180	0,120	4,080	7,000	3,910	2,090	0,190	0,320	0,230	99,540
АВ-86-2	Ключевской (постройка)	поток 1938 г.	52,900	1,020	17,480	1,150	7,440	0,120	5,760	7,840	3,720	1,360	0,220	0,180	0,290	99,480
АВ-86-21	Ключевской (постройка)	выс.3000 м (в 2,5 км в сторону от Крестовской шарры), лава	54,320	1,020	16,470	2,350	6,230	0,110	5,400	7,860	3,710	1,460	0,120	0,360	0,160	99,570
АВ-86-23	Ключевской (постройка)	ксенолит с крупными кристаллами 01	53,020	1,120	17,280	2,800	5,890	0,120	5,580	8,160	3,710	1,460	0,310	0,000	0,150	99,600
АВ-86-24	Ключевской (постройка)	разрез вершины	53,630	1,060	15,900	2,370	6,460	0,120	5,680	7,860	3,660	1,110	0,310	1,710	0,150	100,020
АВ-86-25	Ключевской (постройка)	разрез вершины	54,940	1,000	16,020	4,030	4,620	0,100	5,480	8,000	3,570	1,360	0,150	0,270	0,160	99,700
АВ-86-26	Ключевской (постройка)	разрез вершины	53,730	1,130	17,770	1,960	6,640	0,130	4,500	7,540	3,950	1,510	0,160	0,270	0,180	99,470
АВ-86-27	Ключевской (постройка)	разрез постройки вершины	53,370	0,990	16,280	4,450	4,370	0,100	5,400	7,700	3,710	1,460	0,220	1,240	0,160	99,450
АВ-86-28	Ключевской (постройка)	низ разреза вершины в Козыревском желобе	54,280	1,100	17,060	5,740	3,160	0,140	5,340	8,020	3,620	1,410	0,110	0,110	0,220	100,310
АВ-86-29	Ключевской (постройка)	выс. 3650 м, правый борт Козыревской шарры	53,480	1,180	17,240	1,810	6,920	0,130	5,340	8,120	3,950	1,410	0,130	0,160	0,220	100,090
АВ-86-30	Ключевской (постройка)	выс.3200 м, лавовый поток	53,810	1,170	17,010	1,830	6,610	0,130	5,820	8,400	3,760	1,330	0,140	0,150	0,230	100,390
АВ-86-31	Ключевской (постройка)	выс.3400 м, лавовый поток шлакового конуса	53,460	1,110	17,040	2,460	6,030	0,140	6,020	8,580	3,650	1,300	0,130	0,150	0,190	100,260
АВ-86-32	Ключевской (постройка)	выс.3100 м, лавовый поток	53,820	1,100	17,200	2,620	5,970	0,130	5,640	8,480	3,650	1,300	0,110	0,150	0,210	100,380
АВ-86-33	Ключевской (постройка)	выс.около 3000 м	53,140	1,180	17,150	2,550	6,090	0,140	5,740	8,120	3,650	1,300	0,170	0,110	0,250	99,590
АВ-86-36	Ключевской (постройка)	выс.3400 м, лавовый поток у Козыревского желоба	53,820	1,120	17,580	1,980	6,550	0,130	5,240	8,120	3,700	1,360	0,180	0,140	0,210	100,130
АВ-86-37	Ключевской (постройка)	лавовый поток между АВ-86-36 и АВ-86-21	53,180	1,200	17,770	2,420	6,610	0,130	5,040	7,840	3,850	1,200	0,180	0,170	0,220	99,810
АВ-86-40	Ключевской (постройка)	выс.3800 м., лавовый поток, 01-Рх базальт	53,180	1,030	17,370	3,070	5,690	0,130	5,280	9,120	3,700	1,140	0,000	0,200	0,200	100,110
АВ-86-41	Ключевской (постройка)	выс.3800, лавовый поток	54,620	1,080	18,830	3,010	5,330	0,120	4,960	7,840	3,850	1,140	0,050	0,190	0,220	100,240
АВ-86-42	Ключевской (постройка)	выс.3900 м., лава	53,900	1,040	17,810	3,350	5,500	0,130	5,340	8,020	3,700	1,140	0,100	0,220	0,170	100,420
АВ-86-43	Ключевской (постройка)	выс.3200 м.	55,840	1,000	17,210	3,050	5,710	0,170	4,600	7,900	3,470	1,250	0,080	0,020	0,180	100,480
АВ-86-44	Ключевской (постройка)	выс.3200 м., лава серого цвета, без темноцветных	53,680	1,090	18,140	4,440	4,480	0,160	5,120	8,260	3,560	1,100	0,030	0,250	0,170	100,480

АВ-86-45	Ключевской (постройка)	лава с Рх и О1	53,840	1,070	16,420	4,020	4,960	0,150	6,180	8,260	3,130	1,150	0,130	0,170	0,220	99,700
АВ-86-46	Ключевской (постройка)	плотных андезито-базальтов (может быть, андезит?)	53,340	1,070	18,140	4,900	4,080	0,150	5,120	8,800	3,510	1,000	0,130	0,060	0,130	100,430
АВ-86-67	Ключевской (постройка)	выс.320С м., лавовый поток	54,140	1,080	16,670	2,240	6,310	0,190	5,210	8,740	3,240	1,200	0,120	0,060	0,290	99,490
АВ-86-68	Ключевской (постройка)	серия лавовых потоков из ко-нуса на в. 3800 м., мощность до 15 м.	52,820	1,020	17,420	2,070	6,620	0,190	5,720	9,000	3,190	1,000	0,120	0,180	0,250	99,600
АВ-86-70	Ключевской (постройка)	серия лавовых потоков из ко-нуса на в. 3800 м., мощность до 15 м.	51,280	1,290	18,040	3,000	6,260	0,190	6,400	9,520	2,970	0,730	0,000	0,180	0,170	100,030
АВ-86-71	Ключевской (постройка)	лавовый поток из этой же серии	51,120	1,140	17,470	2,750	6,950	0,150	7,320	9,200	3,120	0,740	0,060	0,100	0,170	100,290
АВ-86-73	Ключевской (постройка)	лавовый поток в 800 м от подножия склона, лава с большим количеством О1 и Рх	52,720	1,240	17,160	3,260	6,260	0,130	6,140	8,500	3,400	1,300	0,090	0,090	0,210	100,500
17-12	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	53,660	0,750	16,830	2,290	6,450	0,140	6,570	8,550	3,040	0,900	0,030	0,130	0,160	99,500
17-13	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	53,840	0,750	16,880	1,660	6,880	0,150	6,460	8,370	3,170	0,960	0,110	0,140	0,160	99,530
12-1	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	51,410	0,870	13,880	2,140	6,390	0,190	11,110	9,790	2,490	0,480	0,070	0,180	0,120	99,120
12-4	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	51,360	0,910	13,640	2,970	5,960	0,150	11,530	9,600	2,390	0,720	0,060	0,100	0,140	99,530
12-5	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	52,280	0,910	13,350	3,520	5,530	0,150	12,210	9,160	2,280	0,720	0,160	0,060	0,150	100,480
12-12	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	51,760	0,920	13,760	0,030	8,870	0,160	11,400	9,680	2,700	0,780	0,050	0,210	0,150	100,470
12-10	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	51,300	0,940	13,470	2,340	6,660	0,120	11,480	9,600	2,480	0,740	0,100	0,370	0,130	99,730
11-11	Ключевской (древние конуса)	конус S, конус Булочка	53,450	0,700	16,870	2,200	6,450	0,140	6,670	8,840	3,110	0,900	0,060	0,140	0,170	99,700
1	Ключевской (древние конуса)	конуса севернее в. Крестовского	54,630	1,590	16,970	3,050	6,950	0,060	3,200	6,520	3,660	2,160	0,100	0,310	0,300	99,500
10-1	Ключевской (древние конуса)		51,260	0,900	13,280	2,880	6,480	0,170	11,600	9,760	2,390	0,680	0,040	0,220	0,220	99,880
11-3	Ключевской (древние конуса)	конус Новограбленова, лавовый поток?, бомба, несколько измененный Рх	51,660	0,930	14,180	2,570	6,390	0,160	10,940	9,450	2,390	0,740	0,180	0,130	0,140	99,860
15-1	Ключевской (древние конуса)	конус Д. пирокластика	52,440	0,910	15,880	1,750	6,770	0,130	8,060	9,200	2,950	0,900		0,480	0,140	99,610
2	Ключевской (древние конуса)	конуса севернее в. Крестовского	52,090	0,920	16,050	3,110	6,720	0,060	7,140	9,660	2,650	1,020	0,180	0,420	0,180	100,200
21-1	Ключевской (древние конуса)	к. Беринга, пирокластика	53,590	1,050	18,240	2,450	5,640	0,130	5,010	8,270	3,600	0,930	0,050	0,140	0,190	99,290

22-1	Ключевской (древние конуса)	конус Шмалева, пористая порода с редкими вкраплениями оливина и пироксена, в основной массе мелкие вкрапления Р1	52,370	0,990	16,800	2,620	6,740	0,150	7,470	8,400	2,700	0,910		0,360	0,190	99,700
22-3	Ключевской (древние конуса)		52,160	1,100	17,700	3,270	6,210	0,160	6,710	8,400	2,810	0,770		0,030	0,180	99,500
23-1	Ключевской (древние конуса)	к. Очки, пирокластика	53,250	1,140	18,250	2,450	5,820	0,140	4,990	7,980	3,490	1,300	0,090	0,210	0,230	99,340
23-5	Ключевской (древние конуса)	конус Очки, плотная 01-Рх разность	53,440	1,110	19,050	2,900	5,670	0,130	5,090	7,330	3,330	1,390		0,330	0,210	99,980
26-1	Ключевской (древние конуса)	конус , пирокластика	53,350	0,890	14,550	1,480	6,420	0,160	9,560	9,450	2,810	0,660	0,050		0,130	99,510
30-10	Ключевской (древние конуса)	конус К, Бомба	52,150	1,040	16,860	2,830	5,670	0,170	7,450	9,100	2,880	0,840	0,020	0,320	0,180	99,510
31-2	Ключевской (древние конуса)	конус М, пирокластика	51,830	0,980	15,490	4,340	4,640	0,170	8,550	9,240	2,760	0,780		0,570	0,150	99,500
33-12	Ключевской (древние конуса)	фронт лавового потока конуса "О"	53,400	1,070	18,760	3,390	5,240	0,140	5,300	7,640	3,330	1,200			0,200	99,670
33-4	Ключевской (древние конуса)	конус О, лава	53,640	1,130	17,560	2,660	5,790	0,160	5,120	8,050	3,740	1,140		0,320	0,190	99,500
39-1	Ключевской (древние конуса)	конус Горшок, пирокластика	53,390	1,060	16,490	2,060	6,710	0,170	6,560	8,660	3,070	0,960		0,270	0,160	99,560
40-1	Ключевской (древние конуса)	к.Стеллера	51,100	1,020	16,370	3,530	6,420	0,150	7,420	9,350	3,660	0,750	0,070	0,080	0,200	100,120
67-31	Ключевской (древние конуса)	конус Слюнина, темный базальт с отдельными вкраплениями 01 и меньшим количеством Рх	52,980	0,850	14,360	3,330	5,790	0,160	8,740	9,880	2,400	0,720		0,130	0,160	99,500
67-32	Ключевской (древние конуса)	лавовый поток (II порция к.Слюнина)	53,700	0,870	15,460	2,970	6,050	0,150	8,050	9,220	2,650	0,800		0,200	0,180	101,300
67-33	Ключевской (древние конуса)	фронт лавового потока, который ложится на лавы II порции конуса Сяюнина	54,320	0,840	14,550	1,900	6,770	0,160	8,600	8,700	2,550	0,800		0,340	0,160	99,690
67-34	Ключевской (древние конуса)		53,540	0,840	14,500	2,510	6,280	0,160	8,530	8,940	2,400	0,720		1,570	0,160	100,150
67-35-2	Ключевской (древние конуса)	возможно, первые порции конуса Слюнина, равное количество 01 и Рх, породы более светлые, чем лавы к.Слюнина. Крупные вкрапления 01	53,480	0,920	14,700	2,910	6,130	0,150	9,020	9,160	2,250	0,780	0,140	0,170	0,150	99,960
67-35-1	Ключевской (древние конуса)	возможно, первые порции конуса Слюнина, равное количество 01 и Рх, породы более светлые, чем лавы к.Слюнина. Крупные вкрапления 01	53,520	0,830	14,660	3,270	5,560	0,160	8,880	9,080	2,450	0,800	0,290	0,430	0,160	100,090

67-36	Ключевской (древние конуса)	лавовый поток в разрезе каньона, пористая порода с большим количеством О1 и Рх	54,320	0,830	14,350	1,930	6,740	0,160	8,740	8,940	2,400	0,720		0,430	0,160	99,720
67-37	Ключевской (древние конуса)	из противоположного борта к. Слюнина, крупные кристаллы Рх	53,680	0,840	14,750	2,470	6,280	0,160	8,730	8,800	2,350	0,720	0,070	0,530	0,160	99,540
8-1	Ключевской (древние конуса)		51,380	0,910	13,510	2,980	6,420	0,190	11,670	9,680	2,280	0,680	0,200	0,160	0,150	100,210
83-2	Ключевской (древние конуса)	Холм	52,520	1,010	16,140	2,400	6,220	0,170	8,060	9,090	2,760	0,840		0,170	0,170	99,550
9-7	Ключевской (древние конуса)		51,660	0,920	13,760	2,530	6,680	0,180	11,330	9,450	2,440	0,680	0,120	0,040	0,160	99,950
III-3	Лавовый Шиш		54,950	1,350	19,670	1,640	5,600	0,090	3,120	7,400	3,570	2,020	0,140	0,450	0,190	100,190
III-12	Лавовый Шиш		54,140	1,360	19,390	2,490	5,970	0,090	3,740	6,360	3,750	1,930	0,150	0,390	0,250	100,010
III-18	Лавовый Шиш		51,080	1,170	17,080	3,700	5,660	0,120	5,600	9,880	3,400	1,500	0,240	0,250	0,180	99,860
III-22	Лавовый Шиш	правый борт р.Крутевной, фронт ледника Эрмана, низ разреза	55,440	1,580	16,480	4,220	4,640	0,120	3,020	6,920	3,880	2,510	0,140	0,270	0,290	99,510
III-23	Лавовый Шиш	разрез, правый борт р.Крутевной, фронт ледника Эрмана	56,300	1,610	16,280	2,360	6,750	0,160	2,940	6,260	3,770	2,440	0,090	0,160	0,400	99,520
III-24	Лавовый Шиш	разрез, правый борт р.Крутевной, фронт ледника Эрмана	56,900	1,620	16,350	1,980	7,410	0,160	2,940	5,820	3,430	2,210	0,170	0,700	0,290	99,980
III-25	Лавовый Шиш	верх разреза, правый борт р.Крутевной, фронт ледника Эрмана	57,500	1,150	19,880	1,640	4,560	0,100	1,500	6,700	3,830	2,480	0,090	0,090	0,310	99,830
III-26	Лавовый Шиш	левый борт р.Крутевной	55,320	1,140	20,220	1,620	4,710	0,110	2,180	7,700	3,660	2,020	0,150	0,540	0,290	99,660
AB-86-122	Красный Утес	низ разреза, мезолавы	51,660	1,260	18,820	5,140	5,340	0,170	4,260	7,380	3,380	1,390	0,070	0,400	0,190	99,460
AB-86-124	Красный Утес	плотный афировый поток	51,380	1,230	18,920	3,300	7,380	0,160	4,350	7,160	2,960	1,300	0,230	0,890	0,200	99,460
AB-86-125	Красный Утес	туфобрекчия	56,500	0,790	18,600	7,430	0,170	0,120	3,120	7,920	3,660	1,080	0,110	0,080	0,200	99,780
AB-86-126	Красный Утес	разрез в обнажении, темно-серые м/э без темноцветов	56,820	0,840	18,330	2,180	5,140	0,130	3,440	7,420	3,700	1,080	0,040	0,240	0,260	99,620
AB-86-128	Красный Утес	прослой стеклянного облика без минералов, мощность до 5 м	56,260	0,900	18,350	2,340	5,230	0,130	3,500	7,270	3,870	1,300	0,040	0,100	0,290	99,580
AB-86-129	Красный Утес	осыпь серых пород (андезиты?)	55,900	0,840	18,760	4,670	3,080	0,120	3,490	7,100	3,760	1,080	0,140	0,470	0,310	99,720
AB-86-130	Красный Утес	светло-коричневые туфопесчанники	58,560	1,010	18,220	5,350	2,210	0,120	3,000	6,780	3,580	1,020	0,220		0,200	100,270
AB-84-2	Ареальные конуса в. Крестовский	лава (?) с Р1 и О1 (по-видимому, потоки шлаковых конусов)	55,140	1,550	17,630	2,560	6,480	0,100	3,780	6,740	3,560	2,150	0,090	0,260	0,460	100,500
AB-84-3	Ареальные конуса в. Крестовский		54,220	1,540	17,600	2,170	6,830	0,100	3,780	7,040	3,400	2,020	0,020	0,480	0,470	99,670
AB-84-4	Ареальные конуса в. Крестовский	остатки раз-рушенного конуса (1 км ю-э домника-1800 м)	51,580	0,790	20,190	4,650	4,670	0,090	4,090	8,540	3,110	1,150	0,340	0,990	0,260	100,450
AB-84-5	Ареальные конуса в. Крестовский		54,560	1,550	17,500	2,980	6,280	0,060	3,840	6,920	3,230	2,010	0,160	0,310	0,540	99,940

АВ-84-6	Ареальные конуса в. Крестовский	мезоэпагиофировые лавы (самый северный из серии конусов)	56,260	1,150	19,720	1,840	5,330	0,060	2,420	6,770	3,520	2,110	0,070	0,660	0,530	100,440
АВ-84-7	Ареальные конуса в. Крестовский	лава из предпоследнего сверху шлакового конуса (рядом со Средней)	56,720	1,150	19,380	1,720	5,230	0,070	2,390	6,740	3,700	2,160	0,130	0,220	0,470	100,080
АВ-84-8	Ареальные конуса в. Крестовский		57,100	1,160	19,050	2,640	4,410	0,060	2,130	6,470	3,870	2,400	0,050	0,240	0,530	100,110
АВ-84-9	Ареальные конуса в. Крестовский	мегаэпагиофировый базальт	56,720	1,120	19,720	2,370	4,600	0,100	2,390	6,800	3,660	2,160	0,170	0,240	0,460	100,510
АВ-84-10	Ареальные конуса в. Крестовский	кратер Козловского, ноздреватая афировая порода	55,040	1,610	17,270	1,920	7,490	0,090	3,340	6,200	3,550	2,210	0,110	0,650	0,510	99,990
АВ-84-11	Ареальные конуса в. Крестовский	афировая порода (предпоследний конусов перед кр. Козловского)	55,100	1,520	17,270	6,110	3,460	0,100	3,260	6,350	3,580	2,160	0,230	0,840	0,460	100,440
АВ-84-12	Ареальные конуса в. Крестовский	плитчатая отдельность, секущая многие конуса, из ю-з дайки, афировая порода	55,120	1,580	17,030	2,070	7,030	0,100	3,220	6,120	3,660	2,300	0,070	0,650	0,480	99,480
АВ-84-13	Ареальные конуса в. Крестовский	коренной выход на склоне кратера перед горой Кон	56,260	1,620	17,130	2,480	6,800	0,100	3,190	6,120	3,700	2,350	0,060	0,400	0,510	100,720
АВ-84-15	Ареальные конуса в. Крестовский	резургентная бомба на конусе Кон с О1 и Рх, Рх много	50,120	0,840	17,130	3,790	6,480	0,100	7,790	#####	2,440	0,900	0,040	0,280	0,170	100,200
АВ-86-139	Камень	северо-восточный склон, разрез, снизу вверх	53,660	1,000	17,440	3,870	5,180	0,140	4,780	7,780	3,290	1,300	0,560	0,940	0,180	100,120
АВ-86-140	Камень	северо-восточный склон, разрез, снизу вверх	53,360	1,000	18,600	3,550	5,330	0,140	4,940	7,780	3,320	1,140	0,430	0,300	0,180	100,070
АВ-86-141	Камень	северо-восточный склон, разрез, снизу вверх	53,380	0,980	17,230	3,460	4,980	0,130	5,500	8,000	3,260	1,300	0,420	0,690	0,180	99,510
АВ-86-142	Камень	дайка, северо-восточный склон	52,120	1,250	19,440	2,550	7,320	0,150	5,020	7,380	3,040	0,720	0,280	0,240	0,180	99,690
АВ-86-143	Камень	северо-восточный склон, разрез, снизу вверх	54,220	0,910	19,240	3,120	5,330	0,140	4,160	7,720	3,100	0,960	0,580		0,180	99,660
АВ-86-150	Камень	вершина	54,360	1,110	18,400	3,790	5,070	0,180	4,620	7,560	3,130	1,080	0,240	0,630	0,220	100,390
86078	Камень	андезито-базальт, подножье северо-восточной стены, в 1,5 км от перевала З300	56,060	1,570	16,500	3,670	4,320	0,130	2,900	7,400	3,970	2,330	0,690		0,500	100,040
86079	Камень	андезито-базальт, подножье северо-восточной стены, в 1,5 км от перевала З300	53,070	1,000	16,000	2,520	5,930	0,170	6,800	9,200	3,640	0,990	0,210		0,550	100,080
АВ-86-77	Крестовский	темные плотные лавы, перевал между Ушковским и Крестовским, обнажение между двумя ледниками	55,840	1,420	17,750	2,000	6,410	0,100	3,450	6,800	3,710	2,300	0,110	0,090	0,500	100,480
АВ-86-78	Крестовский	мегалавы с Р1	49,980	0,990	18,660	3,560	5,750	0,130	5,370	#####	2,700	1,250	0,100	0,540	0,280	99,960
АВ-86-79	Крестовский	дайка, плотные с Рх породы	49,880	0,970	17,060	4,520	5,140	0,120	6,610	#####	2,820	1,150	0,400	0,760	0,210	100,290
АВ-86-81	Крестовский	окисленные породы с большим количеством темноцветных	50,220	0,970	17,280	3,180	6,400	0,130	7,420	9,320	2,760	1,300	0,260	0,830	0,240	100,310
АВ-86-84	Крестовский	лава последнего этапа	55,520	1,300	17,770	1,760	5,830	0,100	3,870	6,970	3,550	2,210	0,040	0,180	0,650	99,750
АВ-86-87	Крестовский	ксенолит м/з с Рх	45,160	0,240	22,640	1,120	5,170	0,080	10,300	#####	1,650	0,240	0,050	0,060		100,330
АВ-86-89	Крестовский	перевал между Ушковским и Крестовским	50,100	0,880	16,040	2,420	6,430	0,130	9,410	9,520	2,820	1,200	0,140	0,200	0,260	99,550
АВ-86-90	Крестовский	дайка в разрезе вулкана, лава	50,300	1,070	18,770	3,340	6,840	0,150	5,270	8,770	3,170	1,350	0,250	0,260	0,260	99,800

АВ-86-91	Крестовский	порода с крупными О1 и Рх, многочисленная сыпь Р1	50,380	0,970	18,880	5,000	4,680	0,180	5,800	#####	2,800	0,870	0,120	0,470	0,260	100,470
АВ-86-106	Крестовский	О1-Рх базальт (слоистое включение серого цвета с редкими Рх)	54,040	0,990	17,650	2,600	5,930	0,140	5,320	8,000	3,260	1,080	0,240	0,090	0,200	99,540
АВ-86-119	Крестовский	образец с южного гребня	58,560	1,400	17,420	2,650	5,060	0,110	2,740	6,000	3,730	2,200	0,170	0,140	0,190	100,370
АВ-86-120	Крестовский	вершина, поздраватье лавы мезооблика	51,860	1,080	18,480	4,280	5,280	0,120	5,760	7,600	2,920	1,200	0,260	0,490	0,130	99,460
АВ-86-5	Ушковский	малый кратер, мезолавы	55,640	1,130	16,730	1,680	6,260	0,100	4,100	6,840	4,100	2,340	0,290		0,270	99,480
АВ-86-6	Ушковский	малый кратер, мезолавы	55,700	1,080	17,710	1,770	6,120	0,100	3,980	6,160	3,960	2,280	0,180	0,200	0,260	99,500
АВ-86-7	Ушковский	второй кратер в вершинной кальдере, мезолавы	57,240	1,180	19,270	2,650	4,420	0,110	2,180	6,960	3,670	2,150	0,130	0,190	0,230	100,380
АВ-86-82	Ушковский	второй кратер в вершинной кальдере, мезолавы	57,290	1,160	19,380	1,380	5,150	0,080	1,980	6,160	4,050	2,790	0,370	0,150	0,390	100,330
АВ-86-9	Ушковский	образец из ледяной пещеры, мезолавы	55,680	1,120	20,050	1,220	5,140	0,070	1,980	6,720	4,050	2,680	0,310	0,210	0,420	99,650
АВ-86-14	Ушковский	лавовый поток, мегаплагиофировые лавы	53,520	1,360	18,350	4,450	4,900	0,100	3,370	6,920	3,880	1,970	0,130	0,230	0,350	99,530
АВ-86-61	Ушковский	поток мезолав	54,020	1,430	17,160	1,290	6,160	0,140	5,130	5,970	3,730	2,300	0,120	0,200	0,870	98,520
АВ-86-66	Ушковский	поток мегалав	55,860	1,610	16,770	1,420	6,740	0,150	3,670	7,650	3,350	2,160	0,080	0,050	0,850	100,360
АВ-86-82	Ушковский	мегалавы	54,360	1,200	19,070	1,850	5,170	0,090	3,920	7,950	3,710	1,970	0,050	0,420	0,600	100,360
АВ-86-97	Ушковский	стекловатая разновидность с многочисленными плагиоклазами, среднее между мезо- и мегалавами	58,400	1,110	16,520	1,870	5,600	0,110	3,420	5,600	3,700	2,480	0,210	0,160	0,260	99,440
АВ-86-98	Ушковский	мегаплагиофировые лавы	57,710	1,230	18,400	1,640	5,540	0,100	2,700	6,160	3,900	2,430	0,160	0,260	0,300	100,530
АВ-86-100	Ушковский	верхняя толща мегалав	54,920	1,380	18,560	3,740	3,860	0,110	2,740	8,540	3,560	2,200	0,070	0,030	0,290	100,000
АВ-86-101	Ушковский	середина толщи	56,580	1,400	18,040	1,350	6,060	0,110	2,880	6,720	3,700	2,400	0,150	0,190	0,330	99,910
АВ-86-102	Ушковский	мегаплагиофировая толща, низ разреза	56,540	1,670	18,260	2,080	6,060	0,110	2,530	5,740	3,460	2,260	0,110	0,330	0,370	99,520
5601	Харчинский	низ лавового потока	50,780	0,860	13,890	4,920	4,180	0,170	11,030	8,860	2,870	1,090	0,120	0,540	0,190	99,500
5601/2	Харчинский	лавовый поток	52,420	0,810	13,670	2,210	5,560	0,150	11,670	7,360	2,990	1,390	0,090	0,990	0,220	99,530
5601/3	Харчинский		50,880	0,990	14,560	4,560	4,720	0,170	9,140	9,420	3,050	1,090	0,130	0,700	0,220	99,630
5603/1	Харчинский	пироксен-, оливин-, плагио-клавовый базальтовый лавовый поток	50,660	0,940	14,190	3,240	6,360	0,160	10,190	9,250	2,930	1,030	0,100	0,690	0,190	99,930
5604	Харчинский	лавовый поток	51,660	0,940	14,290	2,720	6,250	0,160	10,320	8,540	3,110	1,160	0,110	0,420	0,210	99,890
5605	Харчинский	лавовый поток, через 200 м от т. 5604	51,270	1,030	14,780	3,510	5,590	0,170	9,270	8,860	2,930	1,260	0,060	0,960	0,220	99,910
5605/2	Харчинский		49,800	0,930	13,350	4,390	4,980	0,160	12,320	8,750	2,820	1,100	0,180	0,520	0,200	99,500
5605/1	Харчинский		50,800	1,050	14,500	3,590	5,560	0,150	9,950	8,970	3,050	1,260	0,180	0,240	0,210	99,510
5610	Харчинский	пироксеновый базальт среди пирокластике	50,060	0,980	14,490	5,290	3,840	0,180	8,660	#####	2,990	1,490	0,430	0,790	0,240	99,650
А8-88-2	Камень		55,340	0,990	17,830	5,850	2,690	0,180	5,260	6,900	3,090	1,020		0,270	0,190	99,610
А8-88-4	Камень		57,020	0,920	18,900	3,160	4,580	0,160	3,800	6,780	3,320	1,300	0,020	0,310	0,190	100,460
А8-88-7	Камень		53,320	1,010	17,720	3,750	5,130	0,160	6,220	7,800	3,210	1,020		0,000	0,200	99,540
АВ-88-10	Камень		55,780	0,980	17,560	2,790	5,360	0,160	4,580	7,220	3,210	1,250	0,090	0,340	0,190	99,510
АХО-302		январь-февраль 1988	53,460	1,120	16,060	3,710	5,180	0,160	5,180	7,560	3,260	1,200	0,040	0,440	0,210	99,580

АХО-303		январь-февраль 1988	52,900	1,140	17,470	1,860	8,040	0,160	5,540	8,020	3,320	1,200	0,040	0,440	0,220	100,350
АХО-304		январь-февраль 1988	53,340	1,120	18,060	2,430	6,480	0,150	5,300	8,020	3,320	1,300	0,000	0,330	0,200	100,050
АХО-305		январь-февраль 1988	53,450	1,120	18,080	2,530	6,390	0,160	5,200	7,660	3,210	1,200	0,050	0,210	0,240	99,500
АХО-300	Ключевской	вершинное извержение, январь 1988 г., лавовый поток из вершинного кратера	52,700	1,120	18,380	3,060	6,020	0,140	5,200	7,980	3,580	1,200	0,020		0,210	99,610
АХО-301	Ключевской	вершинное извержение, январь 1988 г., лавовый поток из вершинного кратера	52,660	1,100	18,380	3,510	5,640	0,150	5,220	8,260	3,760	1,250	0,000	0,230	0,210	100,160
101-1	Ключевской	побочное извержение 18.02.88 г., борт лавового потока, первая порции	52,880	1,110	18,460	3,190	5,900	0,150	5,020	7,800	3,580	1,200	0,040		0,210	99,540
101-2	Ключевской	побочное извержение 18.02.88 г., русло лавового потока	52,940	1,120	18,540	3,880	5,330	0,150	5,020	7,800	3,820	1,250	0,000	0,060	0,200	100,110
ЛК-91	Ключевской	непел, отобран на с/с Алахонич В.Ханзутиным 23.01.1988 г. (26,22 г/м2)	54,160	1,160	18,090	4,220	4,840	0,150	4,580	7,680	3,700	1,300	0,000	0,240	0,210	100,330
104-1		22 февраля 1989 г.	53,560	1,160	17,750	3,850	5,330	0,110	4,720	8,020	3,380	1,250	0,050	0,440	0,190	99,810
104-2		22 февраля 1989 г.	53,880	1,180	17,890	2,870	5,900	0,140	4,720	8,760	3,480	1,240	0,140	0,390	0,190	100,480
101-15			52,980	1,120	17,650	2,640	6,380	0,160	5,320	8,060	3,320	1,140		0,520	0,210	99,500
101-17			53,000	1,110	17,880	3,130	5,730	0,120	5,200	7,880	3,320	1,140	0,370	0,700	0,200	99,780
101-18			53,180	1,120	18,050	2,940	6,150	0,150	5,080	7,980	3,260	1,140	0,180	0,120	0,170	99,520
101-21			53,260	1,130	17,880	3,460	5,620	0,160	5,080	7,960	3,260	1,200		0,290	0,210	99,510
101-24			53,160	1,110	17,870	3,100	5,930	0,120	5,320	7,780	3,430	1,200	0,130	0,200	0,210	99,560
101-25			53,260	1,110	17,880	2,830	6,110	0,140	5,320	8,020	3,260	1,140		0,380	0,190	99,640
101-26			52,880	1,130	18,040	2,430	6,390	0,130	5,320	8,060	3,260	1,200	0,090	0,380	0,210	99,520
101-27			53,060	1,120	17,920	2,380	6,580	0,140	5,200	7,980	3,260	1,200	0,170	0,290	0,200	99,500
101-30			53,000	1,120	18,280	2,910	6,080	0,150	5,080	8,020	3,210	1,140	0,100	0,250	0,200	99,540
101-31			53,520	1,110	18,150	2,480	6,250	0,120	5,300	7,660	3,330	1,200		0,220	0,190	99,530
101-58			53,640	1,120	18,400	2,760	6,020	0,160	5,300	7,660	3,150	1,140		0,020	0,190	99,560
101-64			53,880	1,130	18,040	2,800	6,050	0,150	5,280	7,680	3,210	1,140	0,040	0,030	0,160	99,590
х-101-29		14 декабря 1988 г.	53,140	1,110	18,210	2,670	6,190	0,140	5,200	8,100	3,380	1,140	0,060		0,190	99,530
х-101-52		14 декабря 1988 г.	53,360	1,130	18,320	2,610	6,220	0,130	5,660	7,680	3,270	1,200	0,000	0,200	0,220	100,000
102-1		14 декабря 1988 г.	52,420	1,080	18,070	6,350	3,110	0,150	5,340	8,360	3,380	1,080	0,140	0,520	0,200	100,200
102-2		14 декабря 1988 г.	53,300	1,070	17,860	4,950	4,200	0,160	4,600	8,000	3,380	1,140	0,140	0,510	0,210	99,520
102-3		14 декабря 1988 г.	52,980	1,070	17,840	5,400	3,920	0,170	5,120	8,180	3,310	1,140	0,140	0,240	0,220	99,730
102-7		14 декабря 1988 г.	53,780	1,070	18,030	3,310	5,560	0,170	4,800	8,460	3,380	1,140	0,080	0,390	0,190	100,360
Малый		Андреев	52,800	1,000	18,370	2,440	6,080	0,160	5,820	8,300	3,620	1,200	0,040	0,170	0,180	100,180
105-1		Андреев	53,460	1,060	16,180	3,510	5,760	0,016	6,040	8,540	3,460	1,250		0,040	0,180	99,540
105-2		Андреев	52,780	1,090	16,850	2,940	6,390	0,160	5,720	8,480	3,460	1,250	0,120	0,230	0,200	99,670
105-7		Андреев	52,880	1,090	17,300	2,270	7,000	0,160	5,300	8,200	3,510	1,250		0,370	0,180	99,510

105-10		Андреев	52,880	1,040	17,230	2,520	6,850	0,150	5,400	8,300	3,400	1,200	0,050	0,320	0,190	99,530
105-13		Андреев	52,880	1,070	17,380	2,620	6,480	0,150	5,200	8,780	3,940	1,300	0,130	0,380	0,190	100,500
АВ-86-165	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	51,64	0,95	16,10	2,96	6,09	0,15	0,29	9,83	2,70	0,60	0,04	0,24	0,22	99,81
АВ-86-166	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	51,88	0,85	16,83	1,93	6,64	0,14	7,83	9,69	2,76	0,72	0,04	0,15	0,19	99,65
АВ-86-167	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	51,88	0,86	16,77	2,34	6,18	0,14	7,93	9,76	2,80	0,60	0,12	0,09	0,18	99,65
АЗ-86-168	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	52,50	0,84	15,52	2,13	6,15	0,14	8,84	9,55	2,76	0,72	0,04	0,35	0,19	99,73
АВ-86-169	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	51,94	0,87	16,70	2,46	6,04	0,13	7,89	9,83	2,88	0,72	0,06	0,11	0,17	99,80
АВ-86-171	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	52,56	0,83	15,90	2,21	6,12	0,13	8,75	9,37	2,76	0,78	0,00	0,10	0,18	99,69
АВ-86-172	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки в районе конуса Д	52,30	0,86	16,82	2,48	6,09	0,14	7,67	9,55	2,76	0,72	0,22	0,12	0,18	99,91
АВ-86-173	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки с-з от конуса Лепешка. Аналитик Г.П.Новоселецкая	52,94	0,94	16,64	2,28	6,52	0,14	6,57	8,70	3,23	0,90	0,06	0,47	0,22	99,61
АВ-86-174	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки с-з от конуса Лепешка. Аналитик Г.П.Новоселецкая	52,14	1,16	17,18	2,34	6,58	0,14	6,32	9,06	3,29	0,78	0,06	0,51	0,20	99,76
АВ-86-175	Ключевской (лавовые потоки древних конусов)	лавовые потоки с-з от конуса Лепешка. Аналитик Г.П.Новоселецкая	52,86	0,99	17,34	2,76	5,98	0,14	6,12	8,85	3,17	0,90	0,00	0,37	0,22	99,70
АВ-86-11	Средний	01-Р1 один из последних потоков	50,53	1,06	18,15	3,37	5,97	0,11	6,28	9,04	3,45	1,20	0,11	0,10	0,21	99,58
АВ-86-12	Средний	образец из дайки	50,20	0,92	15,93	2,61	7,61	0,11	8,02	9,80	2,79	0,84	0,21	0,23	0,26	99,53
АВ-86-13	Средний	контакт дайки, не измененный	51,83	1,08	17,43	1,49	8,04	0,12	5,40	8,04	3,63	1,47	0,76	0,18	0,24	99,71
АХО-15-х	Ключевской		51,88	1,12	18,70	3,72	5,62	0,15	5,36	7,86	3,47	1,36		0,3	0,22	99,76
АХО-22-х	Ключевской		53,02	1,06	18,76	3,91	4,92	0,14	4,90	7,46	3,66	1,42		0,17	0,2	99,62
АХО-70-17	Ключевской		52,60	1,03	18,56	3,45	5,33	0,15	5,50	7,76	3,52	1,20	0,07	0,15	0,18	99,5
АХО-100-5	Ключевской	исток прорыва -трещины 23.02,87 г.	52,08	1,12	18,75	2,38	6,58	0,15	5,36	7,86	3,66	1,36	0,06		0,2	99,56
АХО-100-7	Ключевской	еще ниже 50 м	52,46	1,12	18,52	2,19	6,91	0,15	5,20	7,86	3,57	1,36	0,08	0,15	0,18	99,75
АХО-100-6	Ключевской	ниже по склону 150 м	52,18	1,11	18,83	2,32	6,68	0,16	5,20	8,03	3,71	1,42	0,02	0,12	0,19	99,97
АХО-100-8	Ключевской	ниже на 20 м	51,72	1,12	19,04	2,74	6,55	0,15	5,36	7,86	3,57	1,36		0,35	0,18	100
АХО-100-1	Ключевской	шлаковый конус от истока фонтанирования лавы в 70-80 м	51,86	1,10	18,63	5,22	4,18	0,15	5,20	7,86	3,57	1,36	0,09	0,12	0,18	99,52
АХО-100-1	Ключевской	верхний поток лавы у шлакового конуса	52,09	1,12	18,83	3,17	6,02	0,16	5,36	8,06	3,60	1,32	0,02	0,12	0,18	100,05
АХО-100-1	Ключевской	из трещины выше лав.потока на 7-8 м после остановки верхнего потока.- вязкий лав.поток	52,24	1,11	18,42	3,14	6,05	0,18	5,20	7,86	3,60	1,38	0,06	0,15	0,18	99,57

АХО-100-1	Ключевской	ниже по трещине 3 лавовые выжимки. Между этими потоками фронта и истока ледовые перегородки	52,48	1,12	18,75	2,61	6,45	0,16	5,36	7,66	3,60	1,32	0,05	0,1	0,19	99,85
АХО-100-1	Ключевской	ниже по трещине 3 лавовые выжимки. Между этими потоками фронта и истока ледовые перегородки	52,46	1,12	18,77	2,46	6,57	0,16	5,2	7,86	3,55	1,32		0,16	0,18	99,81
АХО-100-1	Ключевской	ниже по трещине 3 лавовые выжимки. Между этими потоками фронта и истока ледовые перегородки	52,06	1,12	19,04	2,78	6,41	0,19	5,04	7,86	3,45	1,26	0,11	0,09	0,18	99,59
АХО-150	Ключевской	левый борт Козыревского желоба, лавовый поток, излившийся в январе 1987 г	52,20	1,13	18,62	3,14	6,02	0,18	5,36	8,06	3,40	1,25	0,07	0,18	0,18	99,79
АХО-151	Ключевской	левый борт Козыревского желоба, лавовый поток, излившийся в январе 1987 г	52,48	1,13	18,62	2,98	6,34	0,16	5,20	7,86	3,35	1,20	0,06	0,05	0,19	99,62
АХО-160	Ключевской	правый борт Козыревского желоба, лавовый поток 1987 г.	52,58	1,10	18,91	3,56	5,39	0,18	5,10	7,86	3,55	1,32	0,00	0,19	0,2	99,94
АХО-161	Ключевской	правый борт Козыревского желоба, лавовый поток 1987 г.	53,02	1,09	18,83	3,81	5,16	0,18	5,04	7,86	3,50	1,25	0,03	0,13	0,18	100,08
АХО-189	Ключевской	бомба из кратера в. Ключевского (обр. за 6.08.87 г.)	53,38	1,12	18,25	2,14	7,69	0,09	4,15	7,50	3,55	1,36	0,12	0,41	0,19	99,95
АХО-190	Ключевской	шлак из горнитоса	53,54	1,12	18,34	2,52	6,57	0,16	4,08	8,20	3,60	1,36	0,17	0,08	0,19	99,93
АХО-191	Ключевской	поток перевала 2800 м к Крестовскому желобу	53,48	1,03	18,25	3,22	5,36	0,14	5,34	7,72	3,60	1,20	0,13	0,26	0,2	99,93
АХО-192	Ключевской	50 м выше потока 1987 г., последняя порция, срок	53,70	1,12	18,25	2,88	7,00	0,15	4,38	7,02	3,45	1,25	0,14	0,37	0,18	99,89
АХО-193	Ключевской	вниз на 25 м предыдущего бортового вала, русло	53,46	1,14	17,99	3,06	5,98	0,16	4,70	7,98	3,55	1,32	0,11		0,21	99,66
АХО-194	Ключевской	еще выше потока на 10 м	53,70	1,15	18,25	3,14	6,02	0,16	4,38	7,89	3,35	1,25	0,13	0,08	0,21	99,71
АХО-195	Ключевской	на 20 м выше	53,22	1,12	17,89	3,38	6,03	0,16	4,78	8,20	3,50	1,32	0,13	0,15	0,22	100,1
АХО-196	Ключевской	на 50 м выше в 6-7 м от левого борта	53,70	1,15	18,43	2,70	6,34	0,19	4,22	7,92	3,60	1,36	0,15		0,19	99,95
АХО-197	Ключевской	западнее предыдущего потока на 30 м	53,30	1,12	18,25	2,68	6,34	0,15	4,70	7,90	3,50	1,25	0,1	0,11	0,2	99,6
АХО-198	Ключевской	еще выше на 50 м, правый борт потока	53,46	1,15	17,99	2,77	6,26	0,15	4,86	7,96	3,48	1,30	0,06	0,12	0,2	99,76
АХО-199	Ключевской	еще выше на 50 м, правый борт потока	53,32	1,14	18,16	3,16	5,90	0,18	4,54	8,42	3,22	1,20	0,09	0,13	0,21	99,67
АХО-200	Ключевской	правый борт Крестовского желоба, прослеживается вверх до кратера	53,44	1,01	18,32	3,45	5,67	0,16	5,02	7,78	3,32	1,15	0,19	0,16	0,21	99,88
АХО-1	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток за 24.06.84-г., субафиррввй базальт	53,34	1,00	17,60	3,87	5,54	0,16	5,39	7,68	3,31	1,34	0,32		0,19	99,74
АХО-2	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток за 24.06.84 г., субафирровый базальт	53,51	0,95	18,13	3,14	5,76	0,15	4,85	8,12	3,31	1,25	0,24		0,12	99,53
АХО-3	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток за 25.06.84 г., субафирровый базальт	53,22	0,95	18,58	2,97	5,98	0,15	4,85	8,05	3,32	1,30	0,24		0,11	99,72

АХО-14	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток за 22.06.84 г.	53,20	0,95	18,21	3,10	5,83	0,15	5,16	8,12	3,15	1,20	0,30		0,13	99,5
АХО-15	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	исток лавы 1.07.84 г., горячая лава	53,38	0,95	18,98	2,36	6,34	0,15	4,72	8,34	2,82	1,07	0,24		0,21	99,56
АХО-16	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток 16.07.84 г., горячая лава	53,11	1,06	17,38	3,01	6,39	0,22	5,16	8,16	3,25	1,20	0,27		0,17	99,38
АХО-17	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток за 10.08.84 г., Апахончичевская шарра	53,03	1,02	18,09	9,29	0,49	0,23	4,95	8,19	3,31	1,24			0,21	100,05
АХО-30	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	Крестовская шарра, лава, 2.10.85 г.	53,53	1,13	17,95	2,86	6,05	0,15	4,96	8,23	3,35	1,14	0,04	0,26	0,21	99,86
АХО-31	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	5.07.86 г. - исток лавы	53,90	1,02	17,99	3,00	5,64	0,12	4,76	7,92	3,74	1,36	0,06	0,17	0,18	99,86
АХО-32	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	вторая порция этой же лавы	54,18	1,09	18,17	3,65	4,90	0,12	4,56	7,66	3,74	1,36	0,05	0,13	0,21	99,82
ЛК-2	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	пепел	53,31	0,95	18,58	3,09	5,54	0,15	4,79	8,19	3,31	1,25	0,26		0,15	99,57
АХО-25-86	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лавовый поток в Козыревской шарре, 1986 г.,	52,54	1,12	18,54	2,91	6,28	0,12	5,24	8,12	3,63	1,25	0,07	0,30	0,23	100,35
АХО-25-86	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	ксенолит	53,44	1,14	18,45	4,11	4,95	0,12	5,04	7,92	3,63	1,25	0,07	0,14	0,18	100,44
АХО-43	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лава, Козыревский желоб, 1987 г.	52,75	1,11	18,86	3,53	5,92	0,15	5,04	8,04	3,43	1,25			0,20	100,28
АХО-42	Ключевской (вершинное извержение 1984-1985 гг.)	лава, Козыревский желоб, 1987 г.	53,68	1,10	18,86	2,52	6,19	0,16	4,95	7,33	3,43	1,25		0,45	0,21	100,13
101	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотный субафировый базальт, бортовой вал	53,76	1,03	18,11	3,62	5,64	0,17	5,14	7,97	3,44	1,24		0,09	0,24	100,45
103	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	контакт плотной и пористой породы, там же	53,24	1,03	18,11	3,17	6,05	0,17	5,19	7,94	3,37	1,24		0,13	0,20	99,84
105	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотная порода, русло лвовой речки	53,51	1,03	18,17	2,99	5,99	0,17	5,09	8,22	3,37	1,24		0,07	0,21	100,06

115	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	контакт плотной и пористой породы, борт лавового потока	53,11	1,04	18,18	3,14	6,07	0,17	5,30	8,04	3,37	1,20		0,09	0,22	99,93
119	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотная порода из лавовой речки в 1,5-2 км от истока	53,34	1,01	18,25	2,76	6,42	0,17	5,30	8,01	3,30	1,20		0,08	0,24	100,08
120	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	шлакоглыбовая лава, отдельный лавовый язык, фронт потока	53,01	1,04	18,24	3,06	6,08	0,17	5,09	8,04	3,44	1,24		0,12	0,21	99,74
123	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	корка на лавовом потоке в 150 м от истока	53,06	1,04	17,97	2,82	6,71	0,17	5,39	7,94	3,46	1,23		0,19	0,20	100,18
128	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	шлак, шлаковый конус	52,96	1,03	18,09	3,38	6,02	0,17	5,37	8,08	3,37	1,24		0,18	0,22	100,11
131	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотная пористая бомба, шлаковый конус	52,98	1,05	18,02	3,08	6,42	0,17	5,27	8,08	3,44	1,24		0,16	0,21	100,12
136	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотная лава из потока в ночь с 31.03 на 1.04 из верхнего кратера шлакового кону-са	53,27	0,83	18,01	2,32	6,94	0,17	5,17	8,08	3,30	1,20		0,11	0,21	99,61
144	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	лава, 100 м лавового потока	52,79	1,06	17,85	2,82	6,57	0,17	5,05	8,41	3,15	1,2		0,27	0,22	99,56
156	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	лава, выс. 2120 м	53,08	1,1	18,47	3,26	6,08	0,17	5,28	8,41	3,15	1,2		0,11	0,23	100,53
178	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плоскоглыбовая лава	52,3	1,06	18,17	2,66	6,59	0,17	5,15	8,69	3,49	1,2		0,17	0,22	99,86
183	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотный обра-зец с поверхности лавового потока	52,87	0,97	18,07	3,09	6,02	0,17	5,33	8,34	3,81	1,2		0,2	0,22	100,29
189	Ключевской, прорыв Предсказанный, 1983 г.	плотный образец с фронта потока	52,25	1,07	18,17	2,92	6,19	0,17	5,25	8,47	3,57	1,2		0,18	0,21	99,65
217	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	пористый базальт из второго горнитоса лавового потока	52,88	0,96	17,58	6,30	2,97	0,19	5,71	8,22	3,11	1,13	0,05	0,18	0,22	99,50
X-6	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	яйцо из лавового потока	52,62	1,04	17,83	7,35	1,98	0,18	5,46	8,44	3,22	1,13	0,03	0,06	0,23	99,58
98-2	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава	53,16	1,14	18,17	3,76	5,18	0,16	5,19	8,41	3,35	1,14	0,03	0,23	0,14	100,06
98-7	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава	52,82	1,14	18,23	2,05	6,65	0,16	5,14	8,63	3,35	1,14		0,17	0,24	99,72
98-13	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава	52,97	1,10	18,23	2,84	6,05	0,16	5,30	8,34	3,29	1,14	0,07	0,08	0,16	99,73
Д-16	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава из истока, дайка	52,72	1,13	17,77	2,57	6,57	0,16	5,45	8,34	3,40	1,14		0,21	0,09	99,55
П-19	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	исток лавы	53,09	1,14	18,28	2,72	6,68	0,16	5,50	8,27	3,02	1,08	0,04	0,20	0,21	100,39
П-13	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава, фронт лавового потока	53,01	1,12	17,83	2,97	5,88	0,15	5,48	8,30	3,35	1,14		0,11	0,20	99,54

П-22-1	Ключевской (прорыв им. 8 Марта, 1980 г.)	лава	53,02	1,15	17,86	2,62	6,19	0,15	5,38	8,30	3,46	1,14	0,03		0,20	99,50
3	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, пепел из эксплозивного кратера, выс.3600 м	53,1	1,15	17,13	4,53	4,88	0,17	5,28	8,87	3,66	1,25	0,00	0,36	0,16	100,54
4	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, лавовый поток 6 сентября, I фаза извержения	53,08	1,14	17,45	3,21	5,98	0,16	5,07	9,00	3,47	1,16	0,00	0,34	0,16	100,22
5	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, лавовый поток 8 сентября, I фаза извержения	53,1	1,18	17,16	3,05	6,12	0,16	5,28	9,20	3,57	1,16	0,00	0,34	0,17	100,49
6	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, лавовый поток 9 сентября	53,24	1,11	17,47	3,92	5,00	0,16	5,32	8,94	3,63	1,20	0,00	0,34	0,18	100,51
7	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	вулканическая бомба из эксплозивного кратера	52,7	1,05	17,15	4,83	4,60	0,16	5,71	9,14	3,84	0,94	0,00	0,32	0,12	100,56
8	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	вулканическая бомба из эффузивного конуса 12 сентября	53,14	1,14	17,35	3,85	5,49	0,16	5,11	8,94	3,57	1,22	0,00	0,36	0,16	100,49
9	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, 14 сентября, II фаза извержения	52,74	1,14	17,31	3,28	5,75	0,16	5,02	9,14	3,74	1,16	0,00	0,32	0,18	99,94
10	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	андезито-базальт, лавовый поток, 19 сентября, III фаза извержения (аналитик Г.П.Но-воселецкая)	52,68	1,05	18,45	3,28	5,66	0,16	4,69	9,39	3,63	1,09	0,00	0,26	0,16	100,50
АНВ6	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	лит.данные	52,45	1,09	17,11	1,05	9,25	0,17	5,55	7,95	3,19	0,99	0,23	0,00	0,28	99,31
АНВ8	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	лит.данные	52,92	1,09	17,11	1,60	8,89	0,17	5,21	7,95	3,22	0,99	0,00	0,00	0,31	99,46
АНВ9	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	лит.данные	53,83	1,11	17,83	2,28	6,38	0,18	5,48	8,41	3,38	1,02	0,00	0,00	0,29	100,19
86026	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	базальт, проба из бортового вала лавового потока в 15 м ниже кратера (аналитик Л.П.Фролова, ГЕОХИ СО АН СССР, г.Иркутск)	53,67	1,1	17,3	2,48	6,29	0,15	5,1	8,1	3,79	1,3	0,23	0	0,36	99,87
АВ-86-47	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	лавовый поток на леднике	53,38	1,09	17,11	1,95	6,77	0,19	6,05	8,77	3,24	1,00	0,10	0,13	0,22	100,01
АВ-86-48	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	шлаковый конус в 1 км от IУ ВВС, лава с Рх и О1	52,86	1,00	16,78	3,78	5,04	0,20	6,70	9,15	3,13	0,94	0,07	0,00	0,25	99,90
АВ-86-49	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	лавовый поток из этого конуса	53,58	1,07	18,37	2,90	5,56	0,19	5,02	8,47	3,51	1,14	0,08	0,18	0,26	100,33
АВ-86-53	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	образец из шлакового конуса	53,34	1,12	17,71	2,16	6,54	0,19	5,00	8,62	3,35	1,14	0,08	0,24	0,28	99,77
АВ-86-56	Ключевской (IV ВВС, 1974 год)	бокка у основания конуса	53,12	1,19	17,34	2,17	6,91	0,22	5,29	8,92	3,40	1,20	0,08	0,22	0,26	100,32
250	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, отобраны в 1983 г. у водопада	52,76	1,04	17,16	2,49	6,62	0,19	6,30	8,73	3,11	0,98	0,05	0,25	0,21	99,89

252	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, отобраны в 1983 г. у водопада	52,82	0,96	18,04	2,33	6,31	0,18	5,46	8,19	3,35	1,25	0,03	0,33	0,25	99,5
79-1	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, исток	53,71	1,01	17,62	1,92	6,42	0,16	5,61	8,52	3,40	1,20	0,05	0,11	0,22	99,95
79-2	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, борт истока	52,91	1,10	17,69	2,16	6,34	0,16	6,05	8,41	3,29	1,14	0,02	0,05	0,24	99,56
79-3	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, 200 м от истока	53,39	1,07	18,39	2,78	6,05	0,16	5,14	8,02	3,17	1,08	0,04	0,06	0,18	99,53
79-4	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, 800 м от истока	53,11	1,07	17,09	2,55	6,25	0,16	6,05	8,41	3,29	1,14	0,03	0,23	0,16	99,54
79-5	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, 1400 м от истока	53,31	1,07	17,04	2,89	5,76	0,16	5,87	8,76	3,26	1,08	0,02	0,19	0,09	99,5
79-6	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, 2000 м от истока	53,22	1,09	17,69	2,00	6,45	0,15	5,89	8,38	3,11	1,14	0,02	0,12	0,24	99,5
79-7	Ключевской (прорыв Пийпа, 1966 год)	лава, 2600 м от истока	53,16	1,08	17,75	2,96	5,76	0,15	5,48	8,41	3,23	1,14	0,00	0,19	0,25	99,56
756	Ключевской (кратеры Вернадского и Крыжановского, 1956 г.)		53,01	1,16	17,63	4,45	4,66	0,14	4,97	9,05	3,20	0,98	0,64	0,18	0,00	100,07
759	Ключевской (кратеры Вернадского и Крыжановского, 1956 г.)		53,6	1,10	18,83	3,18	5,00	0,19	4,38	8,34	3,54	1,06	0,61	0,26	0,00	100,09
781	Ключевской (кратеры Вернадского и Крыжановского, 1956 г.)		53,39	1,18	18,17	2,87	4,89	0,15	4,90	8,96	3,32	1,04	0,66	0,53	0,00	100,08
231	Ключевской (кратеры Вернадского и Крыжановского, 1956 г.)	лава, образец отобран в 1983 г. у борта кратера Обручева	53,06	1,09	19,15	2,89	5,62	0,18	4,59	8,05	3,87	1,25	0,03	0,13	0,25	100,16
68-2	Ключевской (кратеры Вернадского и Крыжановского, 1956 г.)	пористая порода, лавовый поток в С-З части кратера Вернадского	53,96	0,95	19,35	2,04	5,88	0,19	4,33	7,76	3,48	1,26	0,10	0,00	0,21	99,51
70-1	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 500 м вниз от шлакового конуса	53,08	1,15	18,55	3,82	5,04	0,14	4,68	7,83	3,70	1,29			0,22	99,5
70-2	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 500 м вниз от шлакового конуса	52,46	1,12	19,22	2,92	5,85	0,14	4,68	7,73	3,76	1,34		0,12	0,22	99,56
70-3	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 1000 м вниз от шлакового конуса	53,34	1,16	18,98	2,89	5,54	0,14	4,63	7,73	3,58	1,29	0,02		0,22	99,52
70-4	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 1500 м вниз от шлакового конуса	52,99	1,14	18,68	2,44	6,28	0,15	4,57	7,87	3,70	1,29		0,20	0,22	99,53
70-5	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 1500 м вниз от шлакового конуса	53,58	1,15	18,44	2,72	5,73	0,14	4,65	7,69	3,74	1,34		0,24	0,21	99,63

70-6	Ключевской (прорыв Белянкина, 1953 год)	лава, 1500 вниз от шлакового конуса	53,16	1,13	18,97	2,55	5,85	0,14	4,68	7,76	3,68	1,34	0,03		0,22	99,51
69-1	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, западный край лавового поля	53,23	1,12	17,98	2,62	5,95	0,17	5,04	8,16	3,52	1,29	0,05	0,14	0,23	99,51
69-2	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, западный край лавового поля	52,82	1,09	18,38	3,05	5,70	0,15	5,22	7,84	3,58	1,33	0,05	0,09	0,23	99,53
69-3	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, западный край лавового поля	52,8	1,10	18,80	2,40	6,02	0,15	5,22	7,84	3,52	1,29	0,03	0,18	0,25	99,6
69-4	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, центральная часть лавового поля	53,31	1,11	18,68	2,59	5,83	0,15	5,01	7,84	3,35	1,33	0,08	0,13	0,24	99,65
69-5	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, центральная часть лавового поля	53,1	1,12	18,57	2,82	5,53	0,15	5,12	7,98	3,46	1,25	0,07	0,18	0,25	99,6
69-9	Ключевской (прорыв Былинкиной, 1951 г.)	лава, центральное поднятие	52,37	0,87	15,99	2,30	6,16	0,15	8,37	9,53	2,70	0,78	0,08	0,07	0,16	99,53
244	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	мелкопористый базальт, фронт лавового потока	52,8	0,99	17,69	2,65	6,02	0,19	5,99	8,55	3,11	1,13	0,00	0,25	0,22	99,59
247	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, разрез на глубине 5 м	52,34	0,96	17,58	2,81	6,34	0,18	6,07	8,44	3,17	1,13	0,05	0,22	0,23	99,52
60-1	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, фронт потока	53,31	1,07	17,82	2,58	5,88	0,15	5,63	8,45	3,29	1,14	0,08	0,05	0,26	99,71
60-3	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, 400 м вверх от фронта потока	53,87	1,10	16,92	2,66	5,89	0,17	5,56	8,56	3,29	1,20	0,04	0,07	0,22	99,55
60-6	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, 2000 м от фронта потока	53,01	1,09	17,83	3,36	5,10	0,16	5,68	8,37	3,29	1,20	0,01	0,17	0,23	99,5
60-8	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, 2600 м от фронта потока	52,47	1,10	17,99	6,42	3,25	0,16	5,45	8,36	3,17	1,08	0,04	0,20	0,23	99,94
60-12	Илючевской (прорыв Апахончич, 1946 год)	лава, 3100 вверх от фронта потока	52,99	1,1	17,99	3,40	5,56	0,15	5,58	8,41	3,11	1,14	0,08	0,01	0,23	99,75
1046-с	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)		52,9	1,06	17,70	3,36	5,36	0,16	6,40	9,21	2,30	1,00	0,20	0,08	0,17	99,9
1018-с	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)		53,32	0,80	17,28	3,64	6,22	0,20	5,42	8,60	2,90	1,20	0,11	0,08	0,2	99,98
1089-а	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)		51,22	1,11	17,02	4,20	5,81	0,20	5,97	9,02	2,71	1,07	0,98	0,29	0,11	99,71
1017-А	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)		53,22	1,12	18,19	3,18	6,68	0,10	5,23	7,91	3,52	1,11	0,1	0,08	0,09	100,53

1021у-п	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)		53,30	1,09	17,72	3,58	6,40	0,26	5,93	8,70	2,42	1,40	0,16	0,04	0,12	101,12
237	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	лава из борта лавового потока, начальные порции	53,02	0,99	18,09	2,78	5,99	0,19	5,56	8,34	3,36	1,25	0,05	0,2	0,2	100,03
50-1	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	лава	54,02	0,97	18,01	3,66	4,95	0,16	5,38	8,05	3,40	1,20	0,05	0,16	0,22	100,23
50-3	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	лава	53,5	1,04	17,27	2,40	6,02	0,15	5,71	8,34	3,40	1,20	0,01	0,27	0,20	99,51
50-5	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	лава	53,23	1,07	18,18	2,72	5,96	0,15	5,14	8,10	3,35	1,20	0,02	0,22	0,22	99,55
50-7	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	лава	53,20	1,05	17,83	2,51	6,36	0,18	5,53	8,38	3,23	1,14	0,00	0,08	0,22	99,71
50-9	Ключевской (прорыв Юбилейный, Заварицкого, 1945)	пирокластика, кромка конуса	53,54	1,08	17,61	3,41	5,24	0,16	5,07	8,45	3,46	1,25	0,00	0,16	0,23	99,66
255	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый базальт	52,28	0,88	16,70	3,20	5,85	0,19	7,14	9,29	2,98	1,06	0,00	0,23	0,2	100
259	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый базальт, поток клинкерной лавы, выходящий из лавовода в 800-900 м восточнее Билукай	52,28	0,91	15,58	2,47	6,65	0,19	8,24	9,18	2,88	0,91		0,14	0,2	99,63
265	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, базальт с включениями, последняя порция лавы из шлакового конуса в 300 м от истока	52,26	0,92	16,17	3,39	5,70	0,20	7,42	9,05	2,87	1,06		0,33	0,21	99,58
59-3	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, поток у основания шлаковсо конуса Билукай	53,24	0,69	16,78	2,35	6,21	0,15	6,65	8,99	2,97	1,13	0,03	0,15	0,19	99,53
59-4	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, последняя порция извержения	53,52	0,74	16,73	2,42	6,22	0,14	6,72	9,06	2,77	1,06	0,05	0,14	0,17	99,74
59-7	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, 10 км на В от конуса Билукай	53,20	1,00	16,19	3,37	5,37	0,15	7,93	8,73	2,91	1,02	0,20	0	0,22	100,29
59-7	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, 10 км на В от конуса Билукай	53,19	0,70	15,88	2,68	6,11	0,15	7,97	9,24	2,84	0,96	0,01	0,19	0,16	100,08
59-8	Ключевской (Билукай, 1938 г.)		53,2	1,01	15,98	2,91	6,24	0,16	7,59	8,73	2,80	1,12	0,19	0,12	0,19	100,24
53-9	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, 10 км на В от конуса Билукай	52,54	0,78	16,12	2,79	5,96	0,18	8,03	9,13	2,70	1,05	0,08	0,00	0,20	99,56

53-1	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	бомба, верхние взрывные воронки Козей	54,08	0,69	17,29	2,64	6,13	0,15	5,73	8,41	3,11	1,20	0,03	0,34	0,20	100
53-2	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	бомба, верхние взрывные воронки	53,88	0,71	17,25	2,00	6,60	0,15	5,79	8,41	3,04	1,20	0,00	0,29	0,20	99,52
53-3	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	бомба, верхние взрывные воронки	54,09	0,77	17,45	2,86	6,01	0,15	5,55	8,55	3,24	1,14	0,06	0,05	0,18	100,09
80-2	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	борт оврага над кратером Невидимка	53,68	0,81	17,00	2,73	6,05	0,19	6,12	8,52	2,91	1,20	0,02	0,09	0,2	99,52
80-4	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	лава, 150 м от истока	53,34	0,69	16,94	2,88	5,93	0,15	6,41	8,48	3,17	1,13	0,01	0,13	0,19	99,45
18	Ключевской (Билукай, 1938 г.)	Набоко	51,03	1,00	17,03	3,58	5,23	0,35	6,75	10,45	2,93	1,34	0,1	0,2	0,11	100,1
24	Ключевской (Билукай, 1938 г.)		53,08	1,08	16,62	2,50	6,52	0,25	6,11	8,80	3,08	1,08	0,14	0,59	0,27	100,1
850	Ключевской (Билукай, 1938 г.)		53,46	1,01	15,37	2,59	6,13	0,19	8,12	9,42	2,40	1,10	0,14	0,04	0,2	100,17
830	Ключевской (Билукай, 1938 г.)		53,14	1,15	15,10	2,60	6,36	0,21	8,40	9,33	2,90	0,43				99,62
1-1	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, плотный 01-Рх базальт, южный склон конуса	52,23	0,92	15,25	6,74	2,45	0,16	8,71	8,84	2,82	0,96	0,05	0,28	0,17	99,58
1-2	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, плотный 01-Рх базальт, юго-западный склон конуса	53,25	0,81	15,39	2,60	6,07	0,21	8,50	8,81	2,70	0,96	0,09	0,02	0,2	99,61
1-3	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	перьевидная лава, пористый 01-Рх базальт, последняя порция	52,77	0,77	14,97	2,52	5,90	0,20	9,69	8,99	2,54	0,96	0,07	0,01	0,2	99,59
1-4	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, пористый 01-Рх базальт, та же порция, ниже по потоку	52,16	0,77	14,76	2,85	6,13	0,21	9,41	9,39	2,65	0,96	0,01	0,08	0,2	99,57
1-5	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)		53,34	0,90	14,72	1,97	6,88	0,13	9,36	8,80	2,49	0,94	0,36	0,02	0,17	100,08
1-6	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, 400 ю ниже по потоку	52,82	0,71	15,72	3,24	5,70	0,16	7,58	9,69	2,61	0,98	0,05	0,09	0,16	99,51
1-7	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, левый борт лавового поля	52,95	0,77	15,37	2,97	5,72	0,20	8,10	9,50	2,60	1,02	0,00	0,16	0,2	99,56
1-8	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, правый борт лавового поля, вскрытый р. Крутенькой, рядом с фронтом потока	52,78	0,67	14,88	3,35	5,82	0,15	8,81	9,71	2,61	0,98	0,12	0,10	0,16	100,14
1-9	Ключевской (Киргурич, 1932 г.)	лава, правый борт лавового поля, вскрытый р. Крутенькой, в самом узком месте р. Крутенькой	52,46	0,62	15,49	3,48	5,21	0,15	8,68	9,24	2,65	1,06	0,04	0,48	0,16	99,72