

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И
СЕЙСМОЛОГИИ**

**Материалы
Всероссийской конференции,
посвященной
75-летию Камчатской
вулканологической
станции**

Петропавловск-Камчатский, 2010

УДК 551.21+552+550.34

Научное издание

**Материалы Всероссийской конференции, посвященной
75-летию Камчатской вулканологической станции -
Петропавловск-Камчатский: Издательство ИВиС ДВО РАН,
2010.**

Ответственный редактор - академик **Е.И. Гордеев.**

Редакционная коллегия:

к.г.-м.н. **В.Л. Леонов**, к.г.н. **Я.Д. Муравьев.**

В сборнике помещены материалы, представленные на Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции, образованной 1 сентября 1935 г., и послужившей в дальнейшем основой для созданного в 1962 г. Института вулканологии СО АН СССР. Обсуждаются проблемы и дальнейшее развитие вулканологических исследований в России. Тематика сообщений охватывает такие разделы, как - развитие отечественной вулканологии, вулканизм континентальных окраин, современный вулканизм и природные катастрофы.

Содержание

<i>Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Даниялов М. Г., Морозов П.А., Фомичев В.В., Першин С.М., Хлебопашев П.В. ТЕКТНИЧЕСКИЕ АЭРОЗОЛИ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС - СВИДЕТЕЛЬСТВО ЕГО АКТИВНОСТИ</i>	3
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. ИСТОРИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ</i>	5
<i>Богоявленская Г.Е. К 75-ЛЕТИЮ КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ИМ. Ф.Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА (заметки участника событий)</i>	9
<i>Быкасов В.Е. ТОЛБАЧИНСКИЙ ДОЛ: ОСОБЕННОСТИ И ДИНАМИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА</i>	14
<i>Вергасова Л.П., Филатов С.К., Ананьев В.В. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АРСЕНАТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ФУМАРОЛ БТТИ</i>	18
<i>Володькова Т.В. ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИАМУРЬЯ И ВУЛКАНОВ КУРИЛ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i>	22
<i>Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И., Ермаков В.А. МОДЕЛЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ</i>	26
<i>Ермаков В.А. ТЕКТНИКА И ВУЛКАНОТЕКТНИКА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ</i>	30
<i>Жаринов Н.А. К 75-ЛЕТИЮ КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ</i>	34
<i>Ившин В.М., Ившина Е.В. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ИЗМЕНЕНИЕМ НАГРУЗКИ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ОСТРОВНОЙ ДУГИ – ОСНОВА ДЛЯ НАДЕЖНОГО ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЕ</i>	38
<i>Кирюхин А.В. АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ РЕЗЕРВУАРАХ</i>	42
<i>Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Округин В.М., Гирина О.А. О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ</i>	46

ДАННЫХ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭФФУЗИВОВ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ	СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ	
<i>Малышев А.И.</i> ЗНАЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ НАУКИ		50
<i>Малышев А.И., Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В.</i> О НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ НАЗЕМНЫХ МЕТОДОВ СЛЕЖЕНИЯ ЗА ВУЛКАНАМИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ		54
<i>Медведева С.А.</i> ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ		61
<i>Миронов Ю.В.</i> СПЕЦИФИКА ИЗОТОПНОГО И ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ (НА ФОНЕ ОБЩЕЙ СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ)		66
<i>Моисеенко К.Б., Малик Н.А.</i> ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ВЫБРОСОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К ЗАДАЧАМ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ И ПРОГНОЗА КАЧЕСТВА ВОЗДУХА		70
<i>Морозова Л.И.</i> ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА НА ОСТРОВЕ МАТУА В ИЮНЕ 2009 ГОДА И СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ		71
<i>Петрова Е.Г., Миронов Ю.В.</i> ВУЛКАНЫ КАК ПРИВЛЕКАТЕЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ТУРИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЯПОНИИ И ТАЙВАНЯ)		75
<i>Путьмаков А.Н., Аношин Г.Н.</i> СОВРЕМЕННЫЙ АТОМНО- ЭМИССИОННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ВУЛКАНОЛОГИИ: НОВЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ, ПРИБОРЫ		79
<i>Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Сенюков С.Л.</i> ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ ПО ДАННЫМ ПРОБЕГА Р-ВОЛН ОТ ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДОМ ОБРАТИМОЙ ВОЛНЫ		83
<i>Сушкин Л.Б.</i> ОСОБЕННОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНОВ ЗАПАДНО-СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЗОНЫ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)		87
<i>Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.</i> МАГМАТИЧЕСКАЯ ПИТАЮЩАЯ СИСТЕМА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ ПО ДАННЫМ ОБ ЕЕ ИЗВЕРЖЕНИЯХ, ДЕФОРМАЦИЯХ, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И СЕЙСМОТОМОГРАФИИ		92
<i>Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В., Соболев А.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., Кузьмина О.Б.</i> ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ ВЕРШИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1994 Г. И МАЛОГЛУБИННЫЙ ПЕРИФЕРИЧЕСКИЙ ОЧАГ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ		96
<i>Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Белоусов А.Б., Бабанский А.Д.</i> НАХОДКА ЦЕНТРА ИЗВЕРЖЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ НА ВУЛКАНЕ ШИВЕЛУЧ		100
<i>Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Иванов Б.В., Максимов А.П.</i> НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНА КАМЕНЬ		104
<i>Чуян Г.Н., Быкасов В.Е.</i> К ВОПРОСУ О ВЫСОТЕ ВОЛН ЦУНАМИ 1737 ГОДА НА ОСТРОВЕ БЕРИНГА		108

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АЭРОЗОЛИ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС СВИДЕТЕЛЬСТВО ЕГО АКТИВНОСТИ

В.А. Алексеев¹, Н.Г. Алексеева¹, М. Г. Даниялов², П.А. Морозов³, В.В. Фомичев³,
С.М. Першин⁴, П.В. Хлебопашев⁵

¹ ГНЦ РФ ТРИНИТИ, AN1TU@mail.ru

² Дагестанского фил Геофиз. Службы РАН, Махачкала,

³ ИЗМИРАН ⁴ ИОФАН, ⁵ Институт Океанологии РАН

Вулканические аэрозоли, их состав и динамика свидетельствуют о состоянии вулканической активности и могут выступать предвестником извержения. Это было показано нами на Авачинском вулкане при фумарольной активности и извержении [Алексеев, Алексеева, 1985, 2002; Алексеев и др., 1995; Alekseev, Alekseeva, 1992].

В июне 2007 году были проведены исследования потоков тектонических аэрозолей и водорода на Эльбрусе с помощью современных научных методов:

1. На высоте 4 тыс. м с помощью лидара определяли положение струй фумарольных газов.
2. Внутреннее строение ледника Горабаши изучали георадаром нового типа «Лоза»
3. Проведены измерения потоков водорода в Баксанской долине и на Эльбрусе.
4. Изучен микроэлементный состав снега от вершины до Приюта 11 и снега в скважине на леднике Горабаши, на высоте 4 тыс.м.
5. Измерялся микросейсмический фон на поляне Азау во время всей экспедиции.

Получены следующие результаты.

1. Впервые в Приэльбрусье проведена водородная съемка от поляны Азау до источника нарзана пос. Терскол и на Эльбрусе по профилям. В Баксанской долине были выявлены две крупных водородных аномалии, связанные с проявлением в современном ландшафте глубинного разлома.
2. Лед экранирует поток водорода. Максимальный поток водорода на морене фиксирует площадку, где, по сообщениям местных служащих, наблюдались фумарольные струи.
3. Георадарное исследование структуры ледника Горабаши на юго-восточном склоне вулкана Эльбрус позволило впервые изучить подповерхностную структуру ледника до глубины 112м. Выделены зоны разуплотнения льда и подстилающих пород. Возможно они связаны также с вулканическими газами.
4. Исследован микроэлементный состав снега от вершины Эльбруса до расстояния 20 км от вулкана. Сделано более 500 элементоопределений. Основной вывод - Концентрации большинства (Al, K, Fe, Zn, S, B) элементов максимальны на вершине, с увеличением расстояния от вулкана концентрации их плавно уменьшаются, по всей видимости Эльбрус является источником этих элементов.
5. Изучение состава снега из 4- метровой скважины в зоне питания ледника Горабаши и график выпадения осадков показали что, выпадение элементов со снегом сильно изменчивы во времени. Концентрации Al, B, Mn, Ni, Zn в течение года изменяются на порядок. Поступление вулканических аэрозолей не стабильно во времени и для контроля вулканической активности Эльбруса необходим непрерывный мониторинг элементного состава аэрозолей.
6. С помощью лидара зарегистрированы фумарольные шлейфы между станцией Горабаши и склоном восточной вершины Эльбруса. Аэрозольный лидар обратного рассеяния работал на высоте 3700 м над уровнем моря без термостатирования. Зондирование велось в ночное время в автономном режиме. Естественной мишенью зондирования была восточная вершина вулкана Эльбрус, на расстоянии 4100м. На расстоянии 3300м был получен сигнал обратного рассеяния на аэрозольном облаке. Оптическая плотность аэрозольного шлейфа изменялась во времени, что проявлялось в модуляции сигнала рассеяния на шлейфе и от склона Эльбруса. Аэрозольный шлейф переносился ветром восточного или северо-восточного румба и пересекал трассу зондирования. Характер шлейфа позволяет трактовать его как фумарольный.

Список литературы

Алексеев В.А., Алексеева Н.Г. К вопросу о поступлении тяжелых металлов при дегазации Земли. Ядерно-физические методы анализа в контроле окружающей среды. Труды 2 Всесоюзного совещания. Ленинград, 1985. С. 173—179.

Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Муравьев Я.Д., Бирюкова Т.П., Кузнецов И.П. Аэрозольный предвестник извержения Авачинского вулкана в январе 1991 г.// ДАН, 1995. Т.345. №.5. С. 667-670.

Алексеев В.А., Алексеева Н.Г. Связь аэрозольных предвестников землетрясений и извержений вулканов с деформациями земной коры. Дегазация земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Матер. конф. г. Москва "ГЕОС", 2002. С. 79—81.

Alekseev V.A., Alekseeva N.G. Investigation of metal transfer in the biosphere during gaseous emission in zones of tectonic activity using methods of nuclear physics //Nucl. Geophys. 1992. Vol. 6. No. 1. P. 99-110.

ИСТОРИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², В.А. Рашидов³, А.А. Трусов⁴

¹Москва, yuri_blokh@mail.ru

²Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, vbond@list.ru

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, rashidva@kscnet.ru

⁴ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», trusov@aerogeo.ru

Одним из регионов, планомерно и детально изучающимся отечественными учеными, является Курильская островная дуга (КОД), на Охотоморском склоне которой располагается большое количество подводных вулканов. Первые сведения о 47 подводных вулканах Курильской островной дуги получены 1949-55 гг. в экспедициях Института океанологии АН СССР на НИС «Витязь» и «Крылатка» [Безруков и др., 1958]. Сведения о геомагнитных исследованиях подводных вулканов КОД, выполненных до 1981 г., крайне малочисленны. В 1957-59 гг. в рамках Международного Геофизического Года сотрудниками ВНИИГеофизика была проведена рекогносцировочная аэромагнитная съемка Охотского моря и Большой Курильской гряды [Соловьев, 1970; Соловьев, Гайнанов, 1963]. В работе [Гайнанов и др., 1968] есть указание на то, что локальные положительные аномалии ΔT_a , наблюдаемые к северо-западу от Большой Курильской Гряды, приурочены к подводным горам вулканического происхождения. В работе [Yasyi et al., 1967] приведены результаты магнитной съемки двух, а в работе [Воробьев, 1977] – четырех подводных гор (вулканов).

Планомерное изучение подводного вулканизма КОД было выполнено в 11-ти комплексных вулканологических экспедициях в рейсах НИС «Вулканолог» в 1981-91 гг. Институтом вулканологии ДВО РАН и Институтом вулканической геологии и геохимии ДВО РАН [Авдейко и др., 2005; Подводный..., 1992]. В этих экспедициях получен большой фактический материал и изучены 109 подводных вулканов и гор КОД [Рашидов, 2009]. Для большей части Курильской островной дуги и прилегающих участков Охотского моря были выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и модульная гидромагнитная съемка (ГМС) по системе пересекающихся галсов со средним межпрофильным расстоянием 5 км и со сгущением на отдельных участках до 0.5-1 км. Навигационная привязка геофизических профилей осуществлялась с помощью судовых радиолокаторов «Океан-21» и «Океан-23» по береговым ориентирам или сигнальному бую. Общий объем отработанных профилей около 60000 погонных км. К большому сожалению, часть геофизических исследований была выполнена по редкой неравномерной сети наблюдений.

В первых рейсах НИС «Вулканолог» в 1977-81 гг. ГМС проводилась квантовым магнитометром КМ-2, а начиная с 1982 г. - протонным магнитометром ПМИВ. В наблюдаемые значения магнитного поля вводилась поправка за девиацию. Определение девиации при прохождении судна в спокойном магнитном поле через фиксированную точку на 8-ми румбах. Курсовая девиация во время проведения вулканологических исследований не превышала 10-12 нТл. Косвенный учет вариаций осуществлялся путем проведения контрольных замеров на прямом и обратном курсах, а также путем анализа невязок в точках пересечения опорных и секущих маршрутов. Среднеквадратическая погрешность во время проведения ГМС на полигонах не превышала 7-10 нТл. В аномальных зонах величина среднеквадратической погрешности достигала 18-22 нТл. Измерение естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости драгированных образцов осуществлялось в лабораторных условиях астатическим магнитометром МА-21 и каппаметром КТ-3.

Проведенные исследования показали, что большинство подводных вулканов КОД четко отражается в магнитном поле, и к ним приурочены локальные аномалии ΔT_a , не нарушающие общий характер поля. Аномалии имеют различные простирания, а размеры их сопоставимы с размерами оснований вулканических построек. Преобладают изометричные аномалии, хотя в ряде случаев отмечены и вытянутые формы. Основанию вулкана могут соответствовать как положительные, так и отрицательные значения магнитного поля. Над вершинами вулканических

построек наблюдается повышение магнитного поля и, в основном, положительные значения поля. Над некоторыми вулканами отмечен мозаичный характер аномального магнитного поля. Интенсивность аномалий ΔT_a , наблюдаемых на акватории над подводными вулканами КОД, изменяется от 70 до 1000 нТл. Выявлено большое количество высокоградиентных зон. Горизонтальный градиент поля нередко превышает 100 нТл/км. Большая часть вулканических построек намагничена по направлению современного магнитного поля.

К огромному сожалению, в последние годы изучению подводного вулканизма КОД в нашей стране не уделяется должного внимания. В связи с этим большое значение приобретают материалы, полученные в этом регионе в предыдущие годы при проведении морских комплексных геофизических исследований.

Для интерпретации данных, полученных на редких неравномерных сетях наблюдений, разработана технология количественной интерпретации материалов морских геомагнитных исследований в комплексе с эхолотным промером, НСП и драгированием, позволяющая проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного редуцирования в регулярную сеть. Технология состоит в применении методов особых точек [Блох, 2009; Блох и др., 1993] и 2.5D моделирования [Лойтер и др., 1986] на отдельных галсах, и последующего 3D моделирования с мощью программ пакета структурной интерпретации СИГМА-3D [Бабаянц и др., 2004] по всему массиву исходных данных на базе модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся намагниченностью. При расчетах всегда используется истинный рельеф вулканических построек с учетом погребенного под осадками основания, полученный по данным эхолотного промера и НСП.

Разработанная технология была успешно внедрена при изучении подводных вулканов КОД. Результаты анализа особых точек функций, описывающих аномальные поля, оказались достаточно интересными, особенно, для неглубоко расположенных вулканов, где особенности отмечаются не только на верхней кромке магнитных пород, но зачастую и в магматических камерах [Блох и др., 2010]. В ряде случаев с помощью анализа расположения особых точек можно установить направление каналов, подводящих магму. Следует отметить, что двумерный (а не 3D) анализ все же обладает рядом недостатков, в частности, неотъемлемо присущими ему тенденциями проектировать особенности от объектов, залегающих сбоку, на интерпретируемый профиль. Благодаря этой неприятной особенности 2D интерпретации, ряд локализуемых особенностей оказывается в толще воды, но нанесенная линия дна позволяет в данном случае легко выявлять и отсекают эти боковые влияния [Блох и др., 2010]. 2.5D моделирование позволило выделить в пределах вулканических построек вершинные кальдеры и различные блоки [Рашидов, Бондаренко, 2003, 2004]. Для ряда подводных вулканов КОД была выполнена интерпретация аномального магнитного поля с помощью программ пакета структурной интерпретации СИГМА-3D [Бабаянц и др., 2005; Блох и др., 2006а, 2006б, 2008а, 2008б], который в настоящее время является наиболее эффективным средством автоматизированного трехмерного моделирования гравитационных и магнитных аномалий.

Среди направлений применения пакета СИГМА-3D одним из наиболее перспективных представляется интерпретация данных морской магниторазведки, в первую очередь, моделирование подводных вулканов [Бабаянц и др., 2005]. 3D-технологии, реализованные в пакете, предоставляют интерпретаторам большие возможности, причем условия, возникающие при изучении подводных вулканов, могут считаться для них в каком-то смысле наиболее благоприятными. В первую очередь это относится к технологии, реализованной в программе REIST [Бабаянц и др., 2004]. Она предназначена для построения модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью. При изучении подводных вулканов проблема задания рельефа верхней кромки трехмерной модели решается максимально эффективно по данным сейсмоакустических исследований и эхолотного промера, что и делает получаемую модель фактически адекватной, а не эквивалентной или смешанной, как обычно происходит при изучении аномалий на континентах. Построенная таким образом субгоризонтальная модель аппроксимируется совокупностью квадратных в плане однородных многогранников, расположенных в один слой. Элементарные многогранники располагаются не только в областях съемки, но и на месте лакун, а также на обрамлении исследуемого участка для учета краевых эффектов. Их размер в плане выбирается, исходя из средней глубины залегания

верхней границы модели, и примерно равен ей. Если глубины залегания слоя достаточно велики, элементарный многогранник считается вертикальной призмой (6-гранником) с горизонтальными верхней и нижней кромками. Для неглубокозалегающих объектов подобная аппроксимация чересчур груба, и 6-гранник заменяется на 7-гранник. При этом верхняя кромка, оставаясь квадратной в плане, разбивается на две наклонные треугольные грани, что дает возможность автоматической и достаточно точной аппроксимации морфологически сложных подводных вулканов. Затем программа REIST определяет по наблюдаемому полю с помощью спектрально эквивалентного релаксационного метода разность между плотностью или намагниченностью каждого из элементарных многогранников по отношению к одному из них, принимаемому в качестве базового.

При моделировании магнитных аномалий требуется также задать направление вектора намагниченности пород, которое обычно принимается совпадающим с направлением главного геомагнитного поля в изучаемом регионе, то есть намагниченность пород предполагается преимущественно индуктивной и направленной коллинеарно современному полю. В программе REIST для этого заложена возможность вычисления компонент нормального геомагнитного поля по модели IGRF. В то же время, если направление вектора намагниченности сильно отклонено от направления современного поля, это также может быть идентифицировано по расчетам с данной программой. Уточнение основного направления вектора намагниченности пород вулканической постройки осуществляется с помощью программы ИГЛА. При заданных условиях избыточные (эффективные) намагниченности каждого из элементарных многогранников определяются по внешним полям однозначно, что было теоретически доказано В.М. Новоселицким [1965]. Исходные поля при этом задаются в реальных точках наблюдений, то есть по неравномерной сети с учетом альтитуд.

Результаты моделирования в программе REIST представляют собой эффективные намагниченности, то есть разности между истинными значениями физических свойств в каждом из элементов и соответствующими значениями в базовом элементе, выбираемом программой автоматически или по указанию интерпретатора. Этот процесс полностью устраняет влияние на результаты постоянного регионального фона, который содержится в интерпретируемых полях. При этом реализуется решение нелинейной обратной задачи, что выгодно отличает разработанную технологию от ряда существующих технологий, в которых применяется то или иное линейное, чаще гармоническое, приближение для аномалий ΔT . Следует отметить достаточно хорошее совпадение результатов 2.5D и 3D моделирования, но в трехмерном случае модель становится более дифференцированной и отражающей тонкие детали строения вулкана [Бабаянц и др., 2005].

Применение разработанной технологии количественной интерпретации материалов морских геомагнитных исследований позволило выявить в пределах подводных вулканических построек вершинные кальдеры, побочные лавовые конусы и экструзивные купола; определить местоположение активных вулканических центров и магматических камер; выделить отдельные лавовые потоки и направление подводящих каналов. В непосредственной близости от вулканов были отмечены линейные зоны, сложенные породами с повышенной намагниченностью. Отмечено хорошее совпадение результатов вычисления эффективной намагниченности с данными лабораторного изучения физических свойств драгированных образцов, что позволило идентифицировать выделенные лавовые потоки по составу слагающих их пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-III-A-08-427).

Список литературы

Авдейко Г.П., Бондаренко В.И., Палуева А.А. и др. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги: состояние, итоги, перспективы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 30 марта-1 апреля 2005 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2005. 3-7.

Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. 67-76.

- Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.** Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофизический вестник. 2004. № 3 С. 11-15.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.** Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71-88.
- Блох Ю.И.** Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М., 2009. <http://sigma3d.com/content/view/24/2/>.
- Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н.** Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 5. 17-26.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006б. С. 135-143.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Геофизическое изучение подводных вулканов Курильской островной дуги // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов // Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН, 4-8 февраля 2008 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008а. С. 19-22.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Подводный вулкан Берга [Курильская островная дуга] // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008б. № 2. Вып. 12. С. 70-75.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25 - 29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН. 2010. С. 62-65.
- Воробьев В.М.** Магнитное поле как индикатор вещественного состава намагниченных пород (на примере подводных гор юго-востока Охотского моря) // Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей. Владивосток. 1977. С. 57-63.
- Гайнанов А.Г., Исаев С.И., Удинцев Г.Б.** Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана // Океанология. 1968. Т. 8. Вып. 6. С. 1017-1024.
- Лойтер П.П., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф.** Связь магматогенных рудоконтролирующих структур с глубинным строением Западного Приохотья // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 82-94.
- Новоселицкий В.М.** К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Известия АН СССР. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25-32.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги** / Ответственный редактор академик Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Рашидов В.А.** История изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы Всероссийской научной конференции «100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг.». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2009а. С. 199-210.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.** Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3-13.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.** Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65-76.
- Соловьев О.Н.** О геологической природе магнитных аномалий // Обзор. МГ. СССР. М.: ВИЭМС, 1970. 55 с.
- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г.** Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги // Советская геология. 1963. № 3. С. 113-123.
- Yasui M., Hashimoto Y., Ueda S.** Geomagnetic and Bathymetric Study of the Okhotsk Sea - [1] // Oceanographical Magazine. 1967. V. 19. № 1. P. 75-85.

К 75-ЛЕТИЮ КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ИМ. Ф.Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА (заметки участника событий)

Г.Е. Богоявленская

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, avk2@kscnet.ru

55 лет тому назад я, аспирантка Лаборатории вулканологии АН СССР, приехала в п. Ключи на Вулканологическую станцию, чтобы работать по теме «Вулкан Безымянный и его экструзивные образования».

Вулкан Безымянный был самым небольшим незаметным потухшим вулканом среди гигантов Ключевской группы. В основном по этой причине мой руководитель директор Лаборатории Вулканологии В.И. Влодавец выбрал для молодой неопытной девушки этот объект исследований. Я приехала вместе с большим коллективом научных сотрудников Лаборатории Вулканологии. К этому времени Камчатская вулканологическая станция существовала уже 20 лет.

11 января 1934 г. состоялось заседание Президиума АН СССР, на котором по предложению Ф.Ю. Левинсон-Лессинга было принято постановление об организации вулканологической станции на Камчатке [Влодавец, 1974], [Влодавец и др., 1985].

В августе 1935 г. в пос. Ключи прибыл вулканологический отряд во главе с В.И. Влодавцем. Отряду было поручено строительство Камчатской вулканологической станции. Директором станции был назначен Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, начальником - В.И. Влодавец (рис 1). С сентября 1935 г. Камчатская вулканологическая станция АН СССР начала наблюдения на Камчатских вулканах. Эти исследования продолжаются до настоящего времени. Первые 10 лет (до 1945 г.) станция была единственным вулканологическим учреждением в СССР.

В 1938 г. Вулканологическая станция была утверждена Президиумом АН СССР в качестве самостоятельного учреждения. В организационном и научном отношении Камчатская станция в те далекие времена была форпостом советской вулканологии.

С 1937 г. начал выходить Бюллетень Камчатской вулканологической станции на русском и английском языках под редакцией Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. С 1940 по 1967 гг. публиковались Труды Камчатской вулканологической станции.

Работы на станции проходили сменами. В 1935-1936 гг. работала смена под началом В.И. Влодавца, в 1936-1938 гг. - смена А.А. Меняйлова, в 1938-1940 гг. - В.Ф. Попкова. Во время работы группы Меняйлова началось интересное побочное извержение «Билукай» на восточном склоне Ключевского вулкана. Извержение происходило зимой и к новому кратеру С. И. Набоко и А.А. Меняйлов на собаках добирались 10 дней, и к этому времени новый лавовый поток уже имел длину в 6 км, а шлаковый конус достиг высоты 100 метров.

Извержение Ключевского вулкана, начавшееся в апреле 1937 и продолжавшееся до весны 1938г., позволило исследователям собрать большой интересный материал, который лёг в основу первого в отечественной литературе детального исследования полного цикла вулканической активности. Были сделаны важные выводы о дифференциации магмы в подводящем канале, характере минеральной нагрузки в газообразных продуктах, изучение которых привело к пониманию процесса образования новых минералов и в конечном итоге завершилось публикацией работ по рудной минерализации в областях активного вулканизма. Эти важные и качественные материалы легли в основу кандидатской диссертации, которую успешно защитила С.И. Набоко в тяжелом военном 1942 году.

В первые десятилетия основные работы были сосредоточены на изучении Ключевской группы вулканов. Но уже в 1939-40 годах основателем станции Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и В.И. Влодавцем была составлена Записка к плану работ Камчатской вулканологической станции, которая существенно расширяла круг исследований: «Камчатская вулканологическая станция

Академии Наук занята изучением вулканизма в СССР. На территории нашей страны действующие вулканы находятся только на Камчатке и Курильских островах. Среди них такие как Ключевской вулкан, принадлежат к числу величайших вулканов мира. Камчатские вулканы разнообразны как по типу деятельности, так и по составу.

Несмотря на громадное число работ по вулканизму и существованию нескольких гипотез, проблема вулканизма остается до сих пор нерешенной. Источник тепла, необходимого для вулканических процессов, причинная связь вулканизма с дислокационными движениями, смена различных фаз вулканической активности в одном и том же или в смежных вулканических очагах, наконец, возможность предвидения приближающихся вулканических пароксизмов, - все это вопросы, к разрешению которых можно подойти только путем длительных систематических наблюдений. Эти наблюдения являются основной задачей станции. Второй ее задачей является систематическое изучение отдельных вулканов, вулканических групп и продуктов их деятельности путем экспедиционных и камеральных работ.

Одной из важных сторон проблемы современного вулканизма следует считать изучение газообразных продуктов вулканической деятельности, как с точки зрения состава фумарольных газов и возгонов, так и решения вопроса о первичном или вторичном характере водяных паров в магме.

Для выяснения деятельности Камчатских вулканов в историческом разрезе необходимо геолого-петрографическое изучение лав и пирокластических пород, слагающих вулканы.

Большую роль в деле изучения механизма извержений, определения глубины очага извержений должны сыграть сейсмические исследования. Последние могут иметь большое значение не только для решения вулканологических вопросов, но и для выяснения тектоники Камчатки. Они также будут полезны для ряда практических задач при разворачивании строительства на Камчатке.

Огромное количество энергии, выделяемое вулканом, фумаролами и термальными источниками, должно быть использовано. Необходимо направить мысль на отыскание путей использования этого тепла». (Директор Вулканостанции на Камчатке акад. Ф. Левинсон-Лессинг, заместитель директора В.И. Влодавец).

Время подтвердило правоту основателей советской вулканологии. В каждой из намеченных проблем отечественная вулканология продвинулась далеко вперед. Можно указать десятки книг, вышедших по каждой из этих задач. Сейчас, 75 лет спустя, очевидно, что давние замыслы не только осуществились, но и получено еще много других важных результатов.

В трудных условиях военного времени на вулканостанции продолжалась научная работа, которую успешно проводил единственный сотрудник - Б.И. Пийп. В 1944 – 45 гг. им изучено извержение Ключевского вулкана. Материалы этого исследования и детальные работы по анализу строения вулкана позволили Б.И. Пийпу блестяще защитить докторскую диссертацию и выпустить монографию «Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом»

В эти же годы, кроме изучения вулканов Ключевской группы, Б.И. Пийп проводил исследования на вулканах Авачинский, Ксудач, Кизимен и обследовал 18 групп горячих источников.

В 1943 г. в Москве была создана Лаборатория вулканологии АН СССР с вулканологической станцией на Камчатке. Создателем Лаборатории был академик А.Н. Заварицкий.

В 1946 г. на Камчатской вулканологической станции начались сейсмологические наблюдения. В пос. Ключи была открыта первая сеймостанция. Первая сейсмограмма была получена 29 XII. 1946 г., а первое землетрясение было зарегистрировано 1.I. 1947 г.

В дальнейшем сейсмические наблюдения на вулканостанции ряд лет с успехом проводил Г.С. Горшков. Он был молодым геологом, закончившим в 1943 г. геолого-почвенный факультет МГУ. В 1946 г. ему удалось принять участие в первой гидрографической экспедиции по изучению вулканов Курильских островов, которые стали открытием для нашей науки и страны. С этого времени имя Г.С. Горшкова, одного из самых талантливых вулканологов, неразрывно связано с развитием и прогрессом вулканологии. Первым большим его достижением явилось обнаружение

явления экранирования объемных сейсмических поперечных волн магматическим очагом Ключевского вулкана. До этого времени не было ни одной серьезной попытки определить глубину магматических очагов вулканов исходя из достоверных геофизических наблюдений. Господствовало представление о коровом питании вулканов. Впервые в мировой практике была определена глубина магматического очага в 50-60 км, то есть на границе земной коры и мантии. Предполагаемая форма магматического очага – плоская линза, мощностью не менее 10-12 км и диаметром порядка 30 км. Объем очага грубо оценен в 3-5 км³. Тезис о мантийном источнике вулканизма Горшков долгое время отстаивал в одиночку; только через несколько лет этот неожиданный результат был подтвержден по теневой зоне близких землетрясений для Ключевской и Авачинской групп на Камчатке и при проведении комплексных геофизических работ на Гавайских островах. В дальнейшем идея мантийного питания вулканов была развита Г.С. Горшковым путем сопоставления геофизических, петрохимических и геохимических данных. Исследования Г.С. Горшкова в области петрохимии привели автора к глубокому убеждению о «сквозькоровом» характере вулканизма, о том, что «вулканизм можно считать индикатором состава и состояния верхних частей мантии» и о том, что «изучение вулканизма может послужить одним из самых мощных средств познания глубин нашей планеты».

Еще в 1946 г. для изучения морфологии вулканов впервые были использованы методы аэрофотосъемки. Результатом этих работ явилось издание Атласа вулканов СССР. В подготовке «Атласа» активное участие принимали А.Е. Святловский и Ю.С. Доброхотов. Материалы исследований были обобщены В.И. Влодавцем, Г.С. Горшковым, Б.И. Пийпом и завершились изданием Каталога вулканов СССР.

После окончания Отечественной войны на станции постепенно увеличивалось количество сотрудников. В эти годы начальниками станции были А.А. Меняйлов (1948-1950 гг.), Б.И. Пийп (1950-1954 гг.), Г.С. Горшков (1954-1957 гг.), Е.К. Мархинин (1958-1961 гг.). В 1961-1965 гг. к моменту образования Института вулканологии (1962 г.) начальником станции был А.Е. Святловский. В 1965 г. его сменил И.Т. Кирсанов, который проводил изучение побочного извержения Ключевского вулкана 1966 г. совместно с сотрудниками различных лабораторий Института вулканологии.

Как было упомянуто выше, вплоть до образования в 1962 г. Института вулканологии, работа на станции велась сменами. Наша смена оказалась наиболее представительной за все время существования станции. Начальником станции, сменившим Б.И. Пийпа на этом посту, был Г.С. Горшков. Он возглавил коллектив из 30 сотрудников. Среди них была группа геологов - И.И. Гущенко, Г.Е. Богоявленская, В.Н. Борисова (несколько позже к нам присоединились А.Н. Сирин, К.М. Тимербаева), геохимик О.Н. Борисов, геофизики П.И. Токарев, О.М. Алыпова и лаборанты сейсмостанции И.Я. Свистунов и С.В. Попов. В химической лаборатории работали три научных сотрудника - И.И. Товарова, Л.А. Башарина, Н.Н. Классова (делались полные силикатные анализы, анализ вулканических газов, возгонов и др. работы). Функционировала фотолаборатория. На станции была прекрасная библиотека, которая постоянно пополнялась иностранной периодикой. Имелись свои транспортные средства - были выючные лошади летом и три нарты ездовых собак в качестве зимнего вида транспорта (рис. 2). Станция была своим особым интересным миром, в котором даже молодым сотрудникам было интересно работать и нескучно жить. Большая и хорошо охраняемая территория была зеленым оазисом, островком леса в пос. Ключи. Население пос. Ключи относилось с большим уважением к традициям станции и ее обитателям (рис. 3). Этот коллектив научных сотрудников вместе с его руководителем

Г.С. Горшковым увлеченно работал по различным направлениям вулканологической науки. Г.С. Горшков всегда внимательно следил за новыми исследованиями, энергично внедрял новые методы в вулканологию. Так мантийный характер лав как основного, так и андезитового состава был подтвержден данными изотопных отношений стронция и результатами экспериментальных работ.

Позднее Г.С. Горшков разработал новаторскую теорию вулканизма, согласно которой состав верхних частей мантии под океанами, континентами, островными дугами и океаническими

хребтами различен; эти различия проявляются в существовании 2-х классов пород - континентального и океанического.

Талант истинного ученого часто бывает вознагражден новыми неожиданными событиями, позволяющими в очередной раз проявить выдающиеся способности в их понимании.

В октябре 1955 г., после 1000-летнего периода покоя, ожил вулкан Безымянный. Эруптивный цикл продолжается до настоящего времени. 30 марта 1956 г. на вулкане произошел катастрофический направленный взрыв, уничтоживший вершину вулкана и его восточный склон. Впервые детально изученный нами на вулкане Безымянном, новый тип извержения и особый характер отложений, был выделен Г.С. Горшковым в специальный тип «направленного взрыва, сопровождающегося разрушением постройки вулкана, формированием обломочных лавин, крупных пирокластических потоков, пирокластических волн». Характер этого извержения был удивительным образом подтвержден 24 года спустя при извержении вулкана Сент-Хеленс (США) в мае 1980 г. Кульминационная стадия этих извержений имела одинаковые характеристики и таким образом была подтверждена справедливость выделения нового типа извержений.

По-видимому, это был расцвет научной жизни на Камчатской вулканологической станции. Практически все исследования, которые проводили сотрудники станции, заканчивались серьезными публикациями и защитой кандидатских диссертаций.

Кроме вулканов Ключевской группы и Шивелуча, были детально изучены геологическое строение, петрография и геохимия многих вулканов Камчатки.

Впервые даны количественные оценки геологического и энергетического эффекта крупных извержений и катастрофических взрывов (Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская). Впервые использованы энергетические характеристики воздушных волн для определения магнитуды извержения, определены закономерности формирования экструзивных куполов, пирокластических потоков, пирокластических волн, обломочных лавин (Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская), лавовых потоков, шлаковых конусов; получены температуры и данные вязкости базальта (В.И. Влодавец, Б.И. Пийп, С.И. Набоко); изучались процессы формирования пирокластики и перенос металлов пеплами (И.И. Гущенко), закономерности переноса металлов летучими, их концентрация и рассеяние (С.И. Набоко, Л.А. Башарина). Получила развитие теория направленных взрывов (Г.С. Горшков).

С 1954 г. на станции начал работать сейсмолог П.И. Токарев, под руководством которого совершенствовалась аппаратура и открылись две дополнительные сейсмические станции возле Ключевской группы вулканов (ст. Козыревская в 1958 г. и ст. Апахончич в 1960 г.). Работы П.И. Токарева были направлены на разработку методов прогноза вулканических извержений. В 1959, 1960 и 1961 гг. им были предсказаны извержения на растущем куполе Новом вулкана Безымянного. Позднее, в 1964 г., было предсказано катастрофическое извержение вулкана Шивелуч, в 1975 г. - Большое трещинное Толбачинское извержение, а в 1983 г. - побочное извержение Ключевского вулкана, названное «Предсказанным».

В 60-70-е годы после образования Института вулканологии на станции продолжались работы по геофизическому и геохимическому мониторингу действующих вулканов, динамике извержений. В 1965-75 гг. (начальник станции И.Т. Кирсанов, затем - Б.В. Иванов) проводились детальные исследования на побочных извержениях Ключевского вулкана, экструзивном куполе Новый вулкана Безымянный, на активных куполах вулкана Шивелуч.

В 1970-1977 гг. Вулканологическую станцию возглавил Б.В.Иванов. В 1970-1971 гг. впервые в СССР было проведено глубинное сейсмическое зондирование района Ключевской группы вулканов. Работы проводились совместно с лабораториями Сахалинского КНИИ и Института вулканологии. 40-летний юбилей станции в 1975 г. был отмечен выпуском сборника «Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов» под редакцией Б.В. Иванова и С.Т. Балесты.

С 1978 по 2004 г. начальником станции был Н.А. Жаринов. Под его руководством были развернуты геодезические исследования. Мировой опыт показал необходимость изучения деформаций земной поверхности на активных вулканах. Многолетние геодезические наблюдения

показали, что максимальные смещения наблюдаются на склонах вулканов, вблизи вновь образованных кратеров и выжимающихся экструзивных куполов. Существенные научные результаты дали постоянные геодезические наблюдения за ростом, изменением объема и других параметров выжимающихся блоков активного купола вулкана Шивелуч.

В последние годы на вулканостанции большое внимание уделяется дистанционным методам контроля состояния вулканов. С этой целью ведется видеосъемка вулканов и информация в цифровом виде передается в Институт вулканологии. Кроме этого, на вулканостанции установлены web-камеры, направленные на вулканы Ключевской и Шивелуч, информация с них в реальном времени передается в Интернет. Эти работы проводит Ю.В. Демянчук - начальник Камчатской вулканостанции с 2004 г.

Но с организацией Института вулканологии в Петропавловске- Камчатском коллектив научных сотрудников на станции постепенно уменьшался, и после выделения в 1994 г. сейсмических станций в Геофизическую Службу РАН круг проблем, решаемых станцией, резко сократился. Она перестала быть форпостом науки на Дальнем востоке. В настоящее время станция практически стала экспедиционной базой для отрядов, выезжающих на полевые работы в эти районы.

Список литературы

- Влодавец В.И.** Начало // Бюлл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 395.
- Влодавец В.И., Набоко С.И., Федотов С.А.** К 50-летию советской вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3-16.
- Атлас вулканов СССР.** М.: Изд-во АН СССР, 1959. 174 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение,** Камчатка, 1975-1976 гг. М.: Наука, 1984, 637 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1956 гг. М.: Наука, 1965. 170 с.
- Горшков Г.С., Набоко С.И.** Развитие русской вулканологии // Геология и геофизика, 1967. № 10, с. 100-107
- Памяти Г.С. Горшкова (1921- 1975).** Бюлл. вулканологических станций. 1977. № 53. с. 115-118.

ТОЛБАЧИНСКИЙ ДОЛ: ОСОБЕННОСТИ И ДИНАМИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

В.Е. Быкасов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, pkcats@gmail.com

Извержение Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) является одним из наиболее примечательных феноменов XX [1]. В ходе этой природной экологической катастрофы почвенно-растительный покров был уничтожен полностью на площади около 500 км², а помимо этого на площади около 300 км² произошло существенное изменение структуры биоценозов. При этом процесс механического, термического и химического поражения растительности Толбачинского в ходе и результате извержения Северного и Южного прорывов дифференцируется как по интенсивности и масштабам воздействия, как по продолжительности воздействия, так и по конкретному способу воздействия. Не менее существенная дифференциация отмечается также и в характере, динамике и направленности процессов восстановления растительного покрова пораженных участков дола.

Этими обстоятельствами и обуславливаются задачи данной работы, цель которой состоит в краткой характеристике основных особенностей процесса восстановления растительности на поражённой территории, и основой для которой послужили материалы вот уже более чем 30-летних полевых наблюдений.

Как известно, в ходе деятельности только одного Северного прорыва (СП) Большого трещинного Толбачинского извержения, за два с половиной месяца на поверхность дола поступило около 0,9 км³ тефры и 0,223 км³ лавы [1]. В результате чего, в центральной части дола образовалось три новых шлаковых конуса высотой 290, 278 и 108 метров, 15 лавовых потоков, слившихся в единое лавовое поле площадью 8,86 км² и мощностью до 90 метров, а также обширное шлаково-пепловое поле с мощностью отложений от 8–12 метров вблизи новообразованных конусов, до 10–15 см на расстоянии 10–12 км от центра извержения и до 3–5 см в радиусе 15–18 км.

Еще около 0,02 км³ пирокластики и 0,98 км³ лав добавил сюда Южный прорыв (ЮП), за 14 месяцев деятельности которого на долу появился шлаковый конус высотой 165 метров и лавовый покров площадью 35,87 км² и средней мощностью до 28 метров.

В результате поступления столь огромных объёмов вулканитов, на указанных площадях произошло массовое уничтожение древесной (лиственницы, каменной березы, ели, тополя душистого, ив, рябины), кустарниковой (ольхового и кедрового стлаников, шиповника, спиреи и пр.), травяной и мохово-лишайниковой растительности. При этом отчётливо проявлялась следующая стадийность этого процесса.

На конец вегетативного периода 1975 года граница абсолютно полного уничтожения растительного покрова ограничивалась изопакитой 40–45 см – то есть расстояниями в 3–5 км от новообразованных конусов. А уже к началу лета 1976 г., вследствие переноса сильными зимними ветрами около 0,2 км³ вымороженной (облегчённой) тефры, граница отложений с мощностями до 40–45 см отодвинулись ещё на 2–3 км от центра извержения [2]. За счёт чего вся кустарниковая растительность на этой территории в результате вторичного погребения и/или обдирания пепловой позёмкой коры и хвои также погибла полностью.

Одновременно же, с начала лета 1976 года стало проявлять себя химическое поражение. То есть, вымываемые талыми и дождевыми водами легкорастворимые химические вещества, изначально содержащиеся в выпавшей пирокластике, стали интенсивно поступать в почвогрунты и, оттуда, в корни растений. При этом максимум химического поражения пришёлся на вторую половину лета. О чём уверенно позволяет судить факт «внезапно» побуревшей в середине июля 1976 г. хвое лиственничников вдоль юго-восточной и южной периферии поражённой шлакопеплопадами площади, которая пару недель спустя полностью опала. И тем самым площадь окончательно

погибшей древесной и кустарниковой растительности расширилась до пределов, ограниченных изопакитой в 30–35 см – то есть до овала с радиусами 5–7 км.

В последующие 5–7 лет вне этой зоны полного уничтожения растительности, то есть при мощностях отложившейся тефры от 20–25 до 5–3 см, происходило либо полное отмирание одних (наиболее чувствительных, вроде мхов и лишайников, а также некоторых трав и кустарничков), в разной степени выраженное угнетение (дефолиация, хлороз, некроз, отсыхание вершинных и боковых побегов) других и частичное стимулирование (гигантизм побегов, листьев и плодов) третьих видов растительности. К примеру, каменная береза погибла полностью при мощности отложений от 20–25 см и более, кедровый стланик – от 15–20 см, а лишайники и мхи – от 3–5 см.

Кстати, в связи с этим стоит заметить, что вообще-то в условиях Камчатки при мощностях шлаково-пепловых отложений не более чем в 3–5 см происходит в основном лишь временная деградация мохово-лишайниковой и временное же поражение (хлороз, некроз, опад листьев и хвои) наиболее чувствительных к химическому поражению видов (кедровый стланик, каменная береза) древесной растительности. Однако более или менее регулярное (постоянное) выпадение даже самых малых по объёму вулканических пеплов приводит, как отмечает ряд исследователей [4, 5, 6] к выпадению в растительном покрове склонов и подножий наиболее активных вулканов Камчатки мохово-кустарничковых ассоциаций и к преобладанию в нём трав.

Что же касается нашего случая, то исключительные масштабы поражения и не менее исключительная интенсивность проявления вторичных поражающих факторов, обусловили гораздо более ярко выраженное угнетение и поражение биоценозов. К примеру, та же горно-тундровая кустарничково-травяная растительность, занимающая до начала извержения практически всю северную половину центральной и наиболее возвышенной (от высот 1000–1200 и до 1500–1700 метров) части дола, в результате извержения СП была полностью погребена вплоть до поймы ручья Водопадного с западной его стороны и до поймы правого истока р. Толуд – с восточной.

Однако уже на следующий год, вследствие усиленного эолового сноса, толщина шлаково-пепловой толщи на наиболее возвышенных участках названной территории уменьшилась практически наполовину. И потому погребенная, но не успевшая погибнуть, кустарничково-травяная растительность уже весной 1976 года стала интенсивно прорастать сквозь шлак и пепел. А спустя 35 лет она восстановилась практически полностью там, где первоначальная мощность шлаково-пепловых отложений не превышала 15–20 см.

Иначе обстояли дела с мохово-лишайниковой растительностью таковых участков. Дело в том, что мхи и лишайники, как наиболее чувствительные к химическому воздействию виды растительности, иногда отмирают при мощности выпавшей пироклаستيку всего в 3–5 см. К тому же естественный цикл восстановления мхов и лишайников составляет не менее 32–35 лет, что также существенно сдерживает интенсивность восстановления мохово-лишайникового покрова. А потому их восстановление на долу начиналось, буквально, с нуля.

В связи с этим просто необходимо отметить два случая довольно массового появления лишайников. Один из них связан с появлением через 10–12 лет на восточных и северо-восточных подножиях и склонах первого и второго конусов Северного прорыва, где мелкие частицы шлака и пепла были снесены ветрами и на поверхность вышли крупноглыбовые отложения, являющиеся наиболее подходящим субстратом для расселения белого мха, нового мохового покрова [3].

Иными причинами вызвано образования довольно-таки сплошного, но на этот раз – зеленомошного, покрова вдоль восточного и северо-восточного подножий горы Высокой. Поскольку в этом случае массовое появление мхов и лишайников было обусловлено аккумуляцией в ветровой тени вулканического конуса субстрата из тонких частиц отмытого талыми водами шлака и пепла, обогащённого биогенами отмершей и разлагающейся растительности.

Ну а в целом, через 35 лет после извержения в наиболее возвышенной части дола (севернее, примерно, линии, проведённой от стационара «Водопадный» на ручье Опасном к стационару на ручье Толуд) белый аспект восстановленного мохово-лишайникового покрова стал довольно примечательной чертой до недавнего времени безжизненно серой (а во время дождей буквально чёрной) поверхности шлаков и пеплов.

Что же касается травяной растительности (колосняка, хамерии узколистной, мелкоплодного мака, камнеломок, осок, вейников и пр.), то через 15 лет после извержения отдельные их экземпляры и латки продвинулись вплоть до подножий конусов СП. И в настоящее время здесь, в наиболее укрытых от ветров местах – то есть вдоль самих подножий конусов и во всякого рода западинах, где накапливаются наиболее тонкие фракции пепловых частиц, пионеры сформировали фрагменты первичной луговой растительности с проективным покрытием до 15–25% и более.

Достаточно быстро на поверхности шлаково-пепловых отложений восстанавливается и древесная растительность. Доказательством тому массовое появление древесного подроста, который за 25 лет практически полностью занял поверхность лавовых развалов извержения 1740 г. (извержения конусов Трещины и Звезды).

Особенность этого явления заключается в том, что за все предшествующие событию 1975–1976 годов 235 лет на их поверхности прижились лишь куртины спиреи иволистной, кедрового и ольхового стлаников, шиповника и кустарниковых ив, а также отдельные деревья ив, тополя и лиственницы. Однако после отложения на поверхности этих древних лав шлаков и пеплов Северного и Южного прорывов мощностью от 0,8–0,5 до 0,3–0,2 м, ситуация переменялась кардинально.

Объясняется это тем, что вследствие постоянной увлажнённости новообразованной шлаково-пепловой толщи за счёт сорбции водяных паров и аккумуляции дождевых и талых вод, она стала благоприятным субстратом (эдафотопом) для произрастания ив, рябины, каменной берёзы, лиственницы и, особенно, тополя душистого. Настолько благоприятной, что в настоящее время на всей поверхности этих лавовых потоков образовался практически сплошной древесный подрост высотой до 5–6 метров и с сомкнутостью крон на отдельных участках до 0,3–0,4.

Что же касается массовости появления на лавовых развалах именно ив и тополей, то это объясняется тем, что их семена (пух) в отличие от семян лиственницы, легко разносятся ветром на большие расстояния. К тому же тополь душистый и прочие лиственные породы плодоносят каждый год, тогда как лиственница раз в 5–7 лет. В целом же, явное преобладание в новообразованном подросте тополя душистого, ив, рябины и каменной берёзы над лиственницей, оказывается закономерным проявлением естественного сукцессионного процесса. В ходе которого на поверхности лавовых развалов сперва формируются древесно-лиственные ассоциации и уже только затем, под их пологом появляются лиственницы, постепенно вытесняющие пионерную растительность.

Тем не менее следует заметить, что с течением времени поверхность шлаково-пепловых отложений становится менее благоприятной для появления и закрепления пионерной растительности. Дело тут заключается в том, что за три десятка лет дождевые и талые воды практически полностью вымыли из шлака все воднорастворимые вещества. И в настоящее время их плодородие поддерживается лишь за счёт разложения более стойких химических соединений. А этот вторичный процесс по своей интенсивности как минимум на порядок уступает процессу вымывания водорастворимых элементов и соединений.

Всё это и послужило причиной того, что в целом период наиболее интенсивного завоевания пионерной растительностью новообразованной шлаково-пепловой поверхности, длившийся около 25–30 лет, завершился. Так что, оценивая перспективы восстановления растительности горных тундр и лугов дола, следует подчеркнуть, что хотя процесс этот и подстегивается кумулятивным эффектом (чем больше растений появляется на пораженной площади, тем в большей степени он интенсифицируется), однако, в целом, он в последние годы заметно замедлился. И вопреки нашим оптимистическим надеждам [2], обусловленным недостаточной изученностью подобного рода

явлений, следует ожидать полного восстановления кустарничково-травяного покрова не через 50–60 лет после извержения, как прогнозировалось ранее, а за срок в полтора-два раза больший. Причём мхам и лишайникам для полного восстановления утраченных позиций и вовсе может понадобиться 150–180 лет. И не менее 250–300 лет понадобится для восстановления фоновой таёжной растительности.

Таким образом, фито- и зооценозы Толбачинского дола, подвергшиеся воздействию шлакопеплопадов, токсичных газов, кислотных осадков и прочих поражающих факторов, в настоящее время развиваются в условиях в той или иной степени отличающихся от типично фоновых. Причём биота дола, претерпев временное стимулирование, угнетение (рестимуляцию), модификацию и, нередко, полное уничтожение, проходит ряд закономерных превращений (сукцессий) на пути возвращения к своему исходному климаксному (субклимаксному) состоянию.

В целом, этот сложный по своей динамике и направленности процесс достаточно длителен по времени. Тем не менее, можно ожидать, что если в течение ближайших 250–300 лет на территории дола не произойдет очередного катастрофического извержения, то растительный покров восстановится во всех своих естественных пределах. За исключением, разве что, поверхностей лавовых покровов Северного и Южного прорывов, занимающих, совместно, около 45 км² территории дола, где он может затянуться на срок от 400 до 600 лет.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка, 1975–1976 гг.). М.: Наука, 1984. 637 с.
2. **Быкасов В. Е.** Шлаково-пепловый чехол извержения 1975 г. и поражение растительности Толбачинского дола // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 76–78.
3. **Быкасов В. Е.** Восстановление растительности на шлакопепловых отложениях Толбачинского дола // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1989. Вып. 10. С. 193–194.
4. **Гущенко И. И.** Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
5. **Манько Ю. И., Сидельников А. Н.** Влияние вулканизма на растительность. Владивосток, 1989. 161 с.
6. **Пийп Б. И.** Ключевская сопка и ее извержение в 1944–1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 310 с.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АРСЕНАТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ФУМАРОЛ БТТИ

Л.П. Вергасова¹, С.К. Филатов², В.В. Ананьев²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, vlp@ksnet.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, filatov.stanislav@gmail.com

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ, Камчатка 1975-1976 гг. [Большое..., 1984]) относится к шести самым крупным трещинным извержениям за историческое время. Кроме того, это ещё и одно из самых изученных извержений. В течение прошедших после извержения более 30 лет на Новых Толбачинских вулканах ведется мониторинг поствулканических минералообразующих процессов. Минералы класса арсенатов входят в группу второстепенных минералов современного преимущественно медного вулканогенно-экспаляционного рудопроявления [Набоко, Главатских, 1983] в зоне активных фумарольных процессов Второго конуса Северной группы вулканов (СП), образованных в период прорыва магнезиальных базальтов в ходе БТТИ. Установлены в отложениях фумарол, имеющих пространственную приуроченность к линейным субмеридионального простирания деформациям конуса. Содержание мышьяка в пробах газов в 1976 г. составило 1.1 мг/м^3 , в 1977 – от $2.7 \cdot 10^{-5}$ до 0.22 мг/м^3 [Меняйлов и др., 1980].

Мышьяк является одним из сравнительно редких элементов в литосфере. Его общая концентрация в земной коре, согласно оценкам, составляет $1.0\text{-}1.8 \text{ мг} \cdot \text{кг}^{-1}$ [Taylor and McLennan, 1995; Wedepohl, 1995; Lide, 1996; Matschullat, 2000]. Большинство мышьяковых минералов имеют вторичное происхождение, благодаря тенденции As концентрироваться в жидкостях и парах, а также его низкой растворимости в природных сплавах. В целом, As и P могут быть включены только в основные пороодообразующие минералы в небольших количествах. Например, полевые шпаты, наиболее распространенные пороодообразующие минералы в коре, содержат лишь до 1.2 мас. % P_2O_5 [Kontak et al., 1996; Deer et al., 2001]. Схема замещения $2\text{Si} \leftrightarrow \text{Al} + \text{P}$, а распространенность щелочных полевых шпатов, содержащих P, связана с перглиноземистыми гранитами, пегматитами и риолитами [London, 1992]. Мышьяк еще более летуч, чем фосфор. Например, [Mambo et al., 1991] отмечают, что значения коэффициента распределения $(\text{As}/\text{P})_{\text{газ}}/(\text{As}/\text{P})_{\text{порода}}$ в вулканических средах лежат в интервале от 10^4 до 10^5 .

Использование комплекса рентгendifракционных, рентгеноспектральных и традиционных минералогических методов исследования позволили обнаружить в тонкодисперсных многофазных продуктах вулканических экспаляций БТТИ 7 экспаляционных минералов класса арсенатов: ламмерит $\text{Cu}_3[(\text{As},\text{P})\text{O}_4]_2$, аларсит AlAsO_4 , копарсит $\text{Cu}_4\text{O}_2[(\text{As},\text{V})\text{O}_4]\text{Cl}$, йохиллерит $\text{Na}(\text{Mg},\text{Zn})_3\text{Cu}(\text{AsO}_4)_3$, урусовит $\text{Cu}[\text{AlAsO}_5]$, брадачекит $\text{NaCu}_4(\text{AsO}_4)_3$ и филатовит $\text{K}[(\text{Al},\text{Zn})_2(\text{As},\text{Si})_2\text{O}_8]$. Пять из них (исключая ламмерит и йохиллерит) являются новыми минеральными видами (табл. 1, 2), из которых только два (аларсит и брадачекит) имели аналоги среди синтетических соединений.

В составе минеральных видов класса арсенатов принимают участие 7 видообразующих элементов (Cu, Al, K, Na, Mg, Zn, Si), помимо ведущих (As и O). Наиболее распространённым элементом в арсенатах является медь (в пяти минеральных видах). Для арсенатов БТТИ характерна встречаемость в виде как отдельных кристаллов, так и их скоплений. Наибольшее количество простых форм обнаружено на кристаллах брадачекита, облик кристаллов которого псевдоизометричный. Изометричный облик имеют кристаллы ламмерита и аларсита. Облик кристаллов урусовита и йохиллерита призматический, копарсита и филатовита - псевдотабличатый.

Большинство минералов группы арсенатов интенсивно окрашены, что значительно облегчает их идентификацию. Для 'минерала ламмерита, например, наиболее характерен интенсивный зеленовато-бирюзовый цвет; копарсит имеет буро-черный цвет, не просвечивающийся даже в тонких сколах; йохиллерит – фиолетовый до густого чернильного; урусовит-бледно-зеленый с бирюзой; брадачекит – сапфировый до синего, в толстых зёрнах – до темно-синего; аларсит и филатовит – бесцветны.

Минералы класса арсенатов ассоциируют с широким спектром новообразованных минеральных фаз – окислами, хлоридами, сульфатами и оксосульфатами, силикатами, агрегаты которых были представлены как хорошо окристаллизованными, так и тонкозернистыми, скрытокристаллическими до аморфных фазами. Отмечалось присутствие примесных гигроскопичных фаз, что сильно затрудняло исследование. Ведущие минералы представлены пономаревитом $K_4Cu_4OCl_{10}$, пийпитом $K_4Cu_4O_2(SO_4)_4 \cdot MeCl$, долерофанитом Cu_2OSO_4 , эвхлорином $NaKCu_3O(SO_4)_3$, сильвином KCl , а также минералами изоморфного ряда ключевскит-алюмоключевскит $K_3Cu_3(Fe^{3+}, Al) O_2(SO_4)_4$. Везде фиксируется тенорит CuO и гематит Fe_2O_3 . В некоторых пробах, отобранных на ранней (отбор 1980 г.) стадии постмагматической деятельности Второго конуса СП БТТИ, в которых арсенаты ламмерит и брадачекит, наряду с другими минералами меди, выступали в качестве основных новообразованных минеральных фаз, отмечались отдельные крупные кристаллы гематита псевдогексагонального облика чёрного цвета, а также их сростки, достигающие размеров до 0.5 см. Отличительной особенностью этих кристаллов гематита было значительное содержание в них Sn. Вмещающие изверженные породы (магнезиальные базальты умеренной щёлочности) вблизи газовых выходов были интенсивно преобразованы под воздействием фумарольных газов, что выражалось в обелении, в исчезновении структурных особенностей пирокластического материала и в широком распространении фтористых минералов, среди которых преобладал ральстонит $Na_xMg_xAl_{2-x}(F, OH)_6 \cdot yH_2O$.

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа новых минералов группы арсенатов (% мас.)

Компоненты	Брадачекит (средний из 37 анализов)	Копарсит (средний из 21 анализа)	Урусовит (средний из 15 анализов)	Аларсит (средний из 20 анализов)	Филатовит
CuO	43.13	69.03	32.23	0.54	0.83
ZnO	0.79	—	0.25	—	3.85
Al ₂ O ₃	—	—	20.89	31.98	27.33
Fe ₂ O ₃	0.38	0.17	0.32	0.60	—
Na ₂ O	5.17	—	—	—	0.63
K ₂ O	0.35	—	—	—	12.85
SiO ₂	—	—	—	—	12.35
As ₂ O ₅	49.62	15.50	46.02	66.71	40.60
V ₂ O ₅	0.13	7.72	0.12	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	1.63
Cl	—	8.47	—	—	—
O = Cl ₂	—	-1.91	—	—	—
Сумма	99.57	98.98	99.83	99.83	100.07

Примечание. FeO 0.28 % мас. – в филатовите; SO₃ 0.57 % мас. – в копарсите. Микрозонды: Camebax (аналитик В.В. Ананьев), Cameca SX-50 (аналитик П.С. Бернс). Прочерк означает, что компонент отсутствует.

Таблица 2. Диагностические линии дебаграмм новых минералов группы арсенатов БТТИ.

Брадачекит <i>d(I)</i>	Копарсит <i>d(I)</i>	Урусовит <i>d(I)</i>	Аларсит <i>d(I)</i>	Филатовит <i>d(I)</i>
6.22(13)	5.31(30)	7.20(100)	4.36(20)	4.329(70)
3.60(21)	4.69(40)	4.844(9)	4.06(31)	3.897(70)
3.43(100)	3.70(30)	4.327(23)	3.442(100)	3.364(100)
3.21(35)	3.03(60)	3.604(10)	2.514(8)	3.300(50)
2.791(24)	2.82(10)	3.174(10)	2.359(15)	3.066(40)
2.696(18)	2.62(100)	3.125(20)	2.294(8)	2.981(60)
2.683(30)	2.39(40)	2.656(6)	2.178(7)	2.646(40)
2.665(17)	1.67(20)	2.458(8)	1.873(16)	
	1.55(10)		1.7207(8)	
	1.44(10)		1.4202(11)	

В пробах более позднего отбора, вплоть до 2001 г., содержание минералов гр. арсенатов в отложениях фумарол Второго конуса СП БТТИ резко падает в количественном отношении и приобретает статус в намного подчиненном значении.

По данным полевых измерений и экспериментальных исследований предполагаемая температура образования арсенатов находится в интервале 410-600°C. По положению в разрезе эта температура должна быть ближе к 600°C.

Ниже приводится краткая структурная характеристик минералов группы арсенатов.

Ламмерит [Филатов и др., 1984]. Аларсит – относится к структурному типу берлинита AlPO_4 . Структуру можно представить как каркас α -кварца, в котором атомы Si^{4+} поочередно заменены атомами Al^{3+} и As^{5+} с удвоением параметра c [Семенова и др., 1994]. Йохиллерит [Главатских, Быкова, 1998]. Копарсит – оксоарсенат, наиболее адекватно описывается в терминах анионоцентрированных тетраэдров XA_4 [Vergasova et al., 1999]: тетраэдры OSu_4 объединяются через общие ребра в бесконечные цепи, аналогичные цепям ключевскита $\text{K}_3[\text{Cu}_3(\text{Al,Fe})\text{O}_2](\text{SO}_4)_2$ [Vergasova et al., 1999; Кривовичев, Филатов, 2001]. Урусовит – слоистый алюмоарсенат. Вершинносвязные слои строятся поочередно из тетраэдров AsO_4 и AlO_4 , слои связываются тетрагональными пирамидами CuO_5 [Vergasova et al., 2000]. Брадачекит – ортоарсенат, структурный тип аллюодита $\text{Na}_2[\text{FeMn}_2(\text{PO}_4)_3]$. Реберносвязные цепочки октаэдров CuO_6 соединяются в слой через тетраэдры AsO_4 , слои формируют каркас через тетраэдры AsO_4 и квадраты CuO_4 [Filatov et al., 2001]. Филатовит – алюмоарсеносиликат, структурный тип цельзиана $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ [Vergasova et al., 2004].

Строение эксгальционных арсенатов БТТИ оказалось разнообразным и неординарным. Все они содержат изолированные тетраэдры AsO_4 и потому формально могут быть отнесены к ортоарсенатам (размерность 0D). Однако ряд из них уместно рассматривать как двойные (урусовит) или тройные (филатовит) соли, в результате чего они приобретают более высокую размерность: 2D в случае урусовита (слоистый), 3D для филатовита (каркасный). Копарсит, как оксосоль, «вносит вклад» в развитие кристаллохимии оксоцентрированных тетраэдров [Кривовичев, Филатов, 2001]. Филатовит оказался первым минералом группы полевых шпатов, в котором пятивалентные атомы (As^{5+}) предпочтительно заполняют тетраэдрические позиции.

Получены также яркие иллюстрации к известному в кристаллохимии правилу: кристаллическое строение и свойства химического соединения во многом определяются количеством валентных электронов, приходящихся в среднем на один атом (см. фазы Юм-Розери; бинарные алмазоподобные полупроводники $\text{A}^{\text{III}}\text{B}^{\text{V}}$ Н.А. Горюновой и др.). Так, аларсит и урусовит иллюстрируют замену $2\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{As}^{5+}$ с сохранением 4е на один атом, в результате чего аларсит $\text{Al}^{3+}\text{As}^{5+}\text{O}_4$ сохраняет каркасное строение α -кварца Si^{4+}O_2 , а в урусовите выделяются тетраэдрические слои $[\text{Al}^{3+}\text{As}^{5+}\text{O}_5]^{2-}$, тождественные кремнекислородным сеткам $[\text{Si}_2^{4+}\text{O}_5]^{2-}$ в слоистых силикатах.

Данные о новых минералах до присвоения им собственных названий и опубликования результатов исследований были рассмотрены и одобрены комиссиями по новым минералам и названиям минералов Российского минералогического общества при РАН и Международной Минералогической Ассоциации (IMA). Названия новым минералам присвоены по химическому составу (аларсит, копарсит), а также по имени отечественных (филатовит, урусовит) и зарубежных (брадачекит) ученых, внесших значительный вклад в дело развития Наук о Земле.

Список литературы

- Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 638.
- Главатских С.Ф., Быкова Е.Ю. Первая находка эксгальционного йохиллерита (Камчатка) // ДАН. 1998. Т. 361. № 6. С. 795-798.

- Кривовичев С.В., Филатов С.К.** Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. СПб: Изд-во СПбГУ, 2001. 199 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.** Геохимические особенности эксгалиций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 164 с.
- Семенова Т.Ф., Вергасова Л.П., Филатов С.К., Ананьев В.В.** Аларсит AlAsO_4 – новый минерал вулканических эксгалиций // ДАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 501-505.
- Филатов С.К., Гайдамако И.М., Главатских С.Ф., Сорокин Н.Д.** Эксгалиционный ламмерит $\text{Cu}_3[(\text{As,P})\text{O}_4]_2$ (Камчатка) // ДАН. 1984. Т. 279. № 1. С. 197-200.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.** Rock-Forming minerals. Vol. 4a. Framework Silicates: Feldspars. The Geological Society. London. 2001.
- Filatov S.K., Vergasova L.P., Gorskaya M.G., Krivovichev S.V., Ananiev V.V.** Bradaczekite, $\text{NaCu}_4(\text{AsO}_4)_3$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1115-1119.
- Kontak D.J., Martin R.F., Richard L.** Patterns in phosphorus enrichment in alkali feldspar, South Mountain batholit, Nova Scotia, Canada // Eur. J. Mineral., 1996. V. 8. P. 805-824.
- Lide D. R., ed.** CRC Handbook of Chemistry and Physics // CRC Press, Boca Raton, U.S.A. 1996.
- London D.** Phosphorus in S-type magmas: the P_2O_5 content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites and rhyolites // Am. Mineral., 1992. 77. P. 126-145.
- Mambo V.S., Yoshida M., Matsuo S.** Partition of arsenic and phosphorus betwin volcanic gases and rock. Part I: Analytical data and magmatic conditios of Mt. Usu, Japan // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1991. 46. P. 37-47.
- Matschullat J.** Arsenic in the geosphere – a review // Sci. Total Environ., 2000. 249. P. 297-312.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys., 1995. 33. P. 241-265.
- Vergasova L.P., Starova G.L., Krivovichev S.V., Filatov S.K., Ananiev V.V.** Coparsite, $\text{Cu}_4\text{O}_2[(\text{As,V})\text{O}_4]\text{Cl}$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // The Can. Mineral. 1999. V. 37. P. 911-914.
- Vergasova L.P., Filatov S.K., Gorskaya M.G., Molchanov A.A., Krivovichev S.V., Ananiev V.V.** Urusovite, $\text{Cu}[\text{AlAsO}_5]$, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Eur. J. Mineral. 2000. 12. P. 1041-1044.
- Vergasova L.P., Krivovichev S.V., Britvin S.N., Burns C.P., Ananiev V.V.** Filatovite, $\text{K}[(\text{Al,Zn})_2(\text{As,Si})_2\text{O}_8]$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. P. 533-536.
- Wedepohl K.H.** The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995. V. 59. P. 1217-1232.

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИАМУРЬЯ И ВУЛКАНОВ КУРИЛ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Т.В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, volodkova@itig.as.khb.ru, tat-volodkova@yandex.ru

В мезозойско-кайнозойских вулканических поясах Приамурья распространены рудные объекты в вулcano-тектонических (ВТС) и вулcano-купольных (ВКС) структурах, связанных с палеовулканами и сопутствующими субвулканическими образованиями; в их числе – крупные месторождения. При изучении особенностей их рудных полей большую роль играют аэрогеофизические методы (аэромагнитометрия, аэрогаммаспектрометрия); высокая эффективность естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) при изучении магматических процессов обусловлена их геохимическими особенностями (крайней несовместимостью). При этом автором используются карты отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ); эти данные более точны и сопоставимы с результатами наземных съемок [Володькова, 2007]. Делались заключения, что крупные месторождения континента, связанные с мезозойско-кайнозойскими ВТС и ВКС (Белая Гора) могут служить рудными (поисковыми) моделями при геологических исследованиях Курильской островной дуги [Кириллов, 2006]. Ниже анализируются данные по месторождениям континента и четвертичным вулканам Курил, геологические характеристики которых, кроме широкоизвестных и опубликованных фактов, основаны на результатах авторской интерпретации аэрогеофизических данных; они позволяют прояснить проблему сопоставимости упомянутых объектов.

Месторождение Покровка (Умлеканская вулканическая зона) связано с мезозойской палеовулканической постройкой диаметром более 500 м, выраженной в виде локальной аномалии поля силы тяжести. В жерле вулкана картируется неск дацитов воронкообразной формы. Вулкан является многовыходным; в рудном поле выделяется несколько крупных и мелких вулканоструктур, ограниченных кольцевыми разломами, с жерлами различного диаметра. Породы, выполняющие жерло, характеризуются повышенной намагнитченностью, поэтому все жерла палеовулкана и субвулканические тела четко выражены в магнитном поле. Рудное поле имеет концентрически-кольцевую форму; в нем выделяются внутренняя и внешняя зона. Автором разработана методика картирования метасоматитов по картам отношений ЕРЭ, но на объекте Покровка их картирование очень затруднено, что связано с широким развитием процессов физико-химического выветривания. Тем не менее, имеются не вполне подтвержденные данные, что рудное поле характеризуется метасоматической зональностью, типичной для подобных объектов. Покровка относится к объектам смешанного рудного типа, здесь выделяются несколько типов оруденения, в том числе, убого-сульфидное золото-серебряное, золото-адуляр-кварцевое и другие. Внутренняя и внешняя зоны объекта подчеркнуты кольцевыми разломами, цепочками магнитных аномалий, характеризующих палеовулканические постройки; они ограничивают ареалы метасоматитов определенного типа и участки оруденения различного морфологического типа и перспективности. Выделяются также и более мелкие кольцевые разломы, ограничивающие мелкие структуры с подобными характеристиками, осложняющие общую картину.

Месторождение Хинганское (Хингано-Олонойская вулканическая зона) расположено в Хингано-Олонойском оловорудном районе, соответствующем крупной ВТС, заполненной преимущественно вулканитами кислого состава и имеющей блоковое строение [Копылов и др., 2004]. Здесь субширотные нарушения контролируют основные центры магматической активности (локальные ВТС кальдерного и вулcano-купольного типа). Собственно Хинганское месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров, с которыми в районе генетически связана рудная минерализация. Среди гранит-порфиров района выделяются субщелочные хинганские и нормальные по щелочности, более калиевые и кислые – кимканские. Высказывалось предположение, что они сформировались из корового расплава; тем не менее, на глубине 10-15 км предполагается крупная магматическая камера, с подтоком мантийного вещества, который связывается с существованием здесь мантийного диапира [Саксин, 1987]. Хинганское месторождение представляет собой протяженную на глубину колонну рудных зон в

воронкообразном теле эруптивных брекчий [Копылов и др., 2004]. На месторождении очень четко проявлена метасоматическая зональность, выявленная в процессе специализированных геолого-геохимических исследований [Шестернева, 1986]. Все типы метасоматитов хорошо дифференцированы на картах отношений ЕРЭ и картируются по этим данным однозначно. Кислые вулканиды Хингано-Олонойской ВТС обладают крайне низкой намагниченностью, на их фоне аномалиями магнитного поля выделяются игнимбриты, экструзивные липариты и гранит-порфиры.

Месторождение Белая Гора (Нижне-Амурская вулканическая зона) связывается с вулканической структурой (некком) среди базальтоидов неогенового возраста. Вулканическая структура сравнительно сложного строения, здесь отмечаются эффузивы кислого состава и их брекчии, но преобладают трахидациты, выявлены экструзивные и жерловые фации; все эти образования включены в трахиандезит-трахилипаритовый эффузивно-интрузивный комплекс. Почти все породы Белой Горы интенсивно гидротермально-метасоматически изменены; само месторождение является золоторудным штокверком. Метасоматиты четко зональны; они картировались разными авторами, наиболее подробно изучались Л.Ф. Мишиным [1999]. По аэрогеофизическим данным, рудное поле имеет концентрически-зональное строение; выделяется несколько зон, подчеркнутых кольцевыми разломами [Володькова, 1999]. Метасоматиты достаточно четко и однозначно картируются по характеристикам отношений ЕРЭ (рис. 1). На основании геофизических работ (гравиметрия, ДЭЗ) на глубине около 1000 м выделяется магматическое тело, которое интерпретируется как массив габбро-диоритов или габбро-монзонитов. В целом на картах магнитного поля объект выражен относительным минимумом; это связано с тем, что он окружен базальтоидами с весьма высокой намагниченностью.

Крупные острова Курильской дуги также изучались автором с использованием данных аэрогеофизических работ масштаба 1:50000 [Володькова, 2007]. По известной классической схеме, вулканы могут развиваться в течение нескольких циклов; в начале каждого цикла формируются обычно простые стратовулканы; цикл завершается процессами взрывного вулканизма и формированием кальдеры. После некоторого затишья цикл может повториться; на Кунашире выделены четвертичные вулканы, находящиеся на разной стадии развития. В ареале многоциклических вулканических структур иногда выделяется несколько вложенных друг в друга концентрически-кольцевых кальдер (вулкан Менделеева). Породы, аналогичные по основности и облику, но различные по щелочности, очень четко дифференцированы по характеристикам отношений ЕРЭ. По этим данным, в ареалах четвертичных вулканов закартированы магматические породы различной основности и щелочности (пониженной, нормальной, субщелочные), а также гидротермально-метасоматические изменения.

В магнитном поле ареалы отражены очень специфически, что объясняется процессами «отсадки магнетита» с возникновением «магнетитового (магнитного) ядра» или «магнетитовой оторочки». Для характеристики глубинных магматических очагов использовались данные Т.Л. Злобина [1999]. С учетом всего вышесказанного, на острове Кунашир была выявлена закономерность, которой подчиняются особенности развития четвертичных вулканов и процессы магматизма [Володькова, 2007]. Установлено: в ареалах многоциклических, длительно формировавшихся вулканов абсолютно преобладают породы нормальной (и повышенной) щелочности, для них типично наличие «магнетитового ядра» (реже «магнетитовой оторочки») и слабое развитие гидротермально-метасоматических систем. С такими вулканическими структурами ассоциируются множественные магматические очаги, преимущественно мантийные, находящиеся на значительной глубине. В ареалах вулканов, формировавшихся относительно недолго (цикл и менее) преобладают породы пониженной щелочности, обычно отсутствует «магнетитовое ядро», магматические очаги немногочисленные (коровые), но отмечается хорошо развитая (зональная) гидротермально-метасоматическая система. Автором сделано заключение, что породы относительно повышенной щелочности формируются под влиянием мантийных струй и флюидов (отвечающих и за циклические вспышки вулканизма), с развитием магматизма плюмовой природы. Эта «курильская закономерность» статистически основанная только на данных по вулканам Кунашира, хотя и довольно четкая, нуждается в подтверждении с использованием данных по другим островам Курил.

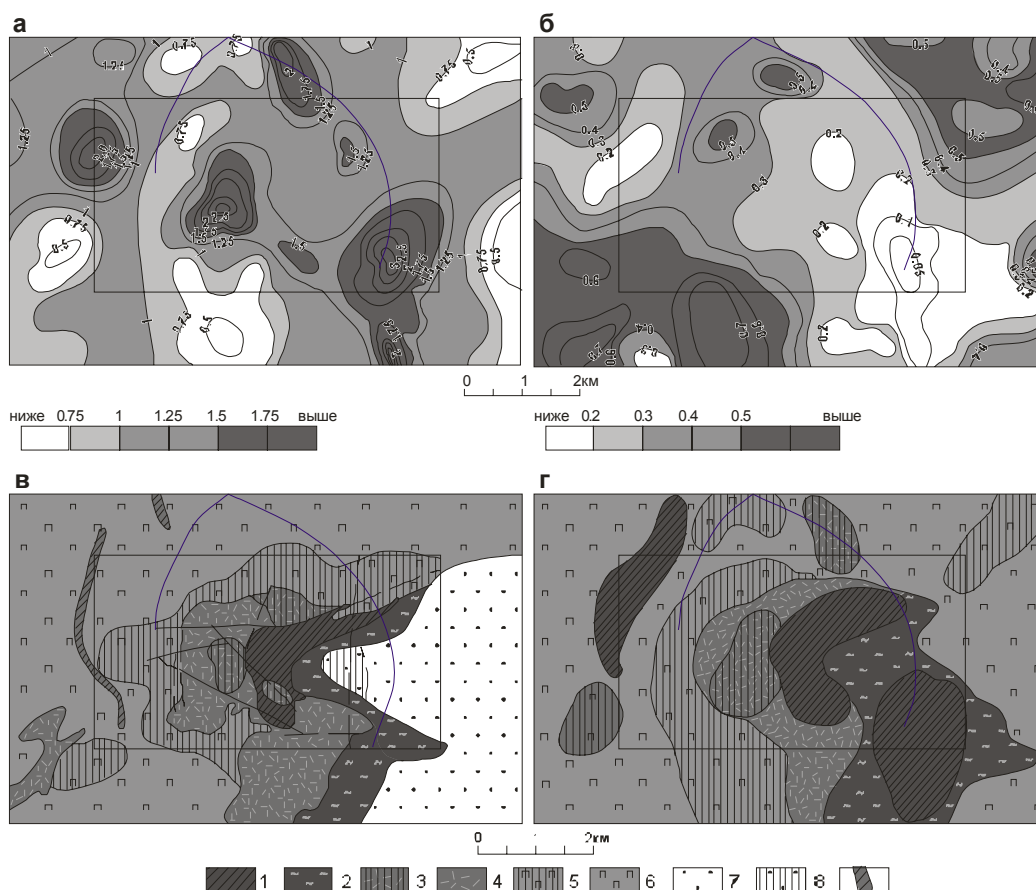


Рис. 1. Гидротермально-метасоматическая зональность рудного поля Белая Гора и ее отражение на карте отношений ЕРЭ. Составлена Т.В. Володьковой с использованием геологической основы (Мишин, 1999). Карты отношений ЕРЭ: А – U/K отношений; Б - K/Th отношений. Карты гидротермально-метасоматически измененных пород рудного поля Белая Гора: В – по геологическим данным (Мишин, 1999); Г - по аэрогеофизическим данным. Гидротермально-метасоматические изменения (В, Г): 1 – кварциты вторичные (метасоматиты); 2 – монтмориллонит-цеолитовые изменения (степень изменения до 50 %); 3 – кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 4 – слабые кварц-гидрослюдистые изменения; 5 – пропилиты; 6 – слабая пропилитизация; 7 – эффузивные породы; 8 – эффузивные породы измененные; 9 – кора выветривания.

Все вышеописанные рудные месторождения континента и Курил, по мнению автора, генетически связаны с магматизмом, обусловленным плюмами (мантийными диапирами). Магматизм плюмовой природы и перечисленные выше признаки типичны для них всех, что позволяет проводить параллели между объектами континента и Курил, но могут ли они быть поисковыми моделями для Курильской дуги, где подобные месторождения пока не известны? Отличие в том, что рудные поля континента связаны с мезозойскими палеовулканическими постройками, полностью сформированными, где длительно развивались и вторичные процессы с формированием гидротермально-метасоматических систем. По мнению автора, возможная рудоносность четвертичных Курильских вулканов снижается из-за выявленного противоречия. С одной стороны, потенциально перспективные объекты должны иметь сложное (за счет многоцикличности развития) строение, характеризоваться интенсивным магматизмом плюмовой природы (образования повышенной щелочности и часто намагниченности), но с другой стороны, необходимо хорошее развитие интенсивных и зональных гидротермально-метасоматических систем. По всем данным, вероятно, что Хинганское рудное поле, где выделяется структура «трубка взрыва», было сформировано за относительно короткий промежуток времени (один цикл или менее), а Покровское рудное поле, сложное и зональное, формировалось наиболее длительно (два цикла или более). По данным интерпретации автора, Хинганский объект характеризуется

также наиболее хорошо выраженной, концентрически зональной, гидротермально-метасоматической системой; гидротермально-метасоматическая система Белой Горы выражена менее ярко, а на Покровке, как отмечалось, метасоматиты практически не картируются. Другими словами, эти особенности рудных месторождений континента создают полную параллель «курильской закономерности». Тем не менее, если метасоматиты Покровки не картируются только по причине интенсивных процессов выветривания, вносящих погрешности в характеристики отношений ЕРЭ, «курильская закономерность» для месторождений континента нарушена. В первом случае, логически следует вывод, что крупные месторождения на Курилах могут быть сформированы и в отсутствие выраженных гидротермально-метасоматических систем, во втором – только при их наличии. Чтобы решить этот принципиальный вопрос, необходимы дополнительные данные по месторождениям континента.

Список литературы

- Володькова Т.В.** Гамма-спектральные поля и распределение золото-редкометалльного оруденения в Нижне-Амурском регионе. Автореф. дис... канд.геол.-минер.наук . Хабаровск, 1999. 28 с.
- Володькова Т.В. Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным // Тихоокеан. геология, 2007. №6. С. 15-37.
- Злобин Т.К., Абдурахманов А.И. и др.** Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на южных Курилах // Тихоокеан. геология. 1997. №4. С. 79-87.
- Кириллов В.Е.** Золотоносность острова Уруп Большекурильской островной гряды // Региональные проблемы. №9. Биробиджан: Хабаровск: ДВО РАН, 2008. С. 50-55.
- Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е. и др.** Хингано-Олонойский оловорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
- Мишин Л.Ф.** Гидротермально измененные породы и поисковая оценка месторождения Белая Гора // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Хабаровск-Магеллан, 1999. С. 172-177.
- Саксин Б.Г.** Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. геология. 1987. №1. С.60-64.
- Шестернева И.И.** Гидротермально измененные породы Хинганского оловорудного месторождения и их поисковое значение. Автореф. дис... канд.геол.-минер.наук. Свердловск, 1986. 25 с.

МОДЕЛЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

И.А. Гарагаш¹, Л.И. Гонтовая², В.А. Ермаков¹

¹ Институт физики Земли РАН, г. Москва, ² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Ключевская группа вулканов на Камчатке (КГВ) – один из активнейших и хорошо изученных вулканических районов мира. Вулканизм в этом районе известен с раннего плейстоцена, хотя косвенные данные указывают и на более ранние события. Высоты вулканов составляют от 3 до 5 км, в т.ч. действующие вулканы: Ключевской – 4850 м, Безымянный, Пл.Толбачик – около 3000 м. В районе выполнены гравиметрическая, магнитная съемки, ряд специализированных геофизических работ, включая сейсмотомографию по данным региональных и вулканотектонических землетрясений, зарегистрированных КФ ГС РАН [Гонтовая и др., 2008; Ермаков и др., 1971; Левыкин и др., 1974; Nizkous et al., 2007]. Сейсмическая модель описывается совокупностью параметров распределений скоростей V_p и V_s и их отношениями, которые позволяют получить распределение прочностных свойств среды в рамках упругопластической модели с условием текучести Кулона-Мора. Эта модель нагружена силами собственного веса [Гарагаш и др., 2003; Garagash, Dubovskaya, 2008]. Получен ряд новых данных: 1) о распределении приращений основных параметров напряженного и деформированного состояний, вызываемых изменениями механических свойств; 2) о трехмерном распределении объемной деформации, что позволяет выделить зоны уплотнения и разуплотнения в земной коре; 3) о вариациях максимальных касательных напряжений (рис. 1). Распределение напряжений в свою очередь связано с трещиноватостью, движением магм и флюидов и оказывает влияние на эволюцию расплавов, метаморфизм и другие процессы.

Региональная скоростная модель земной коры и верхов мантии под Камчаткой показывает значительное разнообразие полученных оценок скорости. Абсолютные значения V_p демонстрируют явную стратификацию коры, но аномальные участки $\Delta V_p(\%)$ скорее локальны, изолированы и имеют блоковую структуру. Поле V_p/V_s отображает деление коры на два слоя: верхний субгоризонтальный, прерывистый (в интервалах глубин 0 - 5-7км) и нижний, более глубокий, в целом однородный, но в некоторых случаях с локальными включениями и связанными с ними круто наклонными границами; в верхних частях разреза отношение V_p/V_s хорошо проявляет площади развития вулканогенных пород. Глубины 5-7км приняты за подошву осадочной оболочки; в районах центрального поднятия КГВ эта толща иницирована комплексами офиолитов. В поле S-волн на глубинах ниже осадочного слоя хорошо выражена ортогональная делимость консолидированного фундамента; блоки фундамента выделяются и по гравиметрическим данным, при этом как меридиональные, так и широтные разломы в средней коре содержат участки разуплотнения, вероятно связанные с локализацией магмы. Граница М соответствует скорости $V_p=7,5\text{ км/с}$.

На поперечном профиле, пересекающем основные мегаструктуры полуострова (от Срединного хребта до океанской плиты на широте КГВ), мощность коры по данным сейсмотомографии оценивается в 40 – 55 км. Разнородные морфоструктуры континентального склона непрерывно продолжают континентальную кору Камчатки и имеют мощность коры, вдвое большую, чем кора океана. Это – серьезный аргумент в пользу первично континентальной коры этой части территории. Минимальная, хотя и неоднородная, мощность коры в центральной депрессии (по границе $V_p=7,5\text{ км/с}$) наблюдается по простиранию СВ глубинного разлома непосредственно под КГВ. На поперечном профиле в аномалиях V_p и $V_s(\%)$ под КГВ мощность коры на участке ее наибольшей активности составляет 45-50 км, а под ним фиксируется изометричный участок с $V_p=8,0-8,2\text{ км/с}$ на глубинах 53 – 70-80км. По обе стороны от названного участка, под структурами впадин, Козыревской и Хапиченской [Ермаков, 1977; Левыкин и др., 1974], литосфера наоборот низкоскоростная, с предельными глубинами 70-90км.

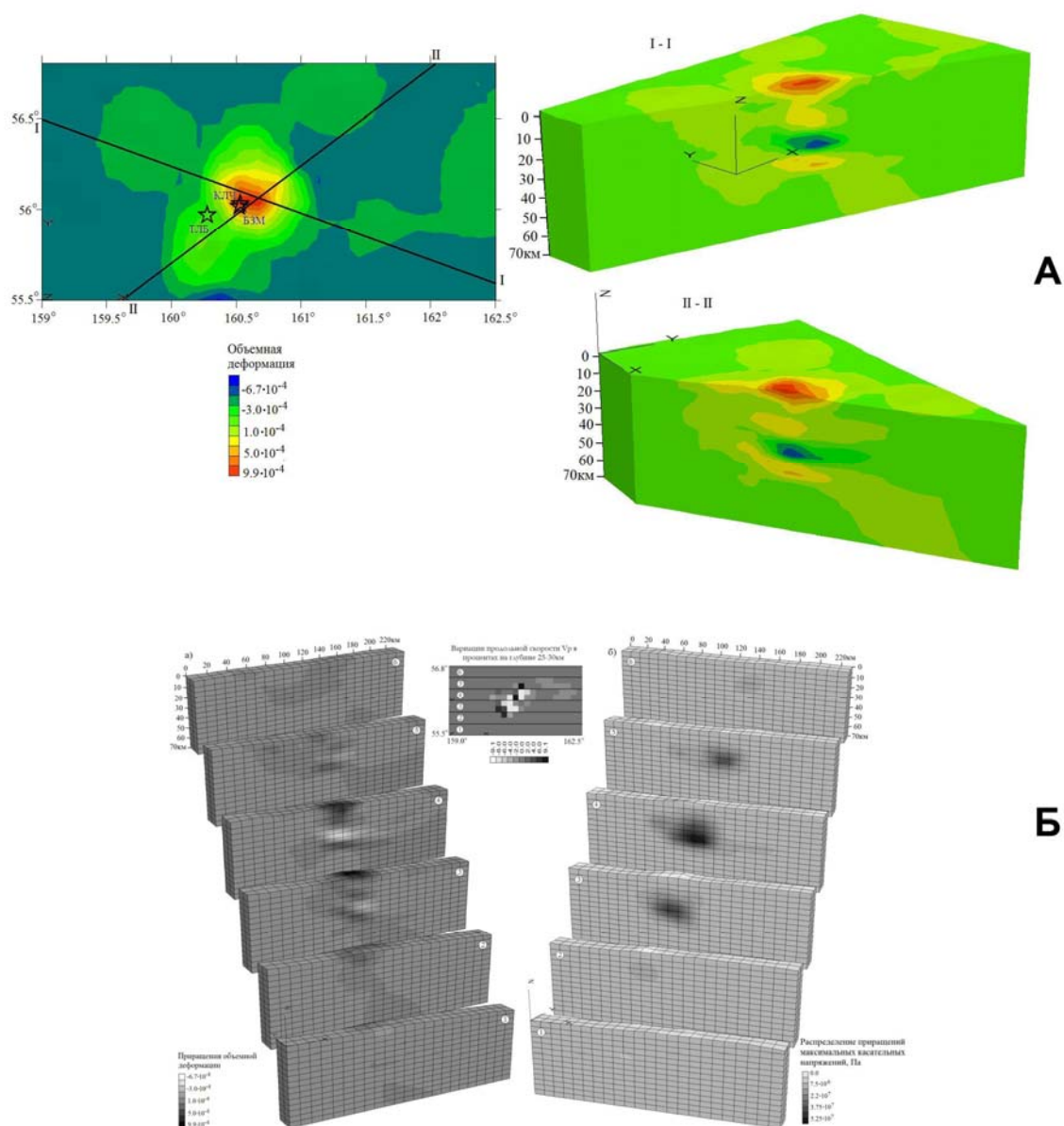


Рис. 1. Распределение объемных деформаций и касательных напряжений в районах Ключевской группы вулканов. А – две блок-диаграммы вдоль диагональных профилей, проходящих через наиболее активный район КГВ. Б – серия широтных профилей с расчетными значениями объемной деформации и касательных напряжений. Вверху, в середине – распределение аномалий V_p на плоском срезе для глубин 25-30 км.

Первоначально предполагалось, что под КГВ присутствует высоко поднятая астеносфера, что было связано со слишком большим радиусом обобщения - для всей структуры Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД). Корни низкоскоростной (литосферной) мантии, которые прослеживаются до глубин 110-130 км, характерны как раз для невулканической ЮЗ части ЦКД, где депрессия пересекает Срединный метаморфический массив. Новое решение этой ситуации может заключаться в том, что мощная литосфера указывает на эпиконтинентальную природу Камчатки, а высокоскоростные участки непосредственно под КГВ являются следствием интенсивного магмообразования и переработки континентальной литосферы этой области в течение последних 1-2 млн. лет. Этот вывод имеет серьезные последствия для петрогенезиса, поскольку сводит проблему магмообразования не к миграции готовых глубинных расплавов, а к некоторым сейсмо-и магмогенерирующим физико-химическим и механическим процессам, так или иначе связанным с деятельностью сейсмофокальных зон (СФЗ).

Скоростная модель земной коры под КГВ построена методом сейсмотомографии при изучении вулcano-тектонических землетрясений; кроме того, проанализированы результаты гравиметрии, геоэлектрики и других геофизических исследований. Области разуплотнения (положительного приращения объемной деформации¹) коры КГВ встречаются на всех уровнях глубин, но наиболее развиты вблизи поверхности и в низах коры. Максимальное разуплотнение ($9,9 \cdot 10^{-4}$) наблюдается в верхнем слое коры ($\leq 2,5$ км), расположенном эксцентрично по отношению к Ключевскому вулкану на площади, отражающей ареал его побочных извержений; эта область имеет вид обширного «воронки» с поперечником более 10 км (см. рисунок, А). Это не очаг магмы в традиционном понимании, а область насыщения коры под вулканом многочисленными инъекциями типа лакколитов, факолитов, силлов и других тел. Ранее силловые залежи здесь были выделены по данным КМПВ [Гонтовая и др., 2008]. Канал Ключевского вулкана тяготеет к краевой части указанного ареала магмы. На глубине 35 км в подошве коры выделена небольшая уплотненная область разуплотнения ($5,0 \cdot 10^{-4}$), которая в деталях, при большом увеличении, имеет сложную структуру перемежающихся антиподальных объемов с вариациями значений ΔV_p от +6-9% до -9%. Общее разуплотнение в низах коры таково, что ведет к образованию здесь характерных конических структур, типичных для условий, когда давление внутри объекта (глубокого скопления магмы?) превышает литостатическое давление. Этот процесс разряжается возникновением хрупких деформаций и роевых землетрясений на границах аномального объекта.

На глубинах средней коры, между той и другой областями объемной деформации, фиксируется обширный аномальный объем с относительно повышенной скоростью V_p ($\geq 7,0$ км/с) и отрицательными величинами приращения объемной деформации (до $-6,7 \cdot 10^{-4}$, уплотнение). Приращение интенсивности максимальных касательных напряжений в этом объеме составляет до 525 бар (см. рисунок, А и Б), что естественно связать с появлением здесь заметного числа тектонических землетрясений. Природа этого уплотнения остается не ясной: возможно, что оно является реститом, т.е. связано с преобразованием коры при флюидной обработке или отгонке из него магматического материала в предшествующее геологическое время. Подъем магм сопровождается развитием как вертикальных, так и горизонтальных движений. Построены вектора горизонтальных смещений в поверхностном слое коры. Максимальные значения этих смещений связаны с растяжением вдоль полосы глубинного разлома и имеют характер раздвиг; движения отражают расклинивающее действие внедряющихся магм. В стороне от этой структуры направление векторов меняется. Две устойчивые области нулевых значений, соответствуют периферии вулканического нагорья, долинам рек Камчатки и Еловки и с другой стороны – Хапиченской впадине [Ермаков, 1977]. Наблюдается стяжение векторов движений к этим структурам. Если принять, что определенные амплитуды движений сформированы за голоцен, средние скорости (при их максимальной оценке) составят около 1.1 и 0.8 мм/год соответственно для вертикальных и горизонтальных движений. Причинами названных деформаций являются как расклинивающие магматические внедрения, так и развитие неоднородностей (в средней коре), что порождает развитие неустойчивости и взаимных перемещений геологической среды. Структурные соотношения глубинного разлома (СВ) и коротких субмеридиональных линейментов в плоскости этого разлома таковы, что мы можем говорить о перераспределении восходящей магмы в реликтовых разломах консолидированного фундамента в виде удлиненных вертикальных штоков. На менее глубоком уровне, в осадочной оболочке, преимущественной формой выделения магм становятся силлы и лакколиты.

Таким образом, найдено приблизительное положение флюидно-магматической системы, питающей КГВ. Наблюдаемые аномалии располагаются в коре, от 40 км и выше; вопрос о более глубоких источниках магмы остается открытым. Объемные соотношения магмы указывают на ее небольшие концентрации в первичном источнике и массовые скопления в поверхностных резервуарах, где механические и динамические условия накопления наиболее благоприятны. Различия деформаций в нижней и верхней частях коры, вероятно, связано с возрастанием вакансий для деформирования среды вблизи поверхности, не задавленной литостатической нагрузкой. Напряженное состояние земной коры КГВ далеко от изостатического равновесия. Формирование физических неоднородностей в коре приводит к возникновению значительных касательных напряжений, связанных с синхронной сейсмичностью, в особенности на контактах

¹ Безразмерная величина.

контрастных сред. Наличие значительных объемов коры с промежуточными или с антиподальными свойствами не позволяет трактовать все аномальные участки разуплотнения как магматические внедрения. Их менее выразительная часть, по-видимому, связана с вещественными преобразованиями среды под воздействием того или иного теплоносителя. Кора и соответствующие гидротермальные системы принимают активное участие в формировании магмы.

Список литературы

Гарагаш И.А., Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Скоростное строение и поле напряжений в районе Карымского вулканического центра на Камчатке. Докл. РАН, т.389, N2, 2003, с. 258-262.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В., Апрельков С.Е. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой// Тихоокеанская геология. Том 27, №2, 2008, с. 80-91.

Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключеской группы вулканов. Вулканизм и глубины Земли. Наука, Москва, 1971, с. 152-156.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. Недра. 1977. 225с
Левыкин А.И. Фарберов А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключеской группы вулканов. //В кн. Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974 с. 47-52.

Garagash I.A., Dubovskaya A.V. Numerical modeling of stress-strain state of the earth's crust of the Caspian region. Proceedings of the First International FLAC/DEM Symposium, 2008, p. 34-40.

Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al. Correlation of Kamchatka Lithosphere Velocity Anomalies With Subduction Processes // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series, 172. 2007. P. 97-106.

ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНОТЕКТОНИКА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В.А. Ермаков

Институт физики Земли РАН, Москва. E-mail: ermak@ifz.ru

Толкование тектонических и вулканотектонических структур до сих пор неоднозначно, поэтому вначале обсудим коротко наше понимание этих понятий. Известные советские геологи В.И. Влодавец [1940], Б.И. Пийп [1956], А.Е. Святловский [1988], возглавлявшие в разное время Камчатскую вулканологическую станцию, дали разное толкование этих терминов. В.И. Влодавец относил к вулканотектоническим структурам кальдеры, соммы, секторные грабены, горсты, оползни (шарры), круговые или радиальные трещины, то есть малые тектонические формы, которые непосредственно связаны с постройками крупных вулканов и являются следствием развития магматических очагов или вулканических каналов. Наиболее крупные структуры такого типа – кальдеры; они могут объединять несколько вулканов. Поперечник молодых кальдер составляет 5-10, максимум до 15-18 км [Леонов и др., 2004]; в древних, например, в меловых структурах, диаметры кальдер заметно больше. Б.И. Пийп и А.Е. Святловский относили к вулканотектоническим любые по размерам структуры при условии их связи с массовыми проявлениями вулканизма. Так, Пийп полагал, что вся часть Центральной Камчатской депрессии (далее ЦКД), занятая Ключевской группой вулканов (КГВ), относится к вулканотектонической структуре с круговыми ограничениями (разломами?) диаметром до 80 км. Близкого мнения придерживался Святловский, который разделял парадоксальное определение Г. Клооса о том, что «магматизм есть тектоника высокоподвижного расплава». А.Е. Святловский и др. [1988], развивая концепцию океанского телескопированного рифтогенеза, считал вулканотектоническими огромные структуры океанского дна. В этом случае структуры имеют региональный и даже глобальный характер, при этом их связи с вулканизмом могут быть парагенетическими, связанными с некоторым третьим фактором, например, с планетарными гравитационными, конвекционными или ротационными силами. А.Н. Заварицкий [1955], знаток камчатской вулканологии, который также стоял у истоков Ключевской вулканологической станции, выделил главные «тектонические линии», контролирующие деятельность вулканов Камчатки, связав их формирование с существованием сейсмофокальной зоны. Выделенные им линии фактически являются глубинными разломами, которые контролируют формирование и деятельность вулканов. Представления автора этого сообщения близки к идеям Влодавца¹ и Заварицкого. Масштабные тектонические процессы на наш взгляд не имеют отношения к вулканотектонике. С учетом этого рассмотрим главные тектонические структуры КГВ.

Особенности региональной тектоники представлены на рис. 1 [по Ермакову, 1977]. Общая площадь вулканизма Ключевской группы вулканов 8500 км², а ее объем за четвертичный период 4010 км³. На верхней врезке отражены морфометрические особенности вулканического нагорья, а на основном рисунке – главные дизъюнктивные структуры этой части ЦКД. Изогипса 800 м хорошо показывает примерный контур меридионального поднятия, выраженного и в поле силы тяжести (положительной аномалией). Высота захороненного поднятия фундамента не более 500 м. Из анализа ксенолитов и гравиметрических данных следует, что в фундаменте фиксируется высокое положение ультраосновных пород и амфиболизированных базальтоидов в контакте с кремнями. Поднятие обрамляется с запада и востока субмеридиональными периферическими впадинами, Козыревской и Хапиченской, формирующимися с позднего палеогена или с миоцена, активно проседающими и в настоящее время; менее выразительные поперечные структуры (Ключевской грабен и Толбачинская депрессия) также отражены на схеме площадями с высотой 50-200 м. Интенсивное опускание Ключевского грабена в позднем плейстоцене и в голоцене привело к прекращению деятельности вулканов Харчинский и Заречный, расположенных за пределами КГВ, напротив п. Ключи. Таким образом, можно говорить о синхронных компенсационных опусканиях по периферии вулканического нагорья. Вулканы с высотами более 2500-3000 м формируют принципиально иную морфоструктуру, связанную с развитием глубинного

¹ Моя первая публикация [Ермаков, 1965], как раз посвященная вулканотектонике КГВ, была выполнена под руководством А.Е. Святловского, который в ту пору был начальником вулканостанции. Хотя в публикации были представлены идеи В.И. Влодавца, А.Е. Святловский одобрил ее без колебаний. Это – очевидное свидетельство его великодушия и демократизма.

разлома СВ простираения и расположенных вдоль него протяженных зон ареального вулканизма. К крупнейшим вулканам относятся Плоских сопки, Ключевской и Камень, Плоский и Острый Толбачики.

Важной тектонической структурой является система широтных грабенов с ограничениями типа сбросо-сдвигов (?), представленная долинами р.р. Студеная, Ключ Тундровый, стыкующимися в районе экструзий Плотины. Эта локальная структура является частью системы трансформных разломов, пересекающих центральную и восточную части Камчатки с формированием рифта ЦКД [Ермаков и др., 1974]. Структура хорошо выражена в магнитном поле.

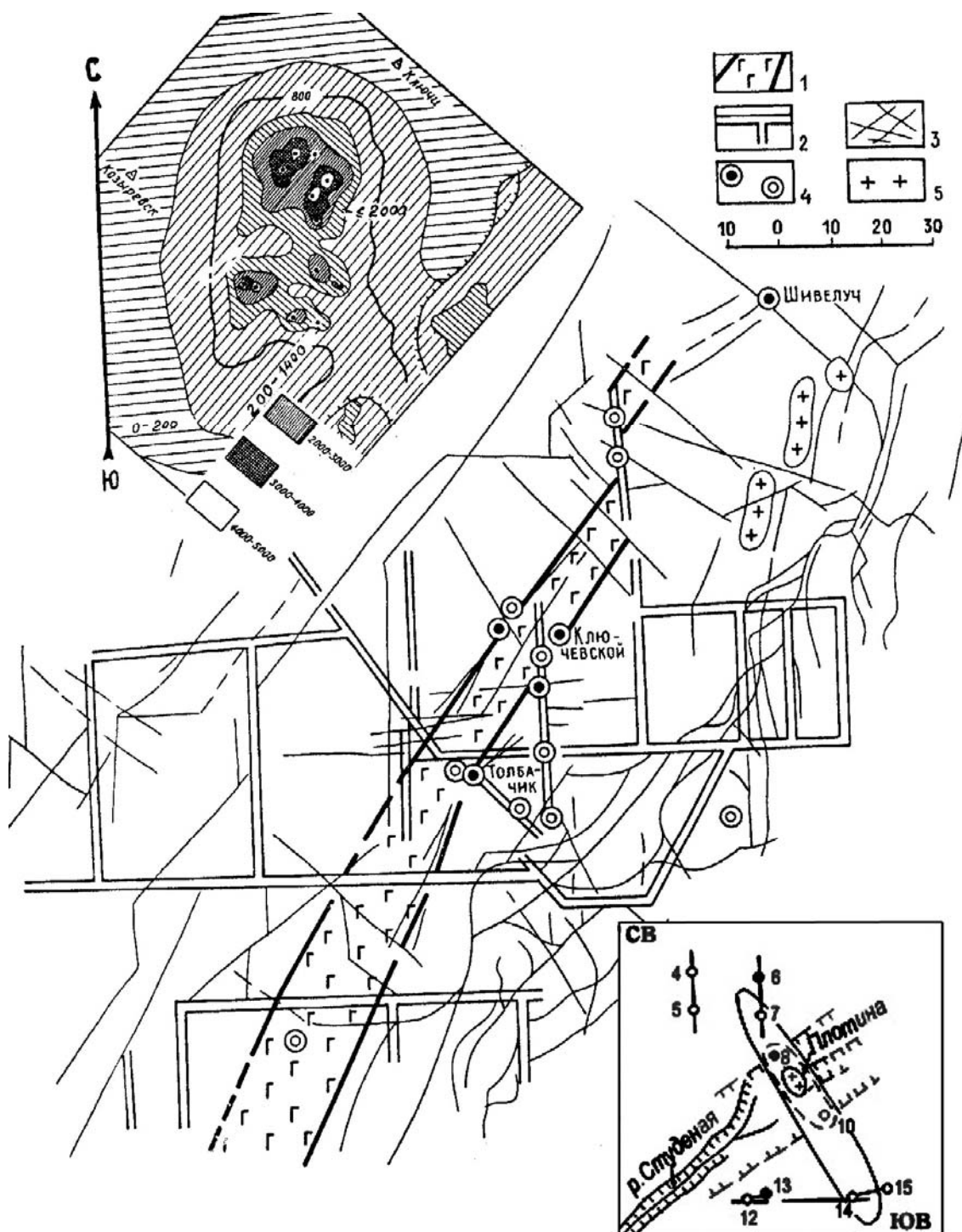


Рис. 1. Соотношение разломов разной глубинности в районах Северной группы вулканов.

1 – зона глубинных разломов; 2 – разломы консолидированного фундамента; 3 – разломы мезокайнозойского структурного яруса; 4 – вулканы: черный кружок – действующие, двойной светлый – потухшие; 5 – интрузии высокомагнитных габбро (?) – магнитные аномалии. Двойной кружок на крайнем ЮЗ в полосе глубинного разлома – плиоценовый вулкан Николка (Кинчоклок). На врезке в левом углу показана морфометрическая схема Ключевской группы вулканов. Изолинии высот в метрах. Лавовое основание поднимается до 2000 м, наибольшие высоты вулканов – почти до 5 тыс. м. Аномалия рельефа в средней части рисунка соответствует широтной тектонической долине р. Студеная. Врезка внизу справа показывает соотношения меридионального ряда вулканов с разломами других направлений. Черные точки – действующие вулканы: Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик.

На бортах захороненного грабена располагаются вулканы Безымянный² и группа Зиминых сопок; в этой части его ширина достигает 15км, но в настоящее время борта грабена сужены. Вулкан Безымянный лишь морфоструктурно связан с гигантскими вулканами; он располагается на склоне Камня, поэтому его иногда рассматривают как сателлит вулканов Ключевского или Камня, что не имеет никаких оснований. Названная широтная структура делит КГВ на две резко различающиеся части: северную, с наиболее интенсивным и существенно базальтовым вулканизмом, и южную, в которой вулканическая активность заметно меньше, в особенности в стороне от глубинного разлома (группы Зиминых и Удиных сопок), зато здесь заметно больший объем имеют породы средне-кислого состава.

Схема дизъюнктивной тектоники составлена с использованием общих геолого-геофизических данных, в частности данных гравиметрии. Выделена зона глубинного разлома, соответствующая ареальным образованиям и базальт-андезиобазальтовой формации [Ермакову, 1977], его протяженность в поле развития КГВ достигает 100км. Вторая группа разломов (широтных и долготных) объединяется в ортогональную систему и связана с блоками кристаллического цоколя; именно эти разломы формируют упомянутое выше меридиональное поднятие. Меридиональная система разломов контролирует высокую активность ряда вулканов от Зиминых сопок до Ключевского вулкана; этому ряду соответствует значительный градиент силы тяжести. Наконец, паутина мелких разломов неглубокого заложения относится к оперяющим производным той и другой систем разломов, они реализованы в основном в верхней, осадочной оболочке. Интересно соотношение глубинных и ортогональных систем разломов. Первые, несомненно, более глубокие, достигающие верхней мантии, но они более молодые, чем разломы ортогональной системы. Протяженный Камчатский разлом на границе Восточно-Камчатского хребта с ЦКД в мезомасштабе оказывается составленным из коротких участков ортогональных разломов. Его протяженность не отражает глубинности, он исчезает на глубинах менее 20км (по ГСЗ); так же самое, известный разлом Сан-Андреас в Северной Америке выколачивается на глубинах 20-25км, расщепляясь на ряд исчезающих пологих трещин. Возможно, что нижняя кора в силу ее высокой пластичности (на долгих временах) не имеет дизъюнктивного отражения в рельефе, как это характерно для верхней коры.

Перечислю ряд вулканотектонических структур, которые со времени наших работ в 70-80-х годах прошлого века [Ермаков, 1965, 1969, 1977] практически не изучены: 1) Горсты или куполовидные вздутия на вершинах вулканов Острый Толбачик, Камень, Дальний Плоский. Амплитуда подъема горстов, оцененная по смещениям радиальных даек достигает десятков метров. Горсты формируются при крупных пароксизмах, связанных с внедрением вершинных экструзий. 2) Кальдеры на вулканах Зиминых сопок, вулкане Малая Удина, на плато Удинского дола, полукольцевые депрессии на СВ склонах и подножии Камня, грабен долины Паразитов на западном склоне Камня. Особенно интересна первая кальдера с поперечником 10-12км, сформированная в позднем плейстоцене до формирования конусов Овальная и Острая Зимины; в это же время образованы и различные небольшие грабены на склонах Горного Зуба. Исследование этой кальдеры важно в связи с образованием в это время в области палеократера мощной зоны алунизации. 3) Многочисленные кратеры, соммы, радиальные и кольцевые трещины на склонах

² Показательна соответствующая ориентировка соммы и терминального купола Нового вулкана Безымянный.

стратовулканов, зафиксированные дайками. Как отмечено, формирование этих структур связано с особенностями эволюции магматических очагов и каналов вулканов.

Соотношения региональных тектонических структур и петрологические особенности вулканитов позволяют предположить следующую схему тектономагматического процесса. Базальтовые магмы глубинного разлома по-видимому поднимаются быстро, не испытывая значительных изменений. На уровнях консолидированного фундамента глубинная магма перераспределяется в соответствии с делимостью фундамента. В полости ортогональных разломов формируются магматические очаги, которые при наличии значительного тепла могли эволюционировать при большой роли контаминации. Действительно, с меридиональными разломами связаны породы с большой ролью андезитов и андезидацитов. Очаги в верхнем структурном ярусе представлены силами или лакколитами. Выход магм на поверхность обеспечивается паутиной разнообразных мелких разломов. В период, когда глубинные разломы достигают поверхности, происходит одновременное функционирование разнородных магматических источников: базальт-андезибазальтовая ассоциация пород локализуется вдоль линеаментов СВ простирания, а базальт-андезит-дацитовая – вдоль меридиональных или широтных. Центральная часть КГВ в районе Плотины интересна тем, что здесь пересекается меридиональный ряд вулканических тел с большой ролью андезитов и дацитов неглубокого заложения и ряд ареальных существенно базальтовых проявлений, связанных с глубинным разломом. Здесь в наибольшей степени могут быть проявлены смеси различных магматических источников. Глубинный разлом, таким образом, выполняет роль раздвиг; установленный наклон этого разлома к востоку (Ермаков, 1977) обеспечивает преимущественно восточное сдвигание пластин консолидированного фундамента, т.е. собственно образование поверхностей срыва (detachment), которые в том или ином виде генерируют коровую сейсмичность. Во второй статье этого сборника с участием автора будут рассмотрены детали и особенности этих процессов с учетом данных сейсмотомографии.

Список литературы

- Влодавец В.И.** Ключевская группа вулканов. Тр. Камч. Вулк. Ст., вып.1. 1940 148с.
- Ермаков В.А.** Вулканотектоника Ключевской группы вулканов на Камчатке. Восьмая конф. молодых ученых Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с.22-23.
- Ермаков В.А.** Некоторые вопросы методики картирования вулканогенных формаций на примере Ключевской группы вулканов на Камчатке. //Методика картирования вулканогенных формаций. Москва, Наука, 1969, с.62-72.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.** Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки. Вестник МГУ, сер.геол., 1974. №3, с. 3-20.
- Ермаков В.А.** Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. Недра. 1977. 225с
- Заварицкий А.Н.** Вулканы Камчатки. Изд-во АН СССР. М., 1955.152с
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.** Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток, Дальнаука. 2004. 189с
- Пийп Б.И.** Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945гг. и в прошлом. Тр. Лаб.вулк.,вып.11, 1956. 312с.
- Святловский А.Е., Китайгородский Ю.И.** Геодинамическая вулканология. Изд-во Недра, 1988. 256с.

К 75-ЛЕТИЮ КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Н.А. Жаринов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, nzhar@kscnet.ru

« Источник тепла, необходимый для вулканических процессов, причинная связь с дислокационными движениями, смена различных фаз вулканической деятельности в одном и том же или в сходных вулканических очагах, наконец, возможность предвидения приближающихся вулканических пароксизмов – всё это вопросы, к разрешению которых можно подойти только путём длительных систематических наблюдений. Эти наблюдения являются основной задачей станции».

Ф.Ю.Левинсон – Лессинг.

Основы современной отечественной вулканологии были заложены в середине XX века академиками Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, А.Н.Заварицким, профессором В.И.Влодавцем, член – корреспондентами АН СССР Б.И.Пийпом, Г.С.Горшковым и их сподвижниками. В 1929 году на заседании Тихоокеанского комитета АН СССР было принято решение организовать стационар на Камчатке для систематического изучения извержений вулканов. В 1935 г. по инициативе академика Ф.Ю. Левинсон-Лессинга такая станция была открыта в пос. Ключи, вблизи наиболее активных вулканов Камчатки. В соответствии с программой работ, составленной В.И.Влодавцем и академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, вулканологическая станция создавалась:

- для наблюдений за динамикой вулканических процессов;
- выполнения режимных геохимических исследований;
- сбора данных о характере вулканической деятельности и типах извержений и их систематизации;
- изучения особенностей продуктов извержений вулканов;
- выяснения деятельности камчатских вулканов в исторической прошлом;
- разработки методов прогноза извержений, вулканического районирования, и оценки вулканической опасности.

Камчатскую вулканологическую станцию по праву называют колыбелью российской вулканологии. На станции выросла плеяда вулканологов: профессор В.И.Влодавец, член-корреспонденты АН СССР Б.И.Пийп, Г.С. Горшков; доктора наук А.А.Меняйлов, С.И.Набоко, А.Е.Святловский, Е.К.Мархинин, Б. В.Иванов, кандидаты наук Л.А.Башарина, Г.Е.Богоявленская, И.И.Гущенко, П.И.Токарев, А.И.Фарберов, И.А.Меняйлов, Л.П.Никитина, В.И. Горельчик, Н.А.Жаринов, В.А.Широков, А.М.Рожков, П.П.Фирстов, Е.Ю.Жданова, А.И.Малышев, А.И.Белоусов, М.Г.Белоусова и др.

Первым начальником вулканологической станции стал В.И.Влодавец, впоследствии профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки РСФСР. На долю В.И.Влодавца выпал большой труд по организации и строительству станции. Более полувека творческие интересы и научно-организационная деятельность В.И.Влодавца была связана с Камчаткой. Начало его работ в этом плане относится к 1932 г. Тогда в составе арктической экспедиции на ледоколе «Сибяряков» В.И.Влодавец оказался в Петропавловск-Камчатском. В это время на Камчатке происходило извержение побочного кратера Ключевского вулкана. В.И.Влодавец серьёзно заинтересовался извержением, и это сыграло решающую роль в его дальнейшей судьбе.

С 1 сентября 1935 года начались систематические наблюдения за состоянием Ключевского вулкана (с этой даты исчисляется начало российской вулканологии). Вначале коллектив исследователей состоял из 5 человек: геологи – В.И.Влодавец, В.Ф.Попков, химики – И.З. Иванов, Н.Н.Шаврова и топограф А.М.Дьяконов.

Научно-исследовательские работы на станции проводились группами сотрудников Академии наук СССР, которые откомандировывались на Камчатку на 2-3 года на так называемые «зимовки». В 1936 году группу В.И.Влодавца сменила группа А.А.Меняйлова, в которую вошли топограф Турбабо, химик И.З.Иванов, геохимик С.И.Набоко., только что окончившая Ленинградский

горный институт. Вторая группа исследователей отличалась от группы В.И.Влодавца, крупного учёного, своею молодостью, все в науке начинали с нуля. Освоение Камчатки и начало работы на станции решили отметить восхождением на вершину вулкана Ключевской. В составе одной из групп по подъёму на вершину вулкана входила С.И.Набоко. Так впервые кратер самого высокого действующего вулкана Евразии – Ключевского покорила первая женщина – вулканолог.

Время работы на станции группы А.А.Меняйлова совпало с извержением побочного прорыва «Белюкай» на восточном склоне вулкана Ключевской. Первые годы исследований вулканов отличались тяжелыми условиями, к месту извержений приходилось добираться на собачьих упряжках. По рассказам С.И.Набоко к кратеру «Белюкай», ей пришлось добираться 10 дней в феврале 1938 г. Когда она с А.А.Меняйловым прибыла к месту извержения, лавовый поток уже имел длину шесть километров, а шлаковый конус вырос до 100м в высоту. Только спустя многие годы стало возможным использовать авиацию.

Уже в первые годы научной деятельности станции накопленный научный материал требовал обобщения. В 1937 году выходит в свет на русском и английском языках первый номер Бюллетеня вулканологической станции на Камчатке. Всего вышло 54 номера этого издания, последний номер был опубликован в 1978 г. С 1979 г выходит журнал «Вулканология и Сейсмология».

Начавшееся в апреле 1937 г и продолжавшееся до весны 1939 г извержение вулкана Ключевской всесторонне изучалось А.А.Меняйловым и С.И.Набоко. Обширный и интересный материал, который они получили и затем опубликовали, - первое в отечественной литературе детальное исследование динамики полного цикла вулканической деятельности. Впоследствии А.А.Меняйлов и С.И.Набоко стали докторами наук. А.А.Меняйлов оставался на станции до 1940 г. В послевоенный период он вновь руководил станцией с 1948 по 1950 гг.

В трудных условиях военного времени учёные станции продолжали вулканологические исследования. Долгие годы (1940-1948гг и 1950-1954гг) работе на Камчатской вулканологической станции были отданы Б.И.Пийпом. В 1944-1945гг Б.И.Пийпом было детально изучено извержение Ключевского вулкана. Материал по изучению этого извержения послужил основой для фундаментальной монографии «Ключевская сопка и её извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом».

В организационном и научном отношении Ключевская станция выступает основоположником советской вулканологии. В 1943 г. на её основе в Москве была создана лаборатория вулканологии АН СССР с вулканологической станцией на Камчатке, а в 1962 г. на базе Лаборатории вулканологии, Камчатской вулканологической станцией и Камчатской геолого-геофизической экспедиции СО АН СССР в Петропавловске-Камчатском был создан Институт вулканологии СО АН СССР. Его директором был назначен известный вулканолог член-корреспондент АН СССР Б.И.Пийп..

На станции зарождались научные направления и школы, которые получили дальнейшее развитие в Институте вулканологии. В 1946 г. в составе станции была организована Ключевская, а позже Козыревская сейсмические станции, на станции организуется сейсмический отдел. Было положено начало геофизическим исследованиям активных вулканов. Первым заведующим сейсмической службы был Н.Е.Соколов. Наиболее плодотворной работа была у Г.С.Горшкова, П.И.Токарева, В.И.Горельчик, В.В.Степанова. В первые годы открытия сейсмического отдела прогноз извержений на станции находился в стадии методических разработок. Причин тому было много: во-первых, совершенная неизученность исследуемого района, ограниченное число сейсмических станций, недостаток аппаратуры и др. На станции у одного из её начальников – Г.С.Горшкова (1954-1957 гг.) зародилась идея экранирования сейсмических волн магматическим очагом, в частности, Ключевского вулкана. Так было показано, что питающий магматический очаг вулкана Ключевской находится на глубинах более 50 км. Это было революционное открытие мирового уровня. Позднее, в 1966 г. член-корреспондент Г.С.Горшков стал директором Института вулканологии, после безвременной кончины Б.И.Пийпа.

В 1958-1961 гг. Камчатскую вулканологическую станцию возглавил Е.К.Мархинин. До приезда Е.К.Мархинина на станцию 30 марта 1956 г. начал работать вулкан Безымянный, который до 1955 г. считали потухшим. К этому периоду относится приезд в п.Ключи для работы на станции аспирантки Лаборатории вулканологии Богоявленской Г.Е. Темой исследований Г.Е.Богоявленской на долгие годы стал вулкан Безымянный. В это время продолжают выходить в свет труды по вулканизму Ключевской группы: Г.С.Горшков, Г.Е.Богоявленская «Вулкан безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг.» в 1965 г., И.И.Гущенко «Пеплы северной Камчатки и условия их образования» в 1965 г., труды П.И.Токарева, Е.К.Мархинина, К.М.Тимербаевой, А.Н.Сирина. Е.К.Мархинин после работы на станции до ухода на пенсию продолжал работать в Институте вулканологии в Петропавловске-Камчатском. С его именем связано создание нового направления в науке – биовулканологии.

Ещё в 1946 г. для изучения морфологии вулканов была впервые использована аэрофотосъёмка. Результатом первых аэровулканологических исследований явилось издание Атласа вулканов СССР. Материалы исследований были обобщены В.И.Влодавцем, Г.С.Горшковым, Б.И.Пийпом и завершены изданием каталога вулканов СССР. При подготовке Атласа вулканов СССР аэрофотосъёмочные работы вулканов Камчатки в частности, выполняли А.Е.Святловский и Ю.С.Доброхотов.

С 1961 по 1965 гг. А.Е.Святловский возглавлял Камчатскую вулканологическую станцию. В этот период времени был создан Институт вулканологии (1962 г) и совершенно естественно, что первые годы существования Института были связаны с продолжением работ станции. В последующие годы станция оставалась базой, кузницей кадров молодого поколения. Вулканологическую школу на станции прошла основная часть вулканологов следующего поколения: И.Т.Кирсанов, И.А.Меняйлов, А.А.Важеевская, В.И.Горельчик, В.А.Ермаков, Ю.М.Дубик, Л.П.Никитина, Е.К.Серафимова, Б.В.Иванов, В.В.Степанов, Н.А.Жаринов, Е.Ю.Жданова, А.И.Козырев, А.И.Белоусов и многие другие.

В последующие годы на станции главное внимание уделялось развитию комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований, которые проводились станцией совместно со многими лабораториями Института вулканологии и других институтов. Первым опытом таких исследований было изучение побочного прорыва на вулкане Ключевской в 1966 г. под руководством И.Т. Кирсанова. С 1965 по 1970 г. И.Т.Кирсанов возглавлял коллектив Камчатской вулканостанции.

Одной из основных задач станции было создание надёжного метода прогноза извержений на основании комплекса методов. Первые успешные прогнозы извержений вулканов Безымянного Шивелуча были сделаны П.И.Токаревым в 1956 и 1964 гг. Следующие успешные прогнозы побочных извержений на вулкане Ключевской в 1974 г. и блестящий прогноз места и времени Большого трещинного Толбачинского извержения в июле 1975 г. также были выполнены П.И.Токаревым. Прогнозы были сделаны на основе сейсмологических данных, полученных на Камчатской вулканологической станции В.И.Горельчик и В.В.Степановым.

В 1970 – 1977 г. вулканологическую станцию в пос. Ключи возглавлял Б.В.Иванов. В 1970-1971 гг. на станции впервые в СССР было проведено глубинное сейсмическое зондирование (просвечивание сейсмическими волнами) района Ключевской группы вулканов. Эти работы довольно трудоёмки, связаны с производством взрывов в районе действующих вулканов и их регистрацией. Работы выполнялись совместно с лабораториями Сахалинского КНИИ и Института вулканологии. 40-летний юбилей станции в 1975 г. был отмечен выпуском в печать сборника «Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов» под редакцией Б.В.Иванова и С.Т.Балесты.

Б.В.Иванов прошел большой путь научно-организационной работы от начальника Камчатской вулканологической станции до организатора и директора (1991-2004 гг.) Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. С 1996 г. он – академик Академии естественных наук России, с 2004 г. – заслуженный деятель науки РФ, профессор, в настоящее время – главный научный сотрудник Института вулканологии и сейсмологии в Петропавловске-Камчатском.

Развитие геофизических методов исследований продолжалось в последующие годы. Расширению геофизических работ, а также появлению в программе работ Камчатской вулканологической станции специальных геодезических исследований большую помощь оказывал академик РАН С.А.Федотов, руководивший Институтом вулканологии с 1972 по 2004 гг.

Продолжительный период времени во главе коллектива сотрудников Камчатской вулканологической станции был Н.А.Жаринов (1978-2004 гг.). Мировой опыт работ по исследованию активных вулканов показал важность и необходимость изучения деформаций земной поверхности, связанных с их деятельностью. С 1978 г. на станции наряду с сейсмическими наблюдениями начинаются геодезические работы. На склонах вулкана ставятся геодезические знаки для выполнения высокоточных нивелировок и измерений длин линий лазерными дальномерами, сооружаются наклонномерные станции (глубокие шурфы для установки высокоточных приборов-наклономеров).

Для изучения извержений в эти годы на Камчатской вулканологической станции организовывались специальные экспедиции. В работе таких экспедиций принимали участие сотрудники Института вулканологии и вулканологической станции, а также прикомандированные специалисты других организаций, студенты-практиканты. Численный состав коллектива станции достигал в это время 50 человек, в летнее время за счёт временных сотрудников увеличивался до 70-80 человек. На станции до 1990 года круглый год работали три полевые сейсмические станции, которые обслуживали лаборанты вулканологической станции. Значительный вклад в работу сейсмической службы станции внесли В.И.Горельчик, м.н.с. В.В.Степанова. Долгие годы выполняли вахтенную службу на стационарах в п. Ключи, п. Козыревске и полевых станциях: В.А.Аристархов, В.В.Аристархова, С.В.Попов, В.Г.Ушаков, К.С.Киришев, В.М.Козев, В.П.Ханзутин.

После организации Комплексной опытной методической сейсмологической партии в составе Института вулканологии сейсмологические наблюдения были переданы в это структурное подразделение. В настоящее время сейсмологические работы выполняет Камчатский филиал Геофизической службы РАН.

В эти же годы станция выполняла большой объём геофизических работ для прогноза землетрясений и оценки сейсмической опасности в районе побережья Камчатского залива. Работы проводились от мыса Африка на севере до устья р.Сторож на юге (вдоль побережья Камчатского залива). В результате выполнения работ были созданы специальные полигоны для слежения за изменением деформаций земной поверхности в указанных районах.

Результаты научных исследований, выполненных сотрудниками Камчатской вулканологической станции вошли в монографию по изучению Большого трещинного Толбачинского извержения, в Атлас действующих вулканов Камчатки, изложены во многих статьях журнала «Вулканология и сейсмология».

В последние годы на Камчатской вулканологической станции большое внимание уделяется дистанционным методам контроля состояния вулканов. С этой целью непосредственно со станции проводятся видео-съёмки вулканов. Полученная информация в цифровом виде передаётся в Институт вулканологии. Для непрерывного слежения за вулканами устанавливаются видеокамеры. Эти работы возглавляет Ю.В.Демянчук – начальник Камчатской вулканологической станции с 2004 г.

В настоящее время коллектив станции состоит из 9 человек, в том числе: двух научных сотрудников, одного инженера и шести сотрудников для технического обслуживания станции. Камчатская вулканологическая станция перестала быть форпостом вулканологии на Камчатке. Практически станция служит базой для комплексных исследований северной группы вулканов, где продолжают работы для оперативного слежения за вулканами и оценки их состояния. В период извержений на станции организуются полевые экспедиции, выполняющие на современном уровне комплекс геолого-геофизико-геохимических исследований.

НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ИЗМЕНЕНИЕМ НАГРУЗКИ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ОСТРОВНОЙ ДУГИ – ОСНОВА ДЛЯ НАДЕЖНОГО ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЕ

В.М. Ившин¹, Е.В. Ившина²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, ivt@kscnet.ru

²ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская обл., Ленинский р-н, п. Развилка, E_Ivshina@vniigaz.gazprom.ru

Как известно, под вулканами существуют локальные неоднородности, отличающиеся от вмещающей среды пониженными скоростями сейсмических волн. Протяженность по вертикали этих аномальных тел достигает ста километров, а горизонтальные размеры варьируют от нескольких километров до первых десятков километров. Так как расстояние между вулканами равно нескольким десяткам километров, локальные неоднородности делают вулканический пояс с его глубинными корнями упругим геологическим телом. Вследствие этого островная призма – фронтальная часть островной дуги (рис.1) – под нагрузкой океанской плиты перед сильным землетрясением в сейсмофокальной зоне изгибается на вулканическом поясе в принципе так же, как изгибается длинная балка на упругом основании под действием поперечной силы.

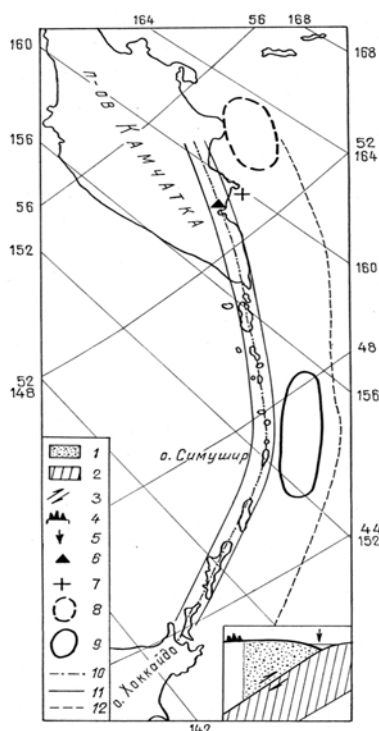


Рис.1. Карта-схема района геомеханических наблюдений.

1 - островная призма; 2 - океанская плита; 3 - усилия сдвига между океанской плитой и островной призмой; 4 - вулканический пояс; 5 - глубоководный желоб; 6 – геомеханический датчик в Петропавловске-Камчатском; 7 - эпицентр землетрясения в Авачинском заливе 2 марта 1992 г. с $M = 7.1$; 8 - очаг Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. с $M = 7.8$; 9 – очаг Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г. с $M = 8.3$; 10 - ось Курило-Камчатского вулканического пояса; 11 - примерные границы Курило-Камчатского вулканического пояса; 12 - ось глубоководного желоба.

В районе очага землетрясения островная призма прогибается в сторону вулканического пояса, а на удалении от очага – в сторону океана. Прогиб островной призмы в сторону вулканического пояса упруго сжимает его, а прогибы в сторону океана – растягивают. Если при землетрясении происходит взброс по границе между островной призмой и океанской плитой со смещением в направлении к океану, то нагрузка океанской плиты с островной призмы снимается и последняя мгновенно оказывается только под нагрузкой упруго сжатого вулканического пояса. Резко приложенная нагрузка вызывает перемещение, которое в два раза превышает перемещение, создаваемое той же нагрузкой при постепенном ее приложении. Следовательно, под нагрузкой вулканического пояса островная призма во время землетрясения надвигается на океанскую плиту. После землетрясения она из-за действия на ее границе с океанской плитой силы трения вернуться в нейтральное положение не может и начинает изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. В результате в вулканическом поясе в районе надвига возникает область растяжения, а вдали от него – области сжатия.

Из сказанного следует, что наблюдать за изменением тектонических сил в сейсмофокальной зоне и, следовательно, за изменением сдвиговых усилий в очаге назревающего землетрясения можно путем слежения за изменением нагрузки островной призмы на вулканический пояс, то есть путем слежения за изменением напряженного состояния в вулканическом поясе. С этой целью в Петропавловске-Камчатском был создан геомеханический датчик (рис. 1), представляющий собой жестко закрепленную в скальном массиве на глубине 50 м вертикальную гильзу длиной 2 м, в которой для преобразования величины угла отклонения гильзы от отвесной линии в электрический сигнал установлен специально разработанный для этого скважинный наклонномер НИВ-1 [Ившин, 1993]. Датчик позволяет наблюдать за изменением вертикальных градиентов горизонтального смещения в поверхностном слое Земли в направлении С-Ю и З-В. Под действием веса вышележащих пород сигнал датчика в направлении С-Ю линейно увеличивается, а в направлении З-В – линейно уменьшается. Под действием сжимающей нагрузки островной призмы, которая в вулканическом поясе заметно уменьшает объем (повышает давление), сигнал датчика нелинейно увеличивается как в направлении С-Ю, так и в направлении З-В. Растягивающая нагрузка островной призмы, заметно повышающая объем (уменьшающая давление) в вулканическом поясе, вызывает нелинейное уменьшение сигналов датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В. Под действием сжимающей нагрузки островной призмы, которая практически не меняет объем (давление) в вулканическом поясе, сигнал датчика в направлении С-Ю нелинейно уменьшается, а в направлении З-В – нелинейно увеличивается. Реакция датчика на растягивающую нагрузку островной призмы, которая практически не меняет объем (давление) в вулканическом поясе, противоположна.

Наблюдения на геомеханическом датчике начались в октябре 1990 г. На рис. 2 приведены полученные данные. Рассмотрим их, опираясь на изложенные выше представления об изгибе островной призмы. Во время наблюдений, а именно 2 марта 1992 г., на расстоянии примерно 110 км от Петропавловска-Камчатского в Авачинском заливе произошло землетрясение с $M = 7.1$ (рис.1). В очаге была отмечена взбросовая подвижка по поверхности, падающей под полуостров Камчатка [Зобин и др., 1996]. До момента землетрясения, как видно на рис.2, сигналы датчика и в направлении С-Ю, и в направлении З-В одновременно нелинейно увеличивались и одновременно нелинейно уменьшались. Значит, перед Авачинским землетрясением в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского менялось давление. Характер изменения давления говорит о том, что нагрузка океанской плиты на островную призму, а нагрузка последней на вулканический пояс сначала постепенно нарастала, а затем, достигнув незадолго до землетрясения максимума, начала снижаться, свидетельствуя о начале квазипластических деформаций горнопородной среды в очаге. Если в сейсмофокальной зоне рост сдвиговых усилий обусловлен только движением океанской плиты, с наступлением квазипластических деформаций землетрясение неизбежно. Поэтому наблюдение за ростом давления в вулканическом поясе с помощью геомеханического датчика позволяет прогнозировать сильные землетрясения в сейсмофокальной зоне Курило-Камчатской островной дуги.

Основанием для прогноза является уменьшение давления в вулканическом поясе после достижения им наибольшей величины [Ившин и др., 2005]. С 1992 г. геомеханические наблюдения велись для того, чтобы указанным методом на практике осуществить прогноз сильного землетрясения.

5 декабря 1997 г. у тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого полуострова произошло землетрясение с $M = 7.8$ (рис.1). Механизм землетрясения интерпретируется как типичный "субдукционный" взброс, при котором подвижка достигла величины 2.4 м [Гусев и др., 1998]. На рис.2 видно, что после Кроноцкого землетрясения сигналы датчика начали отклоняться от почти линейного хода до землетрясения. В направлении С-Ю сигнал увеличивался, а в направлении З-В уменьшался. Следовательно, в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского, который расположен на расстоянии примерно 250 км от центра очага землетрясения, возникли силы растяжения, направленные поперек вулканического пояса. Появление сил растяжения означает, что после Кроноцкого землетрясения островная призма стала изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании, причем вблизи Петропавловска-Камчатского она прогибалась в сторону Тихого океана. Такой прогиб в сейсмофокальной зоне Авачинского залива вызвал рост сдвиговых усилий, которые увеличили сдвиговые усилия, создаваемые

субдуцирующей океанской плитой. В результате этого в 2002 г., как следует из рис.2, начался рост давления в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского, что указывало на возможность нового сильного землетрясения в Авачинском заливе. Наибольшей величины давление достигло к 2004 г. Продолжительность роста давления тем больше, чем глубже находится участок сейсмофокальной зоны, в котором происходит увеличение усилий сдвига между океанской плитой и островной призмой [Ившин и др., 2009]. Поэтому ожидаемое землетрясение должно было быть более глубоким, чем землетрясение 2 марта 1992 г. с $M = 7.1$. С 2004 г. давление плавно уменьшается, свидетельствуя о квазипластическом разрушении в сейсмофокальной зоне Авачинского залива. На основании этого в докладе на Всероссийской конференции "Риск-2006" было сделано сообщение о том, что до конца 2006 г. в Петропавловске-Камчатском должно произойти сильное землетрясение [Ившин и др., 2006].

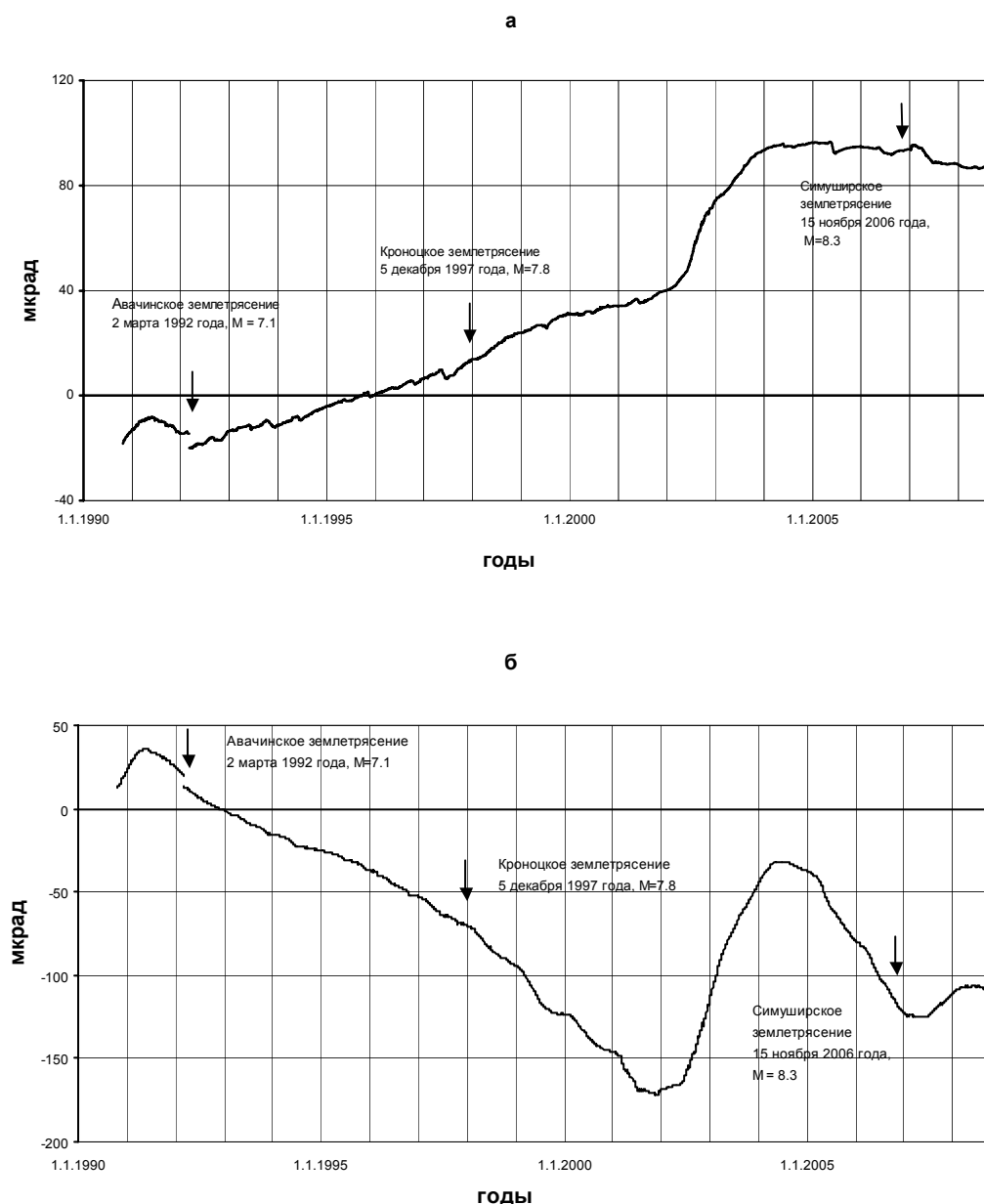


Рис. 2. Временные ряды углов отклонения продольной оси геомеханического датчика от отвесной линии в направлении С-Ю (а) и в направлении З-В (б), характеризующие изменение вертикальных градиентов горизонтального смещения в скальном массиве вулканического пояса в районе Петропавловска-Камчатского.

Однако назревающее землетрясение не произошло. Рассмотрим причину данного события и вытекающие из него следствия. 15 ноября 2006 г. восточнее о.Симушир на расстоянии примерно 800 км от Петропавловска-Камчатского возникло землетрясение с $M = 8.3$ (рис.1). Оно было

вызвано взбросом со смещением величиной 6.7 м вдоль полого падающей на запад поверхности [Тихонов и др., 2007]. После землетрясения, как можно видеть на рис.2, началось более интенсивное, чем до землетрясения, уменьшение сигнала геомеханического датчика в направлении С-Ю, а в направлении З-В сигнал датчика вместо уменьшения стал увеличиваться. Это означает, что после Симуширского землетрясения в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского возникли силы сжатия, направленные поперек вулканического пояса. Появление сил сжатия говорит о том, что после Симуширского землетрясения островная призма начала изгибаться на вулканическом поясе как на упругом основании. При этом вблизи Петропавловска-Камчатского она прогибалась в сторону вулканического пояса. Такой прогиб в сейсмофокальной зоне Авачинского залива вызвал рост сдвиговых усилий, которые уменьшили сдвиговые усилия, создаваемые субдуцирующей океанской плитой. По этой причине квазипластические деформации, которые начались в 2004 г. в сейсмофокальной зоне Авачинского залива, прекратились. Это означает, что макроразрыв в земной коре, вызывающий землетрясение, так же, как и разрыв любого тела, может быть предотвращен приложением соответствующих сил.

Выше был сформулирован геомеханический способ прогноза сильных землетрясений, разработанный после землетрясения в Авачинском заливе в 1992 г. с $M = 7.1$. Он базируется на том, что рост сдвиговых усилий в сейсмофокальной зоне обусловлен только движением океанской плиты. Однако результаты геомеханических наблюдений, выполненных после 1992 г., показывают, что сильные землетрясения, вызванные взбросом со смещением в сторону Тихого океана, из-за изгиба островной призмы на вулканическом поясе как на упругом основании обусловлены активным движением как Тихоокеанской плиты, так и островной призмы. Вследствие этого прогноз сильных землетрясений в некоторой точке сейсмофокальной зоны будет надежным, если известно напряженное состояние в вулканическом поясе не только в рассматриваемой точке, но и на расстоянии многих сотен км от нее. Для выполнения надежного прогноза в условиях Курило-Камчатской дуги необходимо иметь геомеханические датчики, кроме созданного в Петропавловске-Камчатском, по крайней мере, в г. Ключи, на о.Парамушир, на о.Симушир и на о.Кунашир.

Список литературы

- Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И.** Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизм очага, макросейсмический эффект //Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года / Под ред. Гордеева Е.И., Иванова Б.В., Викулина А.В. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 32-49.
- Зобин В.М., Гордеев Е.И., Левина В.И. и др.** Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. (магнитуда $M_L=7.1$) в Авачинском заливе и связанные с ним явления // Вулканология и сейсмология. 1996. № 6. С. 48-61.
- Ившин В.М.** Скважинный наклономер НИВ-1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 105-112.
- Ившин В.М., Ившина Е.В.** Геомеханический метод прогноза сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 61-67.
- Ившин В.М., Ившина Е.В.** Текущая сейсмическая обстановка в районе Петропавловска-Камчатского по геомеханическим данным // Материалы Всероссийской конференции «Риск-2006» / Отв.редактор Рагозин А.Л. Москва: Изд-во Российского университета дружбы народов, 2006. С. 133-135.
- Ившин В.М., Ившина Е.В.** Геомеханический способ прогноза цунами в зоне островных дуг // Материалы Всероссийской научной конференции "100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг." Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 116-123.
- Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др.** Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Проблемы сейсmobезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: междунар. научн. симпоз., Южно-Сахалинск, Россия, 27-30 сентября 2007 г. / Отв. ред. Тихонов И.Н., Коновалов А.В. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 2007. 166 с.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ РЕЗЕРВУАРАХ

А.В. Кирюхин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, avk2@kscnet.ru

Введение

Геотермальные месторождения в областях современного вулканизма могут включать несколько типов гидротермальных резервуаров, трещинно-блоковая структура которых связана с генетическими условиями образования лавопирокластических потоков (степенью спекания на внешних границах и контактах), экзоконтактовым дроблением магматических тел (интрузий и дайковых комплексов), а также с наличием проницаемых разломов. Анализ условий формирования Паужетского геотермального месторождения и Мутновского геотермального месторождения [Кирюхин А.В. и др., 2010] показывает, что восходящие потоки теплоносителя и нисходящие инфильтрационные потоки приурочены к разломам или каналам, которые совпадают с питающими системами экструзивных магматических тел и вулканов. Эта ситуация типична для геотермальных месторождений. Аналогичные условия возможны при формировании нефтяного вулканогенного резервуара, приуроченного к захороненному риолитовому вулканогенно-осадочному комплексу пермо-триасового возраста (250 млн. лет), характеризующегося многочисленными разломами и каналами глубокого заложения. Если эта аналогия справедлива, то продуктивные нефтяные резервуары могут быть размещены в кальдерах на лавопирокластических контактах, примыкающих разломах, в приконтактных и прижерловых зонах риолитовых экструзий и вулканов.

Приведем данные по характеристикам некоторых резервуаров, сложенных вулканогенными образованиями кислого состава.

Паужетский резервуар (Камчатка), сложенный преимущественно кислыми туфами плиоцен-плейстоценового возраста, приурочен к системе лавопирокластических контактов, характеризуется долей трещинного пространства (неспекшиеся туфы) 0.3, средним расстоянием между продуктивными зонами 105 м, проницаемостью трещин 83 мД, пористостью 0.094, сжимаемостью $2 \cdot 10^{-6} \text{ Па}^{-1}$, теплопроводностью 1.6 Вт/м°C. Проницаемость матрицы (спекшиеся туфы) 0.01 мД, пористость 0.2. Для его описания подходит 1D модель трещинно-блокового пространства. Естественный глубинный приток теплоносителя – 44.2 кг/с.

Примыкающий к Корякскому вулкану с севера геотермальный резервуар «К» включает активный объем, характеризующийся фумарольной деятельностью в привершинной части вулкана и образованием трещин при сейсмической активизации 2008-2009 гг и участки разгрузки горячих источников (Аагских, Водопадных, Чистинских, Изотовских, Шумнинских). Структурно-геологический контроль резервуара «К» осуществляется приконтактной зоной экструзивного риолито-дацитового комплекса средне-верхнеплейстоценового возраста. Экструзивный комплекс характеризуется пористостью 0.12 и проницаемостью 24.4 мД. Температура в резервуаре «К» оценивается не менее 180°C по SiO_2 геотермометру. В южной части резервуара температура может достигать 400 °C (температура нижней фумаролы Корякского вулкана). Область водного питания резервуара «К» по гидроизотопным данным находится на абс. отм. +900 - +1400 м. Доступная для бурения эксплуатационных скважин площадь в плане составляет более 3 км².

Изучение многослойной пачки туфов неогенового возраста (12.5 млн. лет) разбитой системой трещин разломов в горах Якка (Невада, США) в связи с предполагаемым использованием их для изоляции и длительного (тысячи лет) хранения высокоактивных радиоактивных отходов показывает [K. Pruess, 2001], что спекшиеся туфы характеризуются высокой пористостью 0.086-0.127, но очень низкой матричной проницаемостью (порядка мкД), они включают около 10 трещин на м³, при этом средняя проницаемость системы трещин составляет 10 Д, теплопроводность 1.12-1.18 Вт/м°C, удельная теплоемкость 850-900 кДж/кг°C. Неспекшиеся туфы имеют пористость порядка 0.259-0.446 разбиты более редкой системой трещин и имеют высокую

матричную проницаемость до 120 мД, теплопроводность 0.36-0.75 Вт/м°C, удельная теплоемкость 870-1160 кДж/кг°C.

Вулканогенный резервуар Трэп Спрингс в Неваде (США) имеет размеры в плане 1.5 x 6 км², приурочен к риолитовым туфам имеющим возраст 35 млн. лет, нефтегенерирующие породы - низжезалегающие сланцы, содержащие органику [L. Anna et al, 2007]. Продукция нефти за 24 года эксплуатации составила 2.6 млн. тонн. Роль резервуара трещинно-блокового типа выполняют спекшиеся туфы, в то время как гидротермально измененные неспекшиеся туфы являются водоупором. Транспорт нефти и насыщение резервуара происходит вероятно в настоящее время, т.к. нефтяная залежь приурочена к области распространения геотермальных месторождений Бассейнов и Хребтов в зоне голоценовых разломов северо-северо-восточного простирания.

Инверсионное ITOUGH2-EOS1 термогидродинамическое моделирование естественной циркуляции флюида в вулканогенном резервуаре

Рассмотрим флюидный вулканогенный резервуар пермо-триасового возраста (250 млн. лет) на глубинах 2.5-2.8 км, перекрытый толщей плохопроницаемых глинисто-аргиллитовых отложений [А.В. Кирюхин, Е.В. Николаева, А.Ю. Батурин, 2008]. Температура в резервуаре 120 - 130 °С, давление 290 - 310 бар. Для анализа условий циркуляции флюида в резервуаре использована трехмерная термогидродинамическая модель. На первом этапе размеры области моделирования охватывали 10 × 8 × 3 км³, использовалась прямоугольная вычислительная сетка 10 × 8 × 30. Резервуар включает слои ## 2-6 модели. Верхний слой (#30) задан с фиксированным давлением 10 бар и температурой 5 °С. Нижний слой модели (#1) включает источники (вероятные зоны поступления глубинного теплоносителя, в которых задаются массовые расходы и энтальпии), стоки (вероятные зоны нисходящих потоков, где задаются отрицательные массовые потоки), и кондуктивные тепловые источники во всех элементах.

Инверсионное iTOUGH2-EOS1-моделирование использовано для оценки тепломассопотоков и проницаемости (кондуктивного теплового потока в основании резервуара, проницаемости перекрывающих резервуар отложений, расхода и энтальпии восходящего потока в пределах положительных термоаномалий в основании резервуара, расхода нисходящего потока в пределах отрицательной термоаномалии в основании резервуара).

Калибровка модели основана на 41 точке измерения температуры и 20 точках измерения давления (в разведочных скважинах). Моделирование естественного состояния проводилось на 10⁶ лет. Получены следующие оценки параметров модели: кондуктивный тепловой поток 50.2 мВт/м²; проницаемости перекрывающих комплексов: 0.0011-0.19 мД; расход восходящего потока 3.6 кг/с; расход нисходящего потока: 3.6 кг/с. Совпадение оценки восходящего и нисходящего потоков косвенно свидетельствует о существовании замкнутой циркуляции флюида в фундаменте.

T2VOC термогидродинамическое моделирование естественного состояния нефтяного вулканогенного резервуара

На втором этапе моделирования рассмотрен процесс заполнения нефтесодержащим флюидом вулканогенного резервуара, рассмотренного выше. Для этого в зоне восходящего флюидного потока задан дополнительно суммарный расход нефтяной фазы 0.24 кг/с в течение 50 тыс. лет. Анализ динамики изменения распределения нефтяной фазы в вулканогенном резервуаре показывает формирование нефтяной залежи в верхней части вулканогенного резервуара (включающей 238.1 млн. тонн (нефтяная фаза), 4.8 млн. тонн (нефть в водном растворе) и 10.5 в адсорбированном состоянии)), затем ее постепенную деградацию до 43.3 млн. тонн в течение последующих 5 млн. лет без дополнительного притока в резервуар нефтяной фазы. При формировании нефтяной залежи в вулканогенном резервуаре отсутствует четко выраженный ВНК, нефтенасыщение достигает 0.35-0.47.

Таким образом, результаты концептуального термогидродинамического iTOUGH2-EOS1, T2VOC моделирования в сочетании с анализом геологических, геохимических и геофизических данных показывают, что возможным сценарием формирования нефтяной залежи в пределах указанного

выше вулканогенно-осадочного резервуара является поступление нефтесодержащего флюида снизу по каналам жерловой формации погребенных вулканических аппаратов, концентрация нефти и формирование нефтяных залежей приурочено к структурно-фильтрационным ловушкам на кровле резервуара, примыкающих к каналам поступления нефтенасыщенных флюидов (рис. 1).

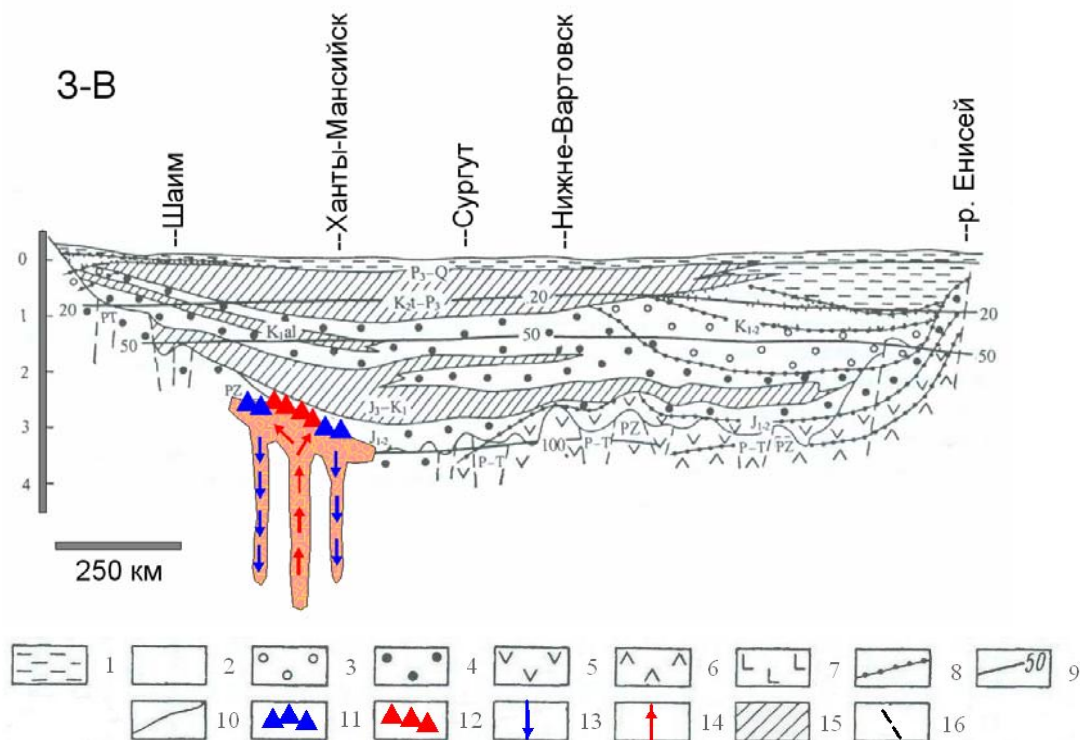


Рис. 1. Разрез Западно-Сибирского мегабассейна со схематическим изображением перм-триасового вулканогенного резервуара и условиями циркуляции флюида вдоль каналов погребенных вулканических структур (по [В.А. Кирюхину, 2005], с дополнениями). Условные обозначения: 1 – 7 гидрогеохимическая зональность: минерализация < 1 г/л (1), 1-3 г/л (2), 3-10 г/л (3), 10-35 г/л (4), 35-70 г/л (5), 70-150 г/л (6), 150-375 г/л (7); 8 – гидрогеохимические границы; 9 – геоизотермы, °С; 10 – литологические границы; 11 – преимущественно водонасыщенный вулканогенный резервуар; 12 – нефтенасыщенный вулканогенный резервуар; 13 – отсепарированные нисходящие водные потоки; 14 – нефтенасыщенные восходящие потоки флюидов; 15 – водоупорные толщи; 16 – разломы.

іTOUGH2-EOS10 термогидродинамическое моделирование естественного состояния и эксплуатации нефтяного вулканогенного резервуара

На третьем этапе моделирования программный комплекс іTOUGH2-EOS10 адаптирован для моделирования естественного состояния и эксплуатации фрагмента нефтяной залежи (вулканогенно-осадочный резервуар), редактирование программы заключалось в редуцировании EOS10 для описания двухфазной (водная и нефтяная фазы, двухкомпонентной (нефть и вода) системы), учета повышенной плотности водной фазы, модификации функций относительной проницаемости и капиллярного давления применительно к опытным данным. При решении тестовых задач рассмотрены варианты моделирования с учетом «двойной пористости», различными условиями смачивания (гидрофильный резервуар, негидрофильный резервуар), пониженной проницаемостью матрицы. При моделировании использована полигональная вычислительная сетка Вороного, что особенно эффективно в связи с подсчетом эксплуатационных запасов в областях современного вулканизма (месторождения 3-й группы сложности) [Кирюхин и др., 2010].

Для калибровки модели использованы начальные насыщения водной фазы усредненные по объемам соответствующих элементов модели, данные по динамике изменения расхода нефтяной фазы и жидкости (сумма нефтяной и водной фаз). В качестве калибровочных данных

использовано 42 калибровочных точки по начальному нефтенасыщению, определенных по РИГИС (гидростатическое перераспределение фаз в течение 1000 лет) и данные по динамике изменения расхода нефтяной фазы в одиннадцати добычных скважинах (калибровка по истории эксплуатации). При моделировании рассмотрено два базовых варианта: гидрофильный и гидрофобный, с соответствующими функциями капиллярного давления. В качестве оцениваемого модельного параметра использовалось начальное насыщение водной фазы.

Работа поддержана РФФИ по проекту 09-05-00605-а.

Список литературы

- Кириухин А.В., Николаева Е.В., Батурин А.Ю.** Сравнительный анализ геолого-термогидродинамических моделей нефтяного и геотермальных месторождений в вулканогенных комплексах разного возраста // Материалы Всероссийской конференции "Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы" Москва, 2008, с.204-206.
- Кириухин А. В., Асаулова Н. П., Манухин Ю. Ф., Рычкова Т.В., Сугробов В. М.** Использование численного моделирования для оценки эксплуатационных запасов месторождений парогидротерм (на примере Паужетского геотермального месторождения) // Вулканология и сейсмология, 2010, № 1, с. 56–76.
- Кириухин А.В., Кириухин В.А., Манухин Ю.Ф.** Гидрогеология вулканогенов // С-Петербург, Наука, 394 с.
- Кириухин В.А.** Региональная гидрогеология. С-Петербург, 2005, 343 с.
- Anna L. O., Roberts L.N.R., and Potter C. J.** Geologic Assessment of Undiscovered Oil and Gas in the Paleozoic-Tertiary Composite Total Petroleum System of the Eastern Great Basin, Nevada and Utah // USGS DDS-69-L, 2007, 50 p.
- Falta R., Pruess K., Finsterle S., Battistelli A.** T2VOC User's Guide // LBNL-36400, 1995.
- Finsterle S.** iTOUGH2 User's Guide // LBNL-40040, 1999, 130 p.
- Pruess, K., Oldenburg, C., Moridis, G.,** TOUGH2 User's Guide, Version 2.0 // Lawrence Berkeley National Laboratory report LBNL-43134, Berkeley CA, USA, 1999, 198 pp.
- Pruess K.** Two-Phase Unsaturated Flow at Yucca Mountain, Nevada: A Report on Current Understanding // Flow and Transport Through Unsaturated Fractured Rock, 2-nd Edition, Geophysical Monograph 42, 2001, p. 113-133.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭФФУЗИВОВ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

В.М. Ладыгин¹, Ю.В. Фролова¹, В.М. Округин², О.А. Гирина²

¹ Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова skalka@geol.msu.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

В течение многих лет сотрудники кафедры инженерной и экологической геологии МГУ им. М.В.Ломоносова совместно с сотрудниками института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН проводили исследования по изучению петрофизических свойств эффузивов различных вулканов Камчатки. Наиболее интересные результаты уже были ранее опубликованы в различных статьях [Ладыгин и др., 1998, Ладыгин и др., 2002]. В этой работе мы хотели как обобщить прежние результаты, так и показать ряд новых, и еще раз вернуться к теме использования петрофизических данных в изучении процессов вулканизма.

Исследования петрофизических свойств эффузивов Северной группы вулканов (Ключевской, Камень, БТТИ, Безымянный) могут оказать помощь в решении ряда вопросов вулканизма, таких как: проблемы генезиса и условий образования эффузивов, динамика извержений, расчленение мощных толщ вулканитов и т.д. На каждом из вышеуказанных вулканов решался тот или иной аспект, связанный с их извержениями.

В ходе работ были получены следующие петрофизические показатели: плотность (ρ г/см³), плотность твердой фазы (ρ_s г/см³), пористость (П %), водопоглощение (W %), скорость продольных волн (V_p км/с), прочность (Rc МПа), магнитная восприимчивость ($\chi \cdot 10^{-3}$ ед.СИ).

Ключевской вулкан. Для этого вулкана характерно образование на различных высотах (от 450 до 4000м) его склонов большого количества (около 100) побочных прорывов магмы с формированием лавовых потоков. Во время полевых работ были отобраны и исследованы базальты из 33 побочных прорывов (250 проб). По данным [Активные вулканы...1985] побочные извержения вулкана можно объединить в 6 возрастных групп: I. < 100 лет назад; II. 150-1000 лет назад; III. 1500-2000 лет; IV. 2000-2500 лет; V. 2500-4000 лет; VI. более 4000 лет. По данным петрофизического анализа в истории развития вулкана намечается три периода, в каждый из которых формировались эффузивы с близкими значениями петрофизических свойств - более 4000 лет назад (VI группа-Подкова), 1000-4000 лет назад (III, IV, V группы Келля, «Очки», «Лагерный», «Пещерный», «Холм», «8», «Придорожный», «Лопастной», «Прибрежный», «Шиш», «М», «Левашова», «Д», «Сыр», «База», «Предсказанный», «Слюнина», «Псевдогоршок», «Засыпанный», «Срезанный», «Булочка», «К», «И»), до 1000 лет (I, II возрастные группы-«Апахончич», «Былинкина», Белянкина, Юбилейный, 8 марта, Билукай, Пийпа, Псевдотуйла, «О») (табл.1). Они отличаются, прежде всего, величинами плотности твердой фазы (2.78 -2.9-2.84 г/см³) связанными с различиями в химическом составе расплава. От древних к молодым базальтам наблюдается увеличение пористости (П): 9 - 13.5 - 17 %, снижение прочности - 157 - 128 - 102 МПа и скорости продольных волн.

Таблица 1. Петрофизические свойств эффузивов Ключевского вулкана

возраст, лет		MgO	П %	c _s г/см ³	V _p км/с	V _{рв} , км/с	R _c МПа	ч x10 ⁻³ ед.СИ	К-во проб
1	<100	6.02	17	2.84	2.7	4.25	101	8.2	77
	150-1000	6,16	17	2,85	2,45	4,05	107	8,4	8
	Среднее	6,03	17	2,84	2,65	4,25	102	8,2	85
2	1500-2000	6,92	14,5	2,88	2,9	4,35	130	6,6	20
	2000-2500	7,32	15	2,9	2,85	4,05	120	5,4	33
	2500-4000	7,87	12	2,91	2,75	4,15	134	6,3	39
	Среднее	7,47	13,5	2,9	2,8	4,15	128	6	92
3	>4000	3,83	9,5	2,78	3,25	4,5	157	8	8

В эффузивах II периода зафиксированы наиболее низкие значения магнитной восприимчивости ($\% = 6 \cdot 10^{-3}$ СИ), в отличие от верхних и нижних частей временного разреза $> 8 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для современных базальтов отмечается снижение $\%$ по мере увеличения абсолютной отметки прорыва (с 10^* до $5.7 \cdot 10^{-3}$ СИ). Установлено устойчивое изменение значений свойств по мере уменьшения степени кристаллизации породы - от офитовой через интерсертальную и гиалопилитовую к витрофировой прослеживается уменьшение плотности 2.65-2.44-2.29-1.58 г/см³, U_p -2.85-2.85-2.7-2.5 км/с, прочности - 163-122-92-41 МПа. Величина $\%$ практически не меняется у трех первых разновидностей, но резко снижается у последней- 6.4 - 7.1 - 7.2 - $1.8 \cdot 10^{-3}$ ед. Си, что может свидетельствовать о заметной дифференциации магнитной составляющей в потоках базальтов.

Вулкан «Камень» является наименее изученным среди вышеуказанных вулканов. В связи с этим, первые результаты анализа петрофизических свойств, полученные на образцах, собранных в ходе полевых работ отрядом Т. Чуриковой, нам представляются важными. Эффузивы, судя по величине $\%$ относятся к базальтам и андезибазальтам с порфировой структурой (плагиоклазы, пироксены, оливины) и гиалопилитовой, интерсертальной, микроделеритовой структурой основной массы. По своим свойствам они близки аналогичным эффузивам Ключевского вулкана (табл. 2). Нужно отметить чрезвычайно низкие значения скоростей упругих волн при малой величине пористости, значительное увеличение показателей U_p при водонасыщении, значительные изменения величины χ .

Таблица 2. Петрофизические свойства эффузивов вулкана Камень

№ обр.	Плотн.	Плотн.тв	Порист	Vp	Vp(влаж)	Rc(сух)	χ
	г/см ³	г/см ³	%	км/с	км/с	МПа	$\cdot 10^{-3}$ ед.СИ
14	2,75	2,93	6,1	2,3	3,1	212	57
15	2,55	2,79	8,6	4,6	5,2	1 1 1	26
16	2,7	2,88	6,2	3,7	4,55	259	45
17	2,45	2,79	12,2	2,6	4	75	24
18	2,65	2,87	7,7	2,6	4,65	99	7
19	2,7	2,79	3,2	2,3	3	123	12
21	2,45	2,75	10,9	4	5,15	134	26
28	2,5	2,84	12	3,2	4,6	134	37
29	2,7	2,9	6,9	2,3	3,5	221	38
30	2,65	2,93	9,6	3	4,4	179	30
2	2,6	2,9	10,3	2,8	4	163	20
5	2,6	2,9	10,3	3,2	4	146	40

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ). Как известно [БТТИ, 1984], в ходе извержения БТТИ происходила смена излияний от основных магнезиальных базальтов умеренной щелочности, через промежуточные к высокоглиноземистым, субщелочным, причем на Северном прорыве можно было отчетливо проследить последовательность излияния каждого потока. В наших исследованиях мы использовали результаты анализа 197 проб эффузивов Северного прорыва и 189 Южного прорыва. Излияния в одном месте и в одно. время столь различных по химии расплавов позволило сравнить вулканические породы, образовавшихся при застывании этих расплавов, и понять, как изменяются в связи с этим их петрофизические свойства. Изменения свойств базальтов Северного прорыва происходят постепенно, причем меняются все показатели (табл. 3).

Таблица 3. Динамика изменения петрофизических свойств эффузивов в ходе извержения Северного прорыва БТТИ

Состав магмы	Магнезиальный					Промежуточный		
№ потоков		1	2	5	6	13-15	12	12a
Свойства								
Плотн.	г/см ³	1,99	2,53	2,55	2,49	2,28	2,14	2,67

Плотн.тв.фазы.	г/см ³	2,98	3,0	2,98	2,96	2,96	2,91	2,91
Пористость	%	33	15	14	15	25	26	13
Скор.прод.волн	км/с	4,7	4,45	4,5	4,25	4,05	3,65	3,6
Скор.попер.вол	км/с	2,85	2,75	2,65	2,7	2,5	2,3	2,35
Прочность	МПа	69	115	162	131	85	80	159
Магнит.воспр.	10 ⁻³ ед.СИ	4	5	6	7	4	9	14
Кол. обр.		11	14	34	74	24	11	30
Время излиян.	начало	29.7	2.8	12.8	30.8	8.9	6.8	15.9
потоков (1974)	конец	9.8	9.8	30.8	6.9	13.9	14.9	15.9
число/месяц								

Магматические расплавы разного химического состава при излиянии на поверхность образовали потоки различного вида: магнезиальные потоки мощные, короткие; промежуточные - небольшой мощности (1-3 м), но длинные, ветвистые; высокоглиноземистые - мощностью до 90 см, большой протяженности, в понижениях рельефа мощность потока резко увеличивается до десятка метров, образуют лавовые озера. В целом для всех базальтов не установлена взаимосвязь между плотностью и скоростью продольных волн.

Свойства пород, слагающих эти потоки, отличаются по петрофизическим параметрам. Во всех потоках наблюдается заметная дифференциация всех свойств, что необходимо учитывать при отборе образцов для исследований (табл. №4). Скорость продольных волн снижается (или остается прежней) к центральным частям потоков. Наибольшие значения магнитной восприимчивости характеризуют породы средних частей потоков, а для базальтов Северного прорыва и нижних его частей.

Таблица 4. Петрофизические свойства потока базальтов Северного прорыва

Глубина см	с г/см ³	С _{п.т.ф.} г/см ³ Г	п, %	W %	V _{р.} км/с	V _{р.в.} км/с	Rс МПа	X. *10 ⁻³ ед СИ
10-25	2,24	2,99	24	5,3	4,7	5,0	123	5
25-35	2,31	2,96	22	4,8	4,4	4,8	100	6
35-45	2,45	2,93	17	2,0	3,4	4,5	88	9
45-55	2,56	2,93	13	1,8	4,0	4,8	130	6
75-85	2,43	2,93	18	2,8	5,0	5,5	127	И

Вулкан Безымянный. Этот вулкан интересен тем, что в нем отчетливо выделяются три фациальные группы вулканических продуктов: экструзивные купола, лавовые и пирокластические потоки. Г.Е. Богоявленская [1957] выделила 3 группы экструзий, отличающихся составом пород; О.А. Брайцева [1990] показала, что лавовые потоки имеют различный возраст и состав, и разделила их на шесть групп. Сравнительный анализ петрофизических свойств их показал, что породы, принадлежащие этим группам, резко отличаются друг от друга (табл. 5) что позволяет использовать эти данные при определении фациальной принадлежности в немых толщах вулканитов.

Таблица 5. Петрофизические свойства различных фаций вулканитов вулкана Безымянный

Группа	Плотн. г/см ³	с _s г/см ³ \	порист. %	скор.пр. волн км/с	прочн. на одноос. еж. МПа	магн.восп * 10 ⁻³ ед. СИ
1.	1,85	2,78	24,5	2,6	34	7,9
2. А)	2,37	2,75	12,4	2,2	91	7,5
Б)	2,29	2,76	15,8	3,1	95	6,8
В)	2,16	2,75	24,5	2,6	76	6,4
3. А)	2,43	2,8	10,9	3,9	110	6,9

Б)	2,37	2,8	14,5	2,5	101	9,1
----	------	-----	------	-----	-----	-----

Примечание, 1~ пирокластические потоки, 2- экструзии: А) современные. Б) 1 группа. В) 2 группа; 3- лавы: А) современные, В) Q_{3,4}

Для всех эффузивов, образовавшихся из вулканов этой группы, получена зависимость между плотностью твердой фазы и содержанием SiO₂ (табл. 6), что позволяет быстро провести классификацию эффузивов.

Таблица 6. Взаимосвязь между величиной плотности твердой фазы и содержанием SiO₂ в эффузивах

SiO ₂ %	Пл.т.ф.г\см ³
45-53	>2.86
53-57	2.77-2.86
57-64	2.59-2.77

Эффузивы всех исследованных вулканов Камчатки, имеющих голоценовый и верхнечетвертичный возраст, обладают низкими значениями скоростей упругих волн (<4.5 км/с), которые не зависят от величины пористости, размена пор, типа структуры породы. Причем такие величины U_p имеют даже эффузивы обладающие маленькой плотностью менее 5-8 %. Такая специфика пород уже отмечалась ранее для голоценовых вулканитов Камчатки [Ладыгин 1980] и связана с микротрещиноватостью эффузивов, образующейся при их застывании. Эта особенность молодых эффузивов (голоценовые, верхне и частично среднечетвертичные эффузивы). нашла подтверждение в микрофотографиях (ув. до 500^x) полученных с помощью флуоресцентного микроскопа. Этот эффект заканчивается на границе 250-400 000 лет. У более древних эффузивов микротрещиноватость пропадает, и величина U_p становится «нормальной». Такая закономерность присуща всем исследованным молодым эффузивам из многих районов мира и может быть дополнительной характеристикой для определения возраста отложений вулканов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (08 05-0074~а)

Список литературы

- Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки.** Дальневосточный научный центр. Петропавловск-Камчатский:институт вулканологии.1985.228с.
- Богоявленская Г.Е.** Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. Бюлл. вулканол. стан.1957. №26.с.3-13.
- Большое трещинное Толбачинское извержение.** Камчатка. 1975-1976. Наука. М. 1984. 637 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П.** Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности. Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 3-22.
- Ладыгин В.М., Никитин С.Н.** О некоторых особенностях свойств молодых эффузивов Камчатки. Вестник МГУ. Сер. геол. 1980. № 5.
- Ладыгин В.М., Окрugin В.М.** Петрофизические свойства базальтов Большого Трещинного Толбачинского Извержения. Вестник МГУ. Сер. геол. 1998. №3. С. 45-49.
- Ладыгин В.М., Фролова Ю.В.** Особенности астрофизических свойств эффузивов Ключевского вулкана. Вулканология и сейсмология. 2002. № 3 С. 28-32.

ЗНАЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ НАУКИ

А.И. Малышев

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, malyshev@igg.uran.ru

Выражение "вулканы это окно в глубины Земли" хорошо известно. Влияние первичных вулканологических наблюдений на различные стороны современного, прежде всего – геологического, научного знания настолько широко и многообразно, что практически невозможно в рамках нескольких страниц доклада дать даже краткую его характеристику. Весь спектр влияния, в конечном счете, определяется тем, что исследователи вулканического процесса в процессе наблюдений получают возможность прямого изучения реальных закономерностей развития природных магматических систем.

Вечная истина вулканологов. Среди всех этих закономерностей наиболее общий характер имеет вечная истина, выстраданная многими поколениями исследователей в области наблюдательной вулканологии – "газ – это активный агент, и магма является его переносчиком". Хотя эти слова принадлежат Ф.А. Перре, исследователю динамики извержений вулкана Мон-Пеле, к ним могли бы присоединиться многие исследователи, занимавшиеся изучением процесса вулканических извержений со времен Дж. Поуллетт-Скропа (20-е годы XIX в.), неизбежно приходившие к выводу о ключевой роли газовой активности в эруптивном процессе. Аналогичный вывод был сделан и автором этой работы на основании изучения процесса извержений влк. Безымянного [Малышев, 2000]. Именно об этой вечной истине наблюдательной вулканологии и пойдет речь в данном докладе, и пойдет о ней речь именно потому, что эти наблюдения и выводы многих поколений вулканологов в магматической геологии остаются невостребованными, так как проявление газовой активности в вулканическом процессе рассматривается лишь как частный случай, возникающий в приповерхностных условиях в результате кристаллизации магматических расплавов. В глубинных условиях, как правило, исключается сама возможность существования вещества в газообразном состоянии.

Причины невостребованности вечной истины вулканологов. Существуют две причины, дающие определенные основания для игнорирования выводов наблюдательной вулканологии. Первая – факты магматической геологии, свидетельствующие об исчезновении с глубиной в магматических породах газовых полостей или их реликтов. Более того, подобные факты характерны и для вулканических пород субмаринных извержений, где с ростом перекрывающей водной толщи наблюдается аналогичная картина. Эти данные свидетельствуют об исчезновении в магматических расплавах при сравнительно небольших давлениях газов в виде самостоятельной фазы.

Вторая и наиболее серьезная причина – современное состояние общезначимого знания, в соответствии с которым ВСЕ различия между газом и жидкостью исчезают в критической точке соответствующего вещества. Поскольку критические давления большинства летучих соединений по литостатическому эквиваленту укладываются в диапазон сотен метров, то для больших глубин в соответствии с общезначимыми представлениями термин "газ" выводится из обращения и заменяется на некий абстрактный "флюид". Данную ситуацию усугубляет широкое распространение в теоретической геологии формализованного термодинамического макроподхода, в соответствии с которым газообразные соединения, не обладающие фазовыми границами и, соответственно, не образующие самостоятельную "фазу", исчезают как самостоятельный объект исследований. Тем самым из поля зрения петрологов выпадают потоки летучих (газообразных) соединений, перемещающиеся в сплошных средах диффузионным способом.

"Флюидная неопределенность" в геологических науках. Неопределенность физического состояния флюида обычно трактуется в соответствии с потребностями конкретных геологических исследований. Исследователи эндогенных процессов склонны трактовать скрытую в понятии

"флюид" неопределенность физического состояния в соответствии с потребностями текущих исследований. При этом исследователи, близкие к вулканологии, а также некоторые специалисты в области магматической петрологии склонны рассматривать высокотемпературный флюид как предельно уплотненный газ (см., например, [Анфилов, 2010]). Однако в большинстве петрологических и геодинамических работ доминирует растворо-расплавный подход к флюидным компонентам и гидродинамический подход к способу их перемещения даже в условиях высоких температур. При рассмотрении низко- и среднетемпературных эндогенных процессов жидкостная трактовка состояния флюида становится практически безальтернативной. Исключение составляет геология нефти и газа, где в силу специфики исследований присутствует четко дифференцированный подход к газовым и жидкостным составляющим эндогенных флюидов. Именно в этой области геологического знания получили широкое распространение идеи планетарных дегазационных процессов. В частности, эти идеи широко обсуждаются в рамках конференций "Дегазация Земли", периодически проводящихся на базе Института проблем нефти и газа РАН (очередная конференция на эту тему состоится 18–22 октября 2010 г.).

Способ устранения неопределенности. Как известно, любой эмпирически установленный физический закон справедлив лишь для тех условий, в которых он был установлен. Поэтому факт исчезновения различий между газообразным и жидким состоянием вещества в его критической точке, строго говоря, справедлив лишь для запаянных ампул в условиях достаточно низких температур и давлений, и справедлив только в первом приближении из-за активного протекания процессов газовой диффузии.

Впервые с процессами газовой диффузии в сплошных средах, судя по всему, столкнулся еще в 1822 г. Каньяр де ла Тур, пытаясь определить критическую температуру воды. В современных физико-химических науках явление газопроницаемости конденсированных сред хорошо известно [Физическая..., 1988, с. 383; Химическая..., 1988, с. 472]. В частности в середине XX в. с негативным влиянием процесса газовой диффузии пришлось столкнуться экспериментаторам при разработке высокотемпературного газового термометра. Как известно [Гордов и др., 1992], этот термометр, основанный на уравнении состояния идеального газа, является одним из наиболее надежных и точных инструментов. Однако с повышением измеряемых температур одним из основных источников погрешности измерений становится диффузия рабочего газа через стенки измерительной камеры. Поэтому если для температур до 400°C применяют стеклянные резервуары, то для более высоких температур – резервуары из плавленого кварца или из сплавов платины и иридия или платины и родия, что обеспечивает более высокую газонепроницаемость. Наибольшие трудности возникли при определении температуры плавления золота (1064,43 °C) – верхней реперной точки Международной практической температурной шкалы 1968 г. (МПТШ-68) [Израилов и др., 1967; Израилов, 1972]. В качестве рабочего газа в этих экспериментах использовался азот. Хотя водород и гелий ближе к идеальному газу, но они уже при температуре около 100 °C начинают диффундировать сквозь стенку рабочего резервуара (обычно кварцевого). По этой же причине становится невозможным использовать газовый термометр при температуре выше точки плавления золота – потери рабочего газа за счет диффузии сквозь стенки сосуда становятся слишком велики даже при использовании азота. Важно подчеркнуть, что все эти эксперименты осуществляются в области давлений, не превышающих атмосферное. При повышении давления роль газовой диффузии лишь возрастает.

Таким образом, существует ключевое различие между конденсированными и газообразными состояниями вещества. Это отличие определяет стремление газов равномерно распространиться по всему доступному пространству, тогда как конденсат, напротив, стремится сформировать молекулярные агрегаты с минимальной (в идеале – сферической) поверхностью. Это различие становится ключевым в эндогенных процессах, где газообразные соединения сохраняют высокую подвижность даже в случае сплошных сред за счет перемещения путем молекулярной диффузии. Поэтому любая природная система для газообразных соединений становится открытой. Поэтому здесь и далее под газообразными соединениями в условиях сплошных сред понимаются такие молекулярные образования, которые не создают устойчивых молекулярных связей ни между собой, ни с вмещающими молекулярными структурами. Отсутствие этих связей создает благоприятные условия для диффузионного перемещения таких соединений в сплошных средах, включая кристаллические структуры. Само диффузионное перемещение осуществляется путем

миграции комплексных (по М.А. Криволазу [1970]) дефектов, в которых n примесных атомов расположено на $(n + 1)$ или $(n - 1)$ узлах решетки.

Здесь уместно вновь вернуться к сформулированной Ф.А. Перре вечной истине вулканологов "газ – это активный агент, и магма является его переносчиком" и несколько уточнить ее – магма является идеальным проводником для диффузионного перемещения газообразных соединений. Для наглядности можно провести аналогию между диффузионным потоком газообразных соединений в магме и электрическим током в металлах – и в том, и в другом случае как только на концах проводников появляется разность потенциалов (электрических или концентрационных), так сразу по проводнику начинает течь ток. При этом в обоих случаях выделяется тепло. Диффузионное перемещение в сплошных средах газообразных соединений ведет к увеличению тепловых колебаний и способствует разрушению кристаллических решеток, т.е. сопровождается скорее процессами плавления, чем кристаллизации. Обособление и перемещение газов в виде самостоятельной фазы, напротив, ведет к стабилизации и росту кристаллических структур. Отсюда следует, в частности, отмечаемая многими исследователями [Дубик, Волинец, 1972; Хренов, 1982 и др.] связь степени кристалличности вулканических пород с режимом поведения летучих при их извержении.

Что это дает для геологии. Возможные последствия устранения существующей неопределенности в понимании физического состояния и поведения летучих соединений в высокобарических эндогенных условиях обширны, многообразны и затрагивают, так или иначе, все разделы эндогенной геологии.

1. Энергетический аспект. Прежде всего следует отметить возможность использования первой части вечной истины вулканологов – "газ это активный агент" – во всех остальных областях эндогенной геологии. Диффузионные потоки газообразных соединений есть не что иное, как проявление планетарных процессов гравитационной дифференциации, являющихся мощным источником энергии. Именно этим источником энергии обусловлена мощь вулканических извержений. Эта энергия лежит в основе магнеообразования и последующей динамической активности магматических систем. И, в конечном счете, именно этот источник определяет развитие планетарной эволюции. Как только мы признаем возможность диффузионного перемещения газовых потоков, так сразу мы должны учитывать возможность переноса этими потоками энергии из глубин Земли к ее поверхности, что сразу же делает чисто реологические построения плюм- и плейт-тектоники не вполне корректными.
2. Газовый массоперенос. Как только мы признаем возможность диффузионного перемещения газов в сплошных средах (что с физической точки зрения бесспорно), так сразу мы обязаны учитывать и другой общеизвестный факт – возможность переноса кремнезема парами воды в составе летучих соединений. Реакции образования этих соединений в зависимости от плотности пара выглядят следующим образом [Айлер, 1982]: $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Si}(\text{OH})_4$ при плотности пара вплоть до 0.05 г/см^3 , $2\text{SiO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} = (\text{HO})_3\text{SiOSi}(\text{OH})_3$ – вплоть до 0.45 г/см^3 , $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{OSi}(\text{OH})_2$ – свыше 0.65 г/см^3 . Как можно видеть из приведенных формул с ростом концентрации водяного пара эффективность переноса кремнезема возрастает. Закономерная связь вариаций состава магм и их газонасыщенности является универсальной и наблюдается повсеместно. Газовый массоперенос представляет собой более эффективный механизм для эволюции вещественного состава магм по сравнению с гравитационной дифференциацией вещества в магматической камере. Более того, этот же механизм газового массопереноса в процессах регионального метаморфизма может более эффективно обеспечить образование континентальной земной коры по сравнению с предполагаемым в тектонике плит ее формированием в аккреционных призмах.
3. Единая теория формирования эндогенных месторождений полезных ископаемых. Скачкообразное или постепенное выведение из состава высокотемпературной газовой смеси конденсирующихся веществ обуславливает существование трех геохимических областей, имеющих большое теоретическое и практическое значение [Малышев, 2004]: I. Область зон серной отгонки, в которой происходит сброс конденсата серы. Эта область имеет большое значение для образования многих рудных месторождений, а в той части, где область примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы. II. Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения

волны повышенной кислотности. Эта зона имеет ключевое значение для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений. III. Область зон сероводородной и уголекислотной отгонки, играющая ведущую роль в формировании месторождений углеводородного сырья.

4. Возникновение предбиологических состояний, зарождение жизни и ее последующая эволюция [Малышева, Малышев, 2009]. Все планеты нашей Солнечной системы, а также их спутники и малые небесные тела с размерами от нескольких сотен километров, в своей эволюции проходят или проходили стадию развития дегазационных процессов. Закономерным следствием планетарной дегазации является формирование зон естественного углеводородного синтеза (ЕУС), в которых активно протекают процессы образования и самоорганизации сложных углеводородных соединений и которые, таким образом, являются вероятной средой для зарождения и последующей эволюции саморазвивающихся систем, т.е. своеобразной «жизни» на углеводородной основе. Расчет возможного положения зон ЕУС показывает, что зарождение жизни на Земле представляет собой лишь частный случай из многочисленных вероятных вариантов зарождения и последующего развития углеводородной «жизни», свойственных другим небесным телам нашей Солнечной системы. Скорее всего, наша Солнечная система не является исключением, и возникновение подобной «жизни» на определенной стадии развития планетарных дегазационных процессов можно рассматривать как закономерное следствие общей эволюции Вселенной.

Обратная связь: вулканологические наблюдения для общефизического знания. Как следует из вышеперечисленного, значение вечной истины вулканологов и ее возможная практическая польза достаточно велики и вполне оправдывают некоторую корректировку содержащегося еще в школьных учебниках утверждения «различие между газом и жидкостью исчезает в критической точке». Естественнонаучное знание развивается в соответствии с гносеологической последовательностью «наблюдение – теория – практика». Наблюдательная вулканология на практической стадии использования общефизического знания имеет дело с реальным развитием сложных природных систем, таких систем, которые невозможно воссоздать при помощи модельных экспериментов. И вполне естественно ожидать, что под влиянием этих наблюдений общефизические знания будут корректироваться.

Список литературы

- Айлер Р. Химия кремнезема. Ч. 1. М.: Мир, 1982. 416 с.
- Анфилов В.Н. Происхождение андезитов и риолитов комплементарных магматических серий // Литосфера. 2010. № 1. С. 37–46.
- Гордов А.Н., Жагулло О.М., Иванова А.Г. Основы температурных измерений. М.: Энергоатомиздат, 1992. 304 с.
- Дубик Ю.М., Волынец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза // Бюл. вулканол. ст. 1972. №48. С.64–70.
- Израилов К.С. Значение газотермометрических измерений в точке затвердевания золота для построения МПТШ // Тр. метрол. ин-тов СССР. Т. 131 (191). 1972. С. 5–10.
- Израилов К.С., Киренков И.И., Дийков У.В., Шеметилло Н.В., Арефьева Н.В. Новое определение термодинамической температуры фазового равновесия в точке золота методом прямого погружения резервуара газового термометра // Измерительная техника. 1967. № 1. С. 35–39.
- Кривоглаз М.А. Дефекты в твердых растворах, стабилизирующиеся при понижении температуры // ФТТ. 1970. Т. 12. Вып. 8. С. 2445–2451.
- Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 260 с.
- Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. 189 с.
- Малышева Л.К., Малышев А.И. Планетарный вулканизм как фактор создания условий для зарождения жизни // Вулканизм и геодинамика: мат-лы IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 94–95.
- Физическая энциклопедия. Т. 1. М.: Сов. энциклопедия, 1988. 704 с.
- Химическая энциклопедия. Т. 1. М.: Советская энциклопедия, 1988. 623 с.
- Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.

О НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ НАЗЕМНЫХ МЕТОДОВ СЛЕЖЕНИЯ ЗА ВУЛКАНАМИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ

А.И. Малышев¹, Н.А. Жаринов², Ю.В. Демянчук²

¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, malyshev@igg.uran.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатская вулканологическая станция, Ключи

Прошлое. Начало систематических вулканологических исследований на Камчатке было заложено выдающимися учеными – академиками Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и А.Н. Заварицким [Влодавец, 1974; Влодавец и др., 1985]. А.Н. Заварицкий писал, что изучение вулканизма, в особенности активных вулканов, имеет исключительное значение для понимания явлений, происходящих в различных частях земного шара. В вулканизме непосредственно проявляется энергия, связанная с глубинными областями нашей планеты, здесь ближе всего можно подойти к пониманию природы магмы. И в 1929 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг вносит в Тихоокеанский комитет при АН СССР на обсуждение план вулканологических исследований на Камчатке, которые предполагалось проводить не только экспедиционным путем, но и стационарно с организацией специального учреждения вблизи действующих вулканов, а конкретно – вблизи Ключевской группы вулканов. После ряда экспедиций, проведенных в 1931–1935 гг., в августе 1935 г. в пос. Ключи прибыл вулканологический отряд во главе с В.И. Влодавцем, и с сентября 1935 г. Камчатская вулканологическая станция АН СССР начала наблюдения за камчатскими вулканами.

В соответствии с программой работ, составленной академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, «перед Вулканологической станцией были поставлены широкие научные задачи: накопление данных о морфологии и строении вулканов, о характере вулканической деятельности и типах извержений; изучение вещественного состава вулканических продуктов – газов, возгонов, бомб и других пирокластических выбросов; выявление химического состава лав и закономерностей его изменения; оценка возможностей использования вулканических продуктов в народном хозяйстве; систематические наблюдения и исследование характера вулканической деятельности (каждого активного вулкана в отдельности) в целях накопления признаков по предвидению извержений» [Влодавец, 1974, с. 4]. Как можно видеть, в основу программы работ Вулканологической станции была положена наблюдательная вулканология, и именно поэтому станция была открыта в пос. Ключи, вблизи наиболее активных вулканов Камчатки – Ключевского, Шивелуча и Толбачика. В 1955 г. к числу этих вулканов добавился проснувшийся после длительного периода покоя Безымянный.

Концентрация сил и средств зарождающейся советской вулканологии на изучении действующих вулканов не замедлила принести свои плоды – классикой мировой вулканологии стали работы А.А. Меняйлова [1955], Б.И. Пийпа [1956], Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [1965], в которых подробные описания геологии действующих вулканов сочетаются с еще более подробными наблюдениями за процессом их извержений.

В 1943 г. постановлением Президиума АН СССР Камчатская вулканологическая станция была преобразована в Лабораторию вулканологии с Вулканологической станцией на Камчатке. Основными задачами Лаборатории вулканологии стали «разработка теоретических вопросов вулканизма и изучение продуктов вулканической деятельности на примере действующих и потухших вулканов» [Влодавец и др., 1985, с. 7]. Уже в этой формулировке задач Лаборатории вулканологии заметен некоторый отход от наблюдательной вулканологии и смещение акцентов в направлении теоретических построений на основе вулканической геологии. В принципе это смещение акцентов в сторону геологического изучения вулканических объектов для своего времени было вполне оправданным, так как с организацией Лаборатории вулканологические исследования расширились и включили территорию Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Приморья, Закарпатья, Кавказа, Монголии. Среди огромнейшего числа вулканических структур, ставших объектами исследований, 52 активных вулкана Камчатки и Курильских островов составляли незначительную часть. А поскольку большинство из числа активных вулканов

извергаются крайне редко (из 52 вулканов хотя бы раз находились в состоянии извержения за последние 100 лет лишь 17, за последние 10 лет – лишь 7 вулканов), то вполне естественно, что на общем фоне массового развития вулканической геологии наблюдательная вулканология (документирование и изучение процесса вулканических извержений) становилась все более экзотическим направлением исследований.

В 1962 г. на базе Лаборатории вулканологии, Камчатской геолого-геофизической экспедиции, Камчатской комплексной экспедиции и Петропавловской геофизической станции постановлением Президиума АН СССР в г. Петропавловск-Камчатский был образован Институт вулканологии СО АН СССР [Федотов, 1983]. Одновременно с образованием Института вулканологии в его составе была создана лаборатория, ориентированная на изучение активных эруптивных процессов на вулканах Камчатки. Первоначально она получила название Лаборатория наземного вулканизма, в последующем лаборатория была разделена на две: часть сотрудников осталась работать в лаборатории с прежним названием, а другая, исследующая динамические процессы на вулканах, объединилась в Лабораторию активного вулканизма. В 2004 г. это подразделение получило свое современное название – Лаборатория активного вулканизма и динамики извержений.

Предполагалось, что изучение эруптивного процесса Лаборатория будет осуществлять в ходе экспедиционных работ, оперативно выезжая на извергающиеся вулканы. На практике этот расчет оправдался применительно к таким длительным извержениям, как побочные прорывы вулкана Ключевского и Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. В частности, выполненные в ходе экспедиционных работ детальные наблюдения за развитием БТТИ [Большое..., 1984] заняли достойное место среди работ по наблюдательной вулканологии. В то же время, практика показала, что прямое изучение эруптивного процесса кратковременных и быстро протекающих процессов (например, на вулкане Безымянном) при помощи экспедиций невозможно. Исследователи оказывались на вулкане уже после завершения извержения, и поэтому изучение эруптивного процесса в таких обстоятельствах в лучшем случае сводилось к попыткам реконструкции процесса извержения на основании изучения его последствий.

Для Камчатской вулканостанции создание Института вулканологии обернулось сокращением ресурсной базы, оттоком исследовательских кадров и, в том числе, выводом из ее состава наиболее квалифицированных специалистов в области наблюдательной вулканологии. К началу 80-х годов прошлого века вулканологические исследования, выполнявшиеся самой Вулканостанцией, приобрели четко выраженный геодезический профиль и были ориентированы на исследование деформаций земной поверхности геодезическими методами на Ключевском и Усть-Камчатском геодинамических полигонах для оценки состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч и оценки сейсмической опасности района пос. Усть-Камчатск.

«Присматривать за вулканами» и передавать оперативные данные визуальных наблюдений вменялось в обязанность дежурным операторам сейсмических станций, стационарных (Ключи, Козыревск) и полевых (Подкова, Апахончич, Водопадный). К концу 80-х годов прошлого века в связи с развитием сети радиотелеметрических сейсмических станций полевые сейсмические станции были законсервированы, и единственным скудным источником информации о закономерностях эруптивного процесса активно извергающихся вулканов Северной группы стали визуальные наблюдения из поселков Ключи и Козыревск.

Настоящее. В конце 80-х годов произошло резкое сокращение потока информации о состоянии и извержениях вулкана. В связи с переводом сети сейсмических станций на телеметрическую передачу данных в 1989 г. была законсервирована с/ст Апахончич, т.е. прекратил свое существование единственный в юго-восточном секторе вулкана наблюдательный пункт, из которого десятилетиями круглогодично поступала первичная информация о состоянии вулкана Безымянный. Ухудшение в 90-е годы прошлого века общего экономического положения в стране также не способствовало проведению в районе вулкана экспедиционных работ и таких дорогостоящих видов наблюдений, как аэрофотосъемка и аэровизуальные осмотры состояния и изменений в постройке вулкана. В связи с этим информация о динамике извержений вулкана в последние 20 лет практически отсутствует.

В 1993 г. начала работу Камчатская группа реагирования на вулканические извержения KVERT (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) [Кириянов и др., 2003; Гирина и др., 2004, Гирина, 2008], созданная как совместный проект ученых Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатской опытно-методической сейсмической партии (КОМСП) Геофизической службы РАН и Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО), США. Первоначально группу KVERT со стороны российских исследователей представляли О.А. Чубарова и В.Ю. Кириянов, со стороны службы дистанционного наблюдения за вулканами АВО – Т. Миллер. С 2002 г. руководителем российской части проекта является О.А. Гирина.

Цель проекта KVERT – уменьшение риска от возможного разрушительного воздействия вулканического пепла на самолеты при извержениях вулканов, то есть для предотвращения возможных материальных потерь и гибели людей. Степень опасности вулканов для авиации определяется на основе мониторинга сейсмических, спутниковых, визуальных и видео данных.

Сейсмический мониторинг группой KVERT осуществляется на базе данных, поступающих с сети радиотелеметрических сейсмических станций. Из 36 станций этой сети (по состоянию на октябрь 2009 г.) в непосредственной близости от Безымянного расположено 6 станций: Зеленая (08.1988), Копыто (10.1997), Киришева (08.2006), Безымянный (09.2006), Безымянный Грива (09.2007), Безымянный Запад (09.2007). Как можно видеть, плотность сети в районе вулкана за последние годы утроилась. Обслуживание станций осуществляет КОМСП (зав. отделом радиотелеметрических сейсмических станций В.В. Ящук), обработку и интерпретацию поступающих сейсмических данных выполняет лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности (зав. лабораторией С.Л. Сеньюков).

Данные спутниковых наблюдений KVERT получает из АВО и, начиная с 2002 г., из Дальинформгеоцентра (Сахалин) МПР России. Из последнего источника ИВиС получает и интерпретирует снимки TERRA MODIS. Помимо этого с сентября 2002 г. лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности КОМСП ведет обработку и интерпретацию данных датчика AVHRR (спутника серии NOAA).

Визуальные наблюдения за вулканом на постоянной основе осуществляются со стационарной сейсмической станции, расположенной в пос. Козыревск. Здесь же 20 августа 2003 г. установлена постоянно действующая и направленная на вулкан видеокамера, данные которой в режиме реального времени доступны всем пользователям Интернета (<http://data.emsd.iks.ru/videosv1/videokzy.htm>).

Как можно видеть, в последнее десятилетие произошло существенное развитие дистанционных методов наблюдения за вулканом, что позволяет группе KVERT не только успешно решать применительно к Безымянному поставленную задачу – уменьшение риска от возможного разрушительного воздействия вулканического пепла на самолеты при извержениях вулканов, но и предсказывать его отдельные эксплозивные извержения.

К сожалению, все эти достижения несколько омрачает по-прежнему низкая, после закрытия с/ст Апахончич как постоянного пункта наблюдений – практически нулевая, информативность дистанционных методов наблюдений в отношении динамики развития рядовых извержений вулкана. Визуальные и видеонаблюдения за вулканом со стороны Козыревска позволяют регистрировать лишь процесс образования пепловых туч над вулканом, а в ночное время (в лучшем случае) – свечение в районе вершинной части купола и/или подсветку основания фумарольного столба. При этом основная часть процессов, протекающих на вулкане, остается недоступной для наблюдений.

Прогноз образования облаков вулканического пепла и отслеживание путей их перемещения – задача, безусловно, важная, имеющая большое прикладное значение. И, тем не менее, эта задача к изучению процесса вулканических извержений и, на основе этого изучения, к выявлению наиболее общих закономерностей развития реальных магматических систем в приповерхностных условиях имеет весьма отдаленное отношение. В то же время, если исключить из рассмотрения задачу прогноза и отслеживания перемещения пепловых облаков, то неизбежен вывод об отсутствии систематического изучения процесса извержений Северной группы вулканов. Даже

действующие в настоящее время видеокамеры по захвату изображения и его разрешению ориентированы в основном на регистрацию подъема пепловых столбов над вулканом.

Что касается практически непрерывно извергающихся вулканов Ключевского и Шивелуча, то процесс их извержений хотя бы документируется фоторегистацией из пос. Ключи (по мере сил, возможностей и во многом благодаря энтузиазму сотрудников Вулканостанции). Однако и с документированием извержений Ключевского вулкана имеются проблемы – его юго-восточный сектор, на котором расположена крупная привершинная эрозионная структура (шарра) после закрытия с/ст Апахончич стал недоступен для систематических наблюдений. Еще хуже обстоят дела с вулканом Безымянным – его извержения из-за отсутствия возможности для наблюдений не только не изучаются, но и не документируются. Описания извержений этого вулкана, как правило, воссоздаются при помощи реконструкций, основывающихся на вариациях его сейсмичности, спутниковых снимках последствий извержений и осмотрах этих последствий с вертолета. В свою очередь интерпретация сейсмических данных, без ее верификации прямыми наблюдениями за процессом извержений, на быстро эволюционирующем вулкане с течением времени становится все более неоднозначной.

Таким образом, в настоящее время процесс извержений наиболее активных вулканов России, входящих в состав Северной группы и практически непрерывно извергающихся в последние десятилетия, – Ключевского, Шивелуча и Безымянного, практически не изучается, а иногда даже и не документируется.

Перспективы на будущее. Подобную ситуацию трудно признать допустимой. Значение первичных вулканологических наблюдений огромно (см., например, [Малышев, 2010]), а пропуски в ряду наблюдательных данных, к величайшему сожалению, невосполнимы. В связи с этим представляется необходимым восстановить полноценное функционирование Камчатской вулканологической станции как центра наблюдений и сбора информации о процессах, протекающих на действующих вулканах Северной группы, т.е. восстановить первоначальное значение, которое придавалось Камчатской вулканологической станции в планах Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. И в соответствии с этими планами создать центры сбора и систематизации информации по каждому из активно действующих вулканов Северной группы, включающие, кроме режимных наблюдений, результаты тематических и специализированных исследований по процессам извержений.

Наиболее тяжелая ситуация сложилась с наблюдениями за извержениями вулканов Ключевского и Безымянного с восток-юго-восточного направления в связи с закрытием в конце 80-х годов постоянно действовавшего пункта стационарных наблюдений Апахончич. Создавать (восстанавливать) в восточном секторе Северной группы вулканов постоянно действующий наблюдательный стационар экономически невыгодно и нецелесообразно из-за отсутствия задач, которые могли бы решать наблюдатели в иногда довольно длительные периоды покоя вулканов. Представляется, что на первоначальном этапе оптимальным выходом была бы ориентировка на разворачивание в дополнение к сети действующих в этом секторе телеметрических сейсмических станций сети видеокамер, данные которых можно было бы использовать для фотограмметрической обработки. Это позволило бы оперативно и непрерывно получать информацию для количественных оценок процесса извержения (в том числе – по объемам продуктов).

Следует отметить, что нередко как крупные, так и рядовые извержения предваряются деформациями постройки вулканов (из крупных, например, Безымянный 1956 г., Сент-Хеленс 1980 г.). Эти деформации являются характерной чертой рядовых извержений Безымянного, нередко за 1.5–2 месяца предвеляя эксплозивную кульминацию извержения [Малышев, 1995; Двигало, 2000]. Собственно из наличия деформаций сам факт последующего эксплозивного извержения не следует. Все определяют количественные характеристики развития деформационно→экструзивного процесса, а именно – наличие или отсутствие «лавинообразных» характеристик в активизации вулкана. Лавинообразность активизации приводит к эксплозивно-эффузивному извержению на пике активности, а ее отсутствие – к стационарному развитию затяжного экструзивно-эффузивного извержения (август–декабрь 1981 г., июль–ноябрь 1985 г.,

первая половина 1987 г. и т.п.). В связи с этим сам факт появления в вершинной части Безымянного деформаций и экструзивных блоков не может однозначно считаться, как это предлагается в [Двига́ло, 2000], предвестником извержений. Фотограмметрическая обработка видеонаблюдений и оценка количественных характеристик деформационно→экструзивного процесса могла бы устранить эту неоднозначность и обеспечить количественный (объемы) и качественный (формы извержения) прогноз дальнейшего развития извержения.

В свою очередь, прогноз развития извержения позволил бы при необходимости разворачивать экспедиционные работы еще на предкульминационной стадии извержения и проводить более детальные и технически оснащенные исследования процессов кульминационной стадии извержения. Собственно говоря, именно такой подход позволил одному из авторов этого доклада получить в 1980–1987 гг. достаточно представительный ряд наблюдений за извержениями вулкана [Малышев, 2000]. В настоящее время зона начальных деформаций в вершинной части Безымянного лучше всего просматривается из южного сектора – с северных отрогов Зиминых Сопок. Поэтому первые видеокамеры было бы логично разместить именно здесь. Кроме того известно [Свирид и др., 2007], что активное жерло каждого извержения вулкана имеет свои координаты, не всегда совпадающие с центрами активности предыдущих и последующих извержений. Миграция жерл происходит в зоне на вершине купола, ограниченной радиусом около 150 м. Отслеживание этой миграции в совокупности с контролем структурной устойчивости вулкана позволили бы контролировать вероятность пароксизмальных разрушений постройки Безымянного, подобных извержению летом 1985 г. [Малышев и др., 2009; Malyshev, Demjanchuk, 2010].

Следует отметить и определенную новизну метода. Чем ближе к центру активности, тем более выраженным там должен быть деформационный процесс на начальных стадиях активности вулкана. Несмотря на всю очевидность этого положения, в настоящее время практикуется, как правило, мониторинг деформаций на склонах вулканов, достаточно удаленных от центров активности (см., например, [Бахтиаров, 2008; Ramirez-Ruis et al., 2010]). С помощью стереовидеонаблюдений возможно прямое и непрерывное отслеживание деформаций в самих центрах активности.

В развитие первоначального этапа наземных дистанционных методов наблюдения за вулканами Северной группы аналогичные системы стереовидеонаблюдений можно было бы установить для контроля деформационного и эруптивного процессов на вулканах Ключевской и Шивелуч. Для Ключевского, как уже отмечалось, эти наблюдения особенно актуальны с юго-восточного сектора. Для этого часто и активно извергающегося вулкана из-за отсутствия наблюдений можно, в частности, пропустить частичное разрушение (оползание) прикратерной части постройки в недоступном для наблюдений из Ключей южном и юго-восточном секторе. Что касается Шивелуча, то многое из сказанного о вулкане Безымянном, правомерно применительно и к наблюдениям за извержениями Шивелуча. Многие эпизоды эксплозивной активности, как показывают наблюдения из пос. Ключи, предваряются нарастанием активности экструзивного процесса. Стереовидеоконтроль деформационно-экструзивных процессов с полевых видеокамер позволил бы оперативно отслеживать количественные характеристики этого процесса и прогнозировать его развитие. Поскольку Шивелуч находится в состоянии практически непрерывного извержения уже три десятилетия, то в отличие от эпизодически извергающегося Безымянного, на нем при помощи видеонаблюдений можно было бы решать ряд дополнительных задач, непосредственно связанных с изучением процесса извержения. В частности, активность Шивелуча позволяет набрать представительную статистику по кинематике развития процессов от обычных обвальных каменных лавин до мощных пирокластических потоков со всеми промежуточными разностями и, тем самым, дать количественную оценку проявления эффекта автоэксплозивности в этих процессах.

На последующих этапах развития дистанционных наземных методов слежения возможна доукомплектация полевых автоматических станций приборами дистанционного мониторинга газовой активности вулканов. Дистанционный мониторинг газовой активности вулканов в настоящее время активно и успешно развивается во всем мире (см., например, [Martin et al., 2010; Padryn et al., 2010; Pírez et al., 2010]). Однако далеко не везде встречаются столь часто и активно

извергающиеся вулканы, позволяющие отследить изменения газового состава непосредственно в ходе извержений, и выявить закономерности этого процесса.

В целом все вышеперечисленное позволило бы существенно повысить информативность наблюдений за вулканами Северной группы и восстановить роль Камчатской вулканологической станции как передового опорного пункта для изучения процессов вулканических извержений.

Список литературы

- Бахтиаров В.Ф.** Результаты обработки постоянных GPS пунктов на вулкане Безымянный в 2006–2007 гг. // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Т.1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 42–49.
- Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 638 с.
- Влодавец В.И.** Начало // Бюлл. вулканологических станции. 1974. № 50. С. 3–5.
- Влодавец В.И., Набоко С.И., Федотов С.А.** К 50-летию советской вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3–15.
- Гирина О.А.** 15 лет деятельности Камчатской группы реагирования на вулканические извержения // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 52–59.
- Гирина О.А., Сениюков С.Л., Нил К.А.** Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (проект KVERT) в 2002–2004 гг. // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: Мат-лы IV междунар. совещ. по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 31–32.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.
- Двигало В.Н.** Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3–20.
- Кирьянов В.Ю., Нил К.Э., Гордеев Е.И., Гирина О.А., Миллер Т.П.** Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT) // USGS Fact Sheet 064-02, 2003.
- Малышев А.И.** Динамика эруптивной активности вулкана Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 16–27.
- Малышев А.И.** Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 260 с.
- Малышев А.И.** Значение первичных вулканологических наблюдений для развития современной науки // Мат-лы Всероссийской конференции посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010.
- Малышев А.И., Демянчук Ю.В., Малышева Л.К.** Возможность деформационного прогноза пароксизмальных направленных извержений вулканов с переходной экструзивно-стратовулканической структурой постройки // Вулканизм и геодинамика: мат-лы IV Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 633–636.
- Меняйлов А.А.** Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955. 264 с.
- Пийп Б.И.** Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 11. М., 1956. 311 с.
- Свирид И.Ю., Шевченко А.В., Двигало В.Н.** Морфология кратера вулкана Безымянный по данным аэрофотограмметрических наблюдений 2006 г. // Мат-лы ежегодной конф., посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 95–100.
- Федотов С.А.** 20 лет Института вулканологии (краткий очерк возникновения и развития, достижения, перспективы) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 98–105.
- Ramirez-Ruiz Ju.J., Santiago-Jimenez H., Alatorre-Chavez E., Breton-Gonzalez M.** Deformation Monitoring at Volcan de Colima, Mexico and Its Implications to the Risk of Communities Around the

Volcanic Edifice During the Recent Activity Phase (1998–2010) // Cities on Volcanoes 6th, Tenerife 2010. CoV6/1.3/P/10. Puerto de la Cruz: ITER, 2010. P. 81.

Malyshev A.I., Demyanchuk Ju.V. The Deformation Prediction Possibility for Paroxysmal Directed Eruptions (on the Example of Bezymianny Volcano Eruptions) // Cities on Volcanoes 6th, Tenerife 2010. Puerto de la Cruz: ITER, 2010. P. 33–34.

Martin R.S., Sawyer G.M., Spampinato L. et al. A total volatile inventory for Masaya volcano, Nicaragua // Cities on Volcanoes 6th, Tenerife 2010. Puerto de la Cruz: ITER, 2010. P. 6.

Padryn E., Melian G., Barrancos J. et al. Fumarole and Plume H₂S Emission from Active Volcanoes // Cities on Volcanoes 6th, Tenerife 2010. Puerto de la Cruz: ITER, 2010. P. 13.

Pérez N.M., Hernández P.A., Padilla G. et al. Global CO₂ Emission From Volcanic Lakes // Cities on Volcanoes 6th, Tenerife 2010. Puerto de la Cruz: ITER, 2010. P. 11.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

С.А. Медведева

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, medvedeva@itig.as.khb.ru

На юге Дальнего Востока России нижнемеловые осадочные образования обнажены в пределах Сихотэ-Алиня, залегая в Западной, Центральной и Восточной структурно-формационных зонах (СФЗ) [Нижнемеловые..., 2000; Геодинамика..., 2006 и др.]. В данной работе будут охарактеризованы отложения Западной СФЗ, отделенные от отложений Центральной СФЗ Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1). В пределах Среднего Приамурья в Западной СФЗ выделены Ванданская, Приамурская и Приуссурийская подзоны [Государственная..., 2008: Среднеамурский..., 2009]. Первые две по характеру разрезов мало отличаются, поэтому описание проведено в пределах двух подзон. Осадочные образования представлены терригенными толщами и свитами, в разрезе которых присутствуют в разных количествах и вулканические породы.

Ванданская и Приамурская подзоны. Ванданская подзона включает хребты Вандан, Хехцир, Воронежские высоты в районе г. Хабаровска. **Ванданская подзона** является олистостромовым комплексом, олистолиты, олистоплаки в котором представлены каменноугольными, верхнепермскими образованиями и резко преобладающими средне-верхнетриасовыми кремнями воронежской свиты (Т₂₋₃vr). Матриksom олистостромы являются глинистые сланцы, аргиллиты, туфогенные алевролиты и кислые туфы поздней юры (титон), относимые к хабаровской толще Jhb (около 700 м).

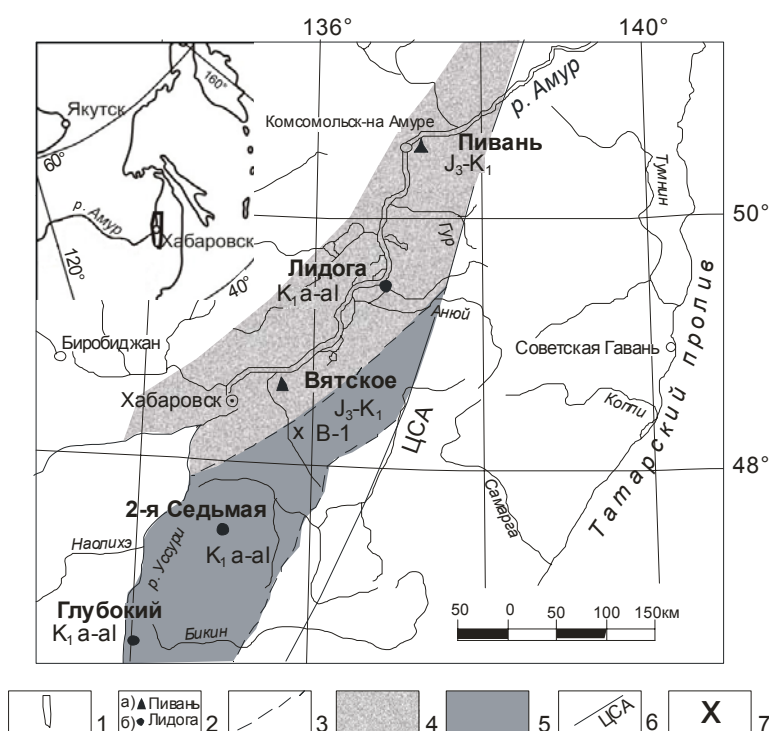


Рис. 1. Схема расположения разрезов. 1 – район исследований на врезке; 2 – название разрезов: а) титон-валан-жинских, б) апт-альбских; 3 – границы подзон; 4 – Приамурская подзона; 5 – Приуссурийская подзона; 6 – Центральнo-Сихотэ-Алинский разлом; 7 – скважина и её номер.

В **Приамурской** подзоне стратиграфически выше залегают свиты комсомольской серии: горинская, пионерская, пиванская, стратотипы которых находятся в районе г. Комсомольска-на-Амуре. Ранее в окрестностях г. Хабаровска выделялась преимущественно петропавловская свита K_{1pt} , но в 60-х гг XX века была проведена унификация и петропавловская свита разделена на пионерскую и пиванскую. **Разрезы в районе г. Хабаровска, сел Князе-Волконское, Петропавловка, Вятское.** Низы серии представлены толщей микститов, алевролитов, туфоалевролитов. В **пионерской свите** K_{1pn} (низы петропавловской свиты, 1100 м) преобладают алевролиты и глинистые сланцы с редкими слоями песчаников. По данным А.И. Поздняковой в разрезе на оз. Петропавловском зафиксирован прослой туфа мощностью 7 м и присутствие туфогенного материала в песчаниках (1964). Также отмечается окремнение в породах, что

является признаком присутствия вулканических продуктов [Медведева, 2003; Юдович, Кетрис, 2008]. Определениями бухий на юге Приамурской подзоны отложения датируются титонм-ранним валанжином. **Пиванская свита** K_{1pv} (две верхние подсвиты петропавловской свиты, 1500 м) – это мелко- и среднезернистые песчаники с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, с маломощными пластами переслаивания песчаников и алевролитов и чередующимися пачками средне- и толстослоистого флиша (песчаник – алевролит – аргиллит). Возраст пиванской свиты определяется положением между пионерской и горнопротокской свитами, а также находками флоры. Отложения **горнопротокской свиты** обнажаются у пос. Малышево и Князе-Волконское, на склонах хребтов Бол. и Мал. Хехцир. Сложена свита песчаниками от грубо- до мелкозернистых, алевролитами, глинистыми сланцами, валунными и мелкогалечными конгломератами, гравелитами. Мощность ее составляет 700 – 2000 м.

Разрезы в районе г. Комсомольска-на-Амуре. Для толщи ритмичного переслаивания (J_3v) мощностью около 700 м характерно переслаивание песчаников и алевролитов, редки прослои и линзы гравелитов и конгломератов. **Средняя толща** (J_3v-K_{1v}) – алевролиты, алевропесчаники с подчиненным количеством мелко- и тонкозернистых песчаников; кремнистые породы и долериты – 1100м. В **песчанниковой толще** (K_{1v}) преобладают среднезернистые песчаники; реже грубозернистые песчаники, гравелиты, седиментационные брекчии, алевролиты, пачки переслаивания песчаников и алевролитов – около 800 м. Присутствует растительный детрит, реже обломки древесины, маломощные линзы углей. Палеонтологами А.А. Капицей и Л.Д. Третьяковой на основании многочисленных определений иноцерамов, бухий были выделены волжский горюнский и валанжинские пионерский и пиванский горизонты. Определения радиолярий в толще ритмичного переслаивания японским палеонтологом К. Исида характеризуют поздний титон [Kirillova et al., 2002]. **Горнопротокская свита** K_{1gr} (здесь около 1400 м) несогласно залегает на пионерской свите. В стратотипе разреза она представлена серией крупных циклов мощностью 250-600 м, которые были выделены в виде четырех пачек с конгломератами в основании. В **мачтовой толще** $K_{1m\check{c}}$ (1550-1800 м) кроме терригенных, преимущественно псаммитовых пород, много вулканогенно-осадочных. Возраст свиты – средне-верхнеальбский.

Приуссурийская подзона. **Верхнеюрские-валанжинские** отложения (более 1300 м) представлены **улиткинской** [Нижнемеловые..., 2000], **хоменгуйской, алевролитовой, кхемской толщами** [Государственная..., 2008], которые в различных местах территории залегают на триасово-юрских кремнисто-терригенных отложениях согласно или несогласно. Главную роль в составе толщ играют алевроаргиллиты. На восточной окраине в них присутствуют пачки переслаивания алевролитов и песчаников, прослои туфов и лав андезитов, реже базальтов и андезибазальтов, линзы гравелитов и конгломератов. Возраст отложений охарактеризован определениями раннеберриасских бухий и траций. **Апт-среднеальбские** отложения представлены **ассикаевской свитой** (2270 м), несогласно залегающей на триасово-юрском комплексе и состоящей в стратотипе из нижней (760 м) существенно песчанниковой, средней (720 м) существенно алевроаргиллитовой и верхней (790 м) песчанниковой подсвит. Разрез снизу доверху охарактеризован фауной апта-низов среднего альба. **Средне-верхнеальбские** отложения представлены на западе подзоны терригенными толщами стрельниковской свиты, а на юге и востоке – вулканогенными отложения алчанской свиты. В верхах разреза стрельниковской свиты (более 2000 м), сложенной среднезернистыми песчаниками, алевроитовыми туфопесчаниками (внизу с рассеянными гальками и гравием кремнистых пород), значительно увеличивается количество линз и слоев гравелитов и конгломератов. Возраст обоснован многочисленными двустворками, морскими ежами, флорой. В алчанской свите (1200-1500 м) встречаются туфопесчаники и туфоалевролиты с остатками пресноводной и, реже, морской фауны и обильными растительными остатками. На юге и юго-западе подзоны свита разделена на нижнюю дацитовую и верхнюю андезитовую подсвиты.

Петрографический состав песчаников. По петрографическому составу (Масиброда, 1980; Климовская, 2004; Харитонычев, 1970; Пероззо, 1992 и др.), по [Систематика..., 1998], песчаники являются граувакковыми, реже аркозовыми. Обломочные зерна угловатые, слабоокатанные. Кварц – 10-50%, интрузивный, метаморфический и вулканический. Полевые шпаты: плагиоклазы измененные и почти свежие (около 20%), калиевые – микропертит и микроклин (до 25%). Обломки пород (15-50 %) – кислые и основные эффузивы, микрокварциты, кремни,

метаморфические сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфы, гранитоиды. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, сфен, гранат, эпидот, анатаз. Цемент соприкосновения, пленочно-поровый, поровый, базальный. По составу – кварцево-слюдистый, железисто-слюдистый, хлоритизированный, хлорито-глинистый. Аутигенные катагенетические: кварц, альбит, хлорит-пеннин, ломонтит, карбонат, апатит. Песчаники апта-альба по сравнению с титон-валанжинскими содержат больше обломков пород, основных плагиоклазов, эффузивного кварца, магнетита, ильменита; меньше – циркона, граната, турмалина. Хлоритизация цемента, минералы группы цеолитов, эффузивный кварц показывают присутствие продуктов деятельности вулканов.

Химический состав песчаников. По мнению Я.Э. Юдовича [1981, 2000], критерием присутствия вулканогенного материала в осадочной породе является высокое содержание щелочей (более 5%). Оксиды в позднеюрско-валанжинских песчаниках содержатся в количестве (здесь и далее в масс. %): SiO_2 – 69,5-79,7, TiO_2 – 0,29-0,51, Al_2O_3 – 10,3-15, Fe_2O_3 – 2,1-3,2, MgO – 0,47-1, Na_2O – 2,7- 4,3, K_2O – 2,0-3,5, сумма щелочей – 4,8-7,3, в апт-альбских песчаниках – SiO_2 – 71-80,4, TiO_2 – 0,32-0,72, Al_2O_3 – 10,6-13,5, Fe_2O_3 – 1,5-4,6, MgO – 0,14-1,7, Na_2O – 1,8-3,4, K_2O – 2,0-3,0, сумма щелочей 4,2-6. Полные анализы приведены в [Среднеамурский..., 2009].

В соответствии с химической классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000] песчаники по **гидролизатному модулю** $\text{ГМ}=(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ являются истинными ($\text{MgO}<3\%$) силитами. В изученных песчаниках значения **титанового модуля** ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) варьируют от 0,030 до 0,039. В исходном веществе содержание TiO_2 было невелико. В песчаниках титона – валанжина значения **модуля нормированной щелочности** $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ составляют 0,45-0,52, апта – альба, в основном, 0,39-0,42. Значения НКМ более 0,4 означают, что в породах доминируют полевые шпаты или продукты их изменения. Характерна высокая общая щелочность (сумма щелочей): титон-валанжин- 4,8-7,3, апт-альб – 4,5-6. Если сумма щелочей выше 5%, то породы щелочные. Песчаники титон-валанжинской выборки отличаются от апт-альбских повышенным **щелочным модулем** $\text{ЩМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,77-2,05 и 0,72-1,60 соответственно).

Величина $\text{НМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в песчаниках титона-валанжина 0,23-0,32; апта-альба – 0,18-0,25, что характерно только для граувакковых песчаников, у которых НМ больше 0,20. Значения **калиевого модуля** $\text{КМ}=\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ составляют 0,15-0,29 и находятся в интервале 0,1-0,3, показывающем, что в песчаниках присутствуют гидрослюды, хлорит и плагиоклазы. Значения **железного модуля** $\text{ЖМ}=(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ колеблются от 0,16 до 0,26 (норможелезистые силиты от 0,21 до 0,70). По значениям **фемического модуля** $\text{ФМ}=(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ в интервале 0,04-0,06 песчаники попадают в интервал нормофемических пород, имеющих ФМ 0,03-0,1. Породы апта-альба имеют более высокие значения ЖМ, чем титона-валанжина. Относительно малые содержания MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$, MnO , обуславливают невысокие значения ФМ и ЖМ.

Песчаники апт-альбской выборки выделяются повышенными (относительно титон-валанжинской) значениями ЖМ и более низкими НКМ, ЩМ, НМ и КМ. Такое соотношение модулей позволяет предположить, что в апт-альбское время в бассейн седиментации поступал материал вулканических дуг более основного состава с его высокой железистостью и фемичностью. В апт-альбском разрезе присутствуют прослои туфов и лав среднего состава. Тем не менее, ФМ в апт-альбских песчаниках невелик и мало отличается от ФМ в титон-валанжинских. Видимо сказалось влияние обломков кремневых пород, количество которых в конгломератах и в песчаниках увеличилось. ФМ в кремнях низок и составляет 0,2-0,3, поэтому наличие обломков кремней могло нивелировать повышенный ФМ вулканитов.

Комплекс признаков указывает на то, что в песчаных породах поздней юры и неокома присутствует вулканогенный материал кислого состава. Весь разрез титон-валанжинских отложений отличается высоким содержанием суммы щелочей, в основном больше 6%. Более низкая щелочность песчаников апта-альба, скорее всего, обусловлена невысоким содержанием щелочей в исходном материале. Например, в образце туфопесчаника К-44-4 содержания $\text{Na}_2\text{O}=1,79\%$, $\text{K}_2\text{O}=2,45\%$ сопоставимы с содержаниями этих оксидов в габбро и базальте. В этом

же образце содержится больше всего оксидов магния и железа – 1,7% и 4,6% соответственно, что может свидетельствовать о влиянии вулканических продуктов основного состава.

В песчаниках апта-альба средние содержания элементов кислой специализации ниже, чем в песчаниках титона-валанжина (здесь и далее в г/т): Li (37 и 30 соответственно), Th (9,3 и 7,6), U (2,4 и 1,8), Rb (93 и 88); выше – средние содержания элементов ультраосновной и основной специализации: V (53 и 45), Cr (40 и 31), Co (5,9 и 4,4), Ni – 4 и 14. Отмечается устойчивое понижение концентраций лантаноидов в апт-альбских песчаниках (сумма РЗЭ – 76-123) относительно содержаний в титон – валанжинских песчаниках (сумма РЗЭ – 95-76) для всех элементов [Медведева, 2008]. Очень четко различный состав песчаников иллюстрируется рис. 2, на котором фигуративные точки образуют слабо перекрывающиеся поля. Увеличение содержаний Co, Cr, Sc связано с поступлением в бассейн вулканического материала основного состава. Реконструируется усиление вулканической деятельности на востоке бассейна, которое повлекло за собой увеличение пирогенной примеси в составе пород. Петрографическое изучение также свидетельствует об этом.

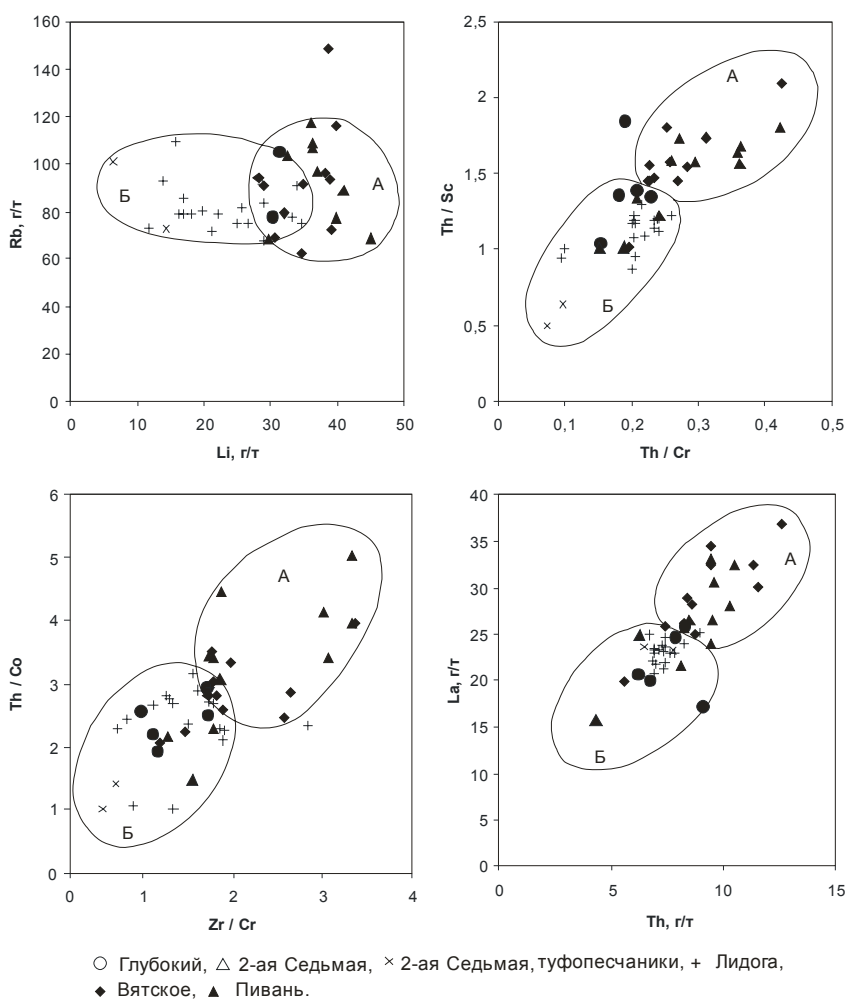


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов песчаников Среднего Приамурья на диаграммах Li - Rb, Th/Cr - Th/Sc, Zr/Cr - Th/Co, Th - La. Поля: А – титон-валанжинских песчаников, Б – апт-альбских песчаников.

Список литературы

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Государственная геологическая карта РФ.** 1: 1 100 000. Лист М-53 / М-во природы РФ. ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. ФГУП «Дальгеофизика». 2008 г.
- Климовская Т.В.** Терригенные петрографические комплексы и палеогеодинамические условия осадконакопления Среднеамурского раннемелового морского бассейна // Закономерности

- строения и эволюции геосфер. VI Международный междисциплинарный научный симпозиум, Хабаровск, 23-26 сентября 2003. Хабаровск: ДВО РАН. 2004. С.101-112.
- Лисицын А.П.** Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309с.
- Масиброда Г.В., Никольский В.М.** Геологическая карта СССР. 1: 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXXIV: Объясн. зап. М.: Союзгеолфонд, 1980. 121 с.
- Медведева С.А., Рязанова Т.А., Полякова И.Д.** Новые данные о перспективах нефтегазоносности позднемезозойского осадочного комплекса Приамурья. (Обзор результатов битуминологического анализа) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения. Хабаровск. ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2003а. С. 86-97.
- Медведева С.А.** Редкоземельные элементы в позднемезозойских терригенных отложениях западного Сихотэ-Алия (Среднее Приамурье) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 72-80.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Филиппов А.Н, Малиновский А.И.** Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алия. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536с.
- Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 3).
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.** Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Харитонычев Г.И.** Геологическая карта СССР. 1: 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXIX: Объясн. зап. М.: Союзгеолфонд, 1970. 58 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V.91, №6. P. 611-627.
- Bhatia M.R. and Keith A.W.Crook.** Trace elemllnt characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Mineralogy and Petrology. Volume 92 Number 2. 1986. P. 181-193.

СПЕЦИФИКА ИЗОТОПНОГО И ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ (НА ФОНЕ ОБЩЕЙ СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ)

Ю.В. Миронов

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mironov@sgm.ru

Зона сочленения Евразии с Тихим и Индийским океанами – классический регион развития островодужного магматизма. Здесь выделяются внешний и внутренний Западно-Тихоокеанские пояса островных дуг и Зондский островодужный пояс, формирующийся над зоной субдукции со стороны Индийского океана. Ранее, на основе обработки более 12 тысяч анализов из базы данных GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) было показано, что эти пояса заложены на разных мантийно-коровых субстратах и имеют свои особенности тектономагматической сегментации, состава вулканитов и эволюции магматизма [Миронов, 2009]. При этом отмечалась некая специфика соотношения изотопных и петрохимических характеристик состава вулканитов Камчатки по сравнению с другими островными дугами. В данной работе обсуждаются результаты проведенных исследований с акцентом на данный аспект.

Наиболее надежным геохимическим индикатором типов мантийно-корового субстрата, на которых заложены островные дуги, является соотношение в вулканитах долгоживущих изотопов Sr, Nd и Pb. Во всех случаях в островодужный магмогенез вовлекается некий глубинный резервуар, который по изотопному составу отвечает плюмовому (?) компоненту F [Рундквист и др., 2000; Mironov et al., 2000]. Разнообразие мантийно-коровых субстратов определяется тем, с каким из других резервуаров – деплетированная мантия (DM), субконтинентальная литосферная мантия (EM1), континентальная кора (EM2), высокоурановая мантия (HIMU) – резервуар F вступает во взаимодействие. Вулканические породы, выплавленные из разных типов изотопных резервуаров, пространственно разобщены и слагают пояса островных дуг или их протяженные сегменты. В частности, вулканиты Зондского пояса отвечают квазибинарной смеси F+EM2, а внутреннего Западно-Тихоокеанского пояса (Кюсю, Рюкю, Лусон, Хальмахера, Сулавеси) преимущественно – F+EM1. Обогащение вулканитов веществом континентальной коры (EM2) во внутреннем поясе фиксируется только на его южном (дуга Сулавеси) и северном (острова Оки-Дого вблизи Кюсю) окончаниях.

Внешний пояс островных дуг, в который входит Камчатка, более неоднороден (рис. 1). Здесь преобладают энсиматические дуги, в которых основную дисперсию изотопного состава вулканитов определяет смешение F и DM. Исключение составляют о-ва Ниуатопутапу и Тафахи (северное окончание дуги Тонга), где изотопный состав вулканитов отвечает квазибинарной смеси F+HIMU.

Следует отметить, что во всех породах устойчиво присутствует примесь некоего компонента, который по большинству изотопных характеристик близок к EM1, но отличается экстремально низкими значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (за пределами «мантийного тетраэдра» Зиндлера-Харта [Zindler, Hart, 1986]). Аналогичную специфику имеют палеорифтовые базальты западной части Тихоокеанской плиты, а также породы Гавайев – крупнейших островов в пределах той же плиты, с субдукцией которой связано формирование данного островодужного пояса. В пределах внешнего пояса можно выделить протяженные южный и северный сегменты, разделенные приэкваториальной зоной сдвиговых дислокаций. В пределах каждого из этих сегментов с юга на север фиксируется закономерное уменьшение доли радиогенного свинца, которое свидетельствует об увеличении в том же направлении степени вовлечения в магмогенез деплетированной мантии относительно резервуара F.

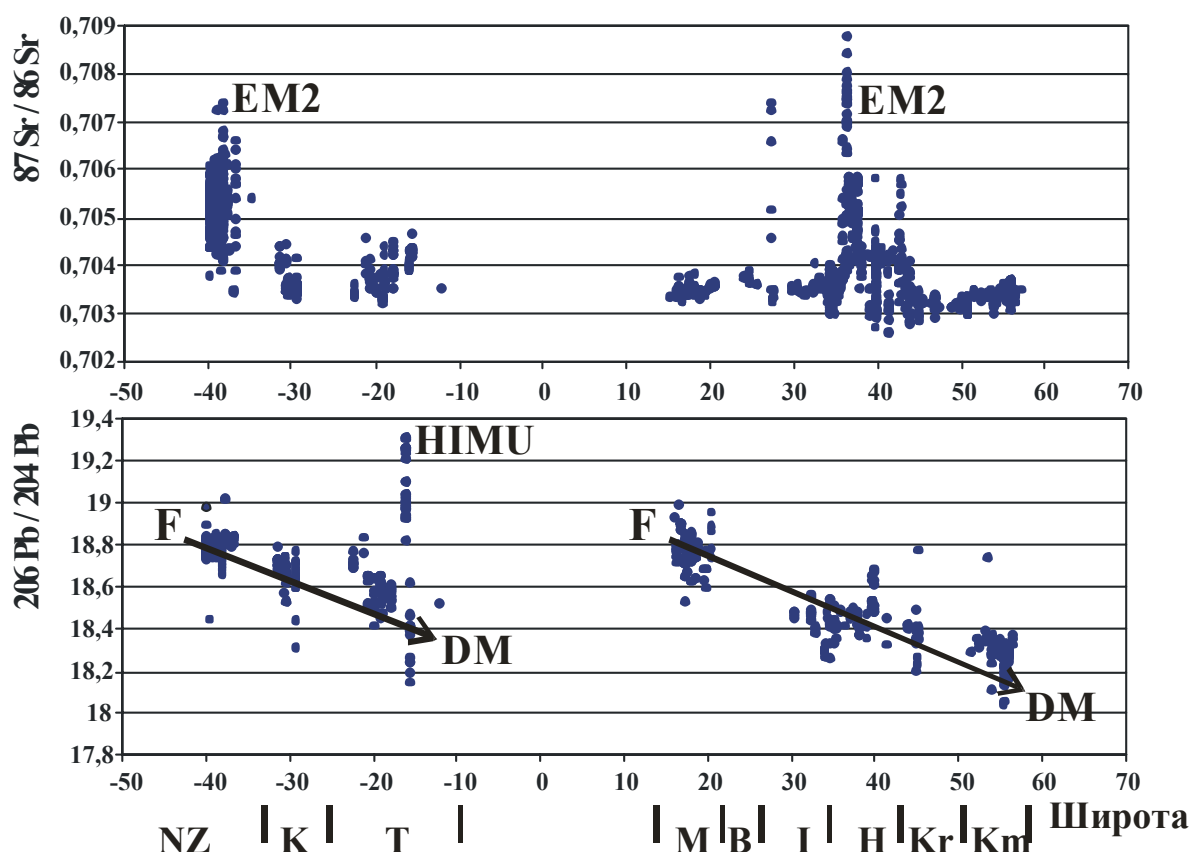


Рис. 1. Вариации изотопного состава четвертичных вулканитов по простираению Западно-Тихоокеанского внешнего пояса островных дуг (NZ – Новая Зеландия, К – Кермадек, Т – Тонга, М – Марианская дуга, В – Бонин, I – Изу, Н – Хонсю-Хоккайдо, Кг – Курилы, Км – Камчатка).

На фоне общего направленного пространственного изменения изотопного состава свинца вулканиты отдельных коротких сегментов внешнего пояса (Новая Зеландия, Хонсю-Хоккайдо), заложенных на блоках древней континентальной коры, отчетливо обогащены радиогенным стронцием (компонент EM2). В то же время магматические породы Камчатки, которая также обладает мощной корой, не отличаются по изотопному составу от вулканитов энсиматических дуг. Более того, занимая крайнее пространственное положение в северном сегменте внешнего пояса, они отличаются наиболее деплетированными изотопными характеристиками. Подобные характеристики имеют и породы Командорского сектора Алеутской дуги, непосредственно примыкающего к Камчатке [Миронов, 2004].

Выплавки из различных изотопных магомгенерирующих резервуаров обладают целым рядом геохимических особенностей. В частности, при вовлечении в магомгенез вещества нижней субконтинентальной литосферы и, в еще большей степени, континентальной коры первичные расплавы обогащаются высоконекогерентными элементами (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, K, Rb, Th, U, Ba, Sr, Cs, Pb, Zr, Hf, Nb, P), а при плавлении деплетированной мантии – магнием, хромом и никелем. Однако важно отметить, что различия по этим элементам заметно уменьшаются в процессе дифференциации расплавов. Характерной особенностью дифференциации магм, выплавленных из резервуара F, является значительное накопление в остаточных расплавах Tb, Lu и Y – элементов, которые во всех остальных случаях, как правило, обладают пониженной (средней) степенью некогерентности.

Изотопные характеристики вулканитов коррелируют и с такими важнейшими классификационными параметрами как кремнекислотность и общая щелочность (рис. 2). Общий уровень и диапазон изменения щелочности определяются, прежде всего, типом мантийно-корового субстрата. В целом общая щелочность (в основном, за счет калия) последовательно возрастает в ряду выплавов из резервуаров: F+DM – F+EM1 – F+EM2. Весь диапазон вариаций состава вулканитов в энсиматических дугах (тип F+DM) не выходит за пределы рядов

пониженной и нормальной щелочности (известковистый и щелочно-известковистый ряды по [Маракушев, 1979]). В энсиалических дугах, в составе вулканитов которых присутствует вещество нижней континентальной литосферы (тип F+EM1), преобладают сильно дифференцированные серии нормальной и несколько повышенной щелочности (щелочно-известковистый и известково-щелочной ряды). В случае вовлечения в магмогенез вещества континентальной коры (тип F+EM2), кроме того, появляются субщелочные и даже щелочные серии.

Исключением из этой общей закономерности является Камчатка. Породы слагающих ее вулканических комплексов по изотопному составу аналогичны породам типичных энсиалических дуг внешнего Западно-Тихоокеанского пояса (тип F+DM). Тем не менее, для Камчатки не характерны низкощелочные породы (известковистый ряд по [Маракушев, 1979]), широко развитые в типичных энсиалических дугах, особенно на ранних стадиях их развития. По щелочности породы Камчатки относятся к щелочно-известковистому и известково щелочному рядам, что в целом характерно для островных дуг внутреннего Западно-Тихоокеанского пояса, в изотопном составе которых присутствует вещество нижней субконтинентальной литосферы (тип F+EM1). По степени дифференцированности (количеству дифференциатов среднего и кислого состава) вулканические комплексы Камчатки занимают промежуточное положение между комплексами энсиалических дуг и соответствующих по щелочности комплексов типичных энсиалических дуг.

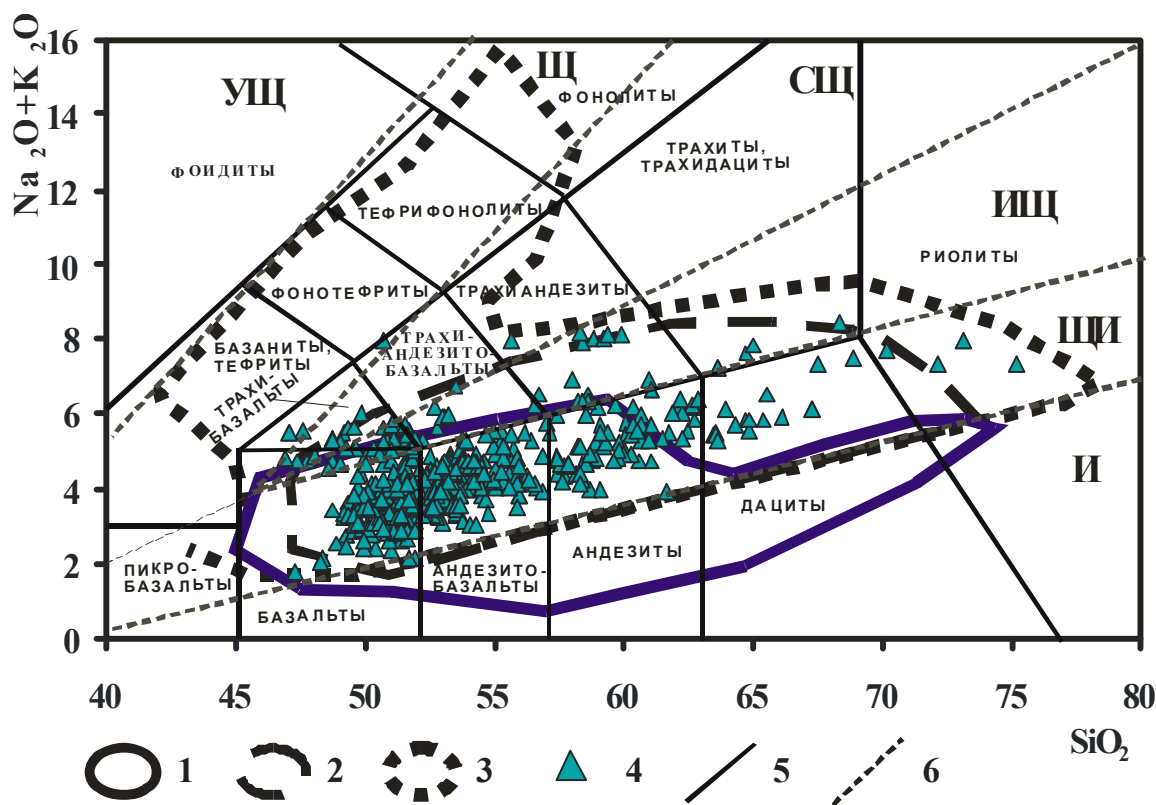


Рис. 2. Систематика островодужных вулканитов Тихого и Индийского океанов в координатах «кремнекислотность - общая щелочность». 1-3 - поля преобладающих составов вулканитов, выплавленных из разных изотопных резервуаров (1 - F+DM, 2 - F+EM1, 3 - F+EM2); 4 – вулканиты Камчатки, 5 – классификационные границы TAS-диаграммы [Классификация..., 1997], 6 - границы между рядами щелочности (И - известковистый, ИЩ - щелочно-известковистый, ИЩ - известково-щелочной, СЩ - субщелочной, Щ - щелочной, УЩ - ультращелочной) [Маракушев, 1989]).

Вероятно, эта специфика вулканизма Камчатки связана с тем, что в отличие от типичных энсиалических дуг рассматриваемого региона, которые были заложены на блоках очень древней (докембрийской) континентальной коры, субконтинентальный фундамент Камчатки был

сформирован за счет аккреции ранее существовавших энсиматических дуг в относительно недавний момент времени (мезокайнозой). Это событие не успело отразиться в изменении величин отношений изотопов Sr, Nd и Pb, поскольку эти величины в силу длительного периода полураспада материнских радионуклидов фиксируют только те различия в составе магмогенерирующих резервуаров, которые сложились в момент их обособления (примерно 1,7 млрд. лет назад) [Hofmann, 1997]. Однако сформированный субконтинентальный фундамент оказывает существенное влияние как на петрогеохимический состав вулканических комплексов Камчатки, так и на динамику развития магматических систем.

Список литературы

- Классификация** магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Маракушев А.А.** Новый принцип систематики изверженных пород // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. №6. С. 3-27.
- Миронов Ю.В.** Изотопные провинции четвертичных островодужных вулканитов Тихоокеанского подвижного пояса // XII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова, 6 – 9 декабря 2004 г., Москва. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ, 2004. С.167-168.
- Миронов Ю.В.** Геохимические особенности островодужного вулканизма на различных мантийно-корковых субстратах // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН. М.: Наука, 2009. С.287-301.
- Миронов Ю.В.** Островодужные пояса восточной окраины Евразии: особенности тектономагматической сегментации // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Материалы симпозиума. Т. 2. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 433-436.
- Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А.** Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Доклады Академии Наук. 2000. Т.370. №2. С.223-226.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the Message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol.385. P.219-229.
- Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A.** Sr–Nd–Pb Isotopic Zoning in the World Ocean and Mantle Plumes // Geochemistry International. 2000. Vol.38. Suppl. 1. P.20-27.
- Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. Vol.14. P.493-571.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ВЫБРОСОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К ЗАДАЧАМ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ И ПРОГНОЗА КАЧЕСТВА ВОЗДУХА

К.Б. Моисеенко¹, Н.А. Малик²

⁽¹⁾ Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, г.Москва, konst.dvina@mail.ru

⁽²⁾ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский, maliknataliya@mail.ru

Вулканы являются одним из существенных источников поступления в атмосферу химически активных газов и твёрдых частиц, оказывающих заметное воздействие на состав воздуха и радиационный баланс планеты. Атмосферный перенос продуктов извержений определяет их воздействие на среду обитания человека в широком диапазоне пространственных масштабов – от локального (повышение концентраций токсичных соединений в близлежащих водоёмах и в воздухе) до глобального (через увеличение содержания стратосферного аэрозоля). Целью данной работы являлась разработка программно-математического комплекса для расчётов атмосферного переноса и гравитационного осаждения продуктов вулканических выбросов на базе гидродинамической модели прогноза погоды RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, разработка Университета Колорадо и кампании ATMET). Входящая в состав программного комплекса RAMS гибридная модель переноса пассивного трассера НУРАСТ (Hybrid Particle and Concentration Trasport) была дополнена блоком расчёта осаждения частиц вулканического пепла диаметром менее 1 мм. Моделирование переноса осуществляется на базе стохастической Лагранжевой модели турбулентности уровня 2.5 (Mellor и Yamada, 1990), достоинством которой является возможность проведения расчётов с высоким пространственным разрешением в непосредственной близости (на расстояниях до 1 – 10 км) от источника выброса. Результаты расчётов переноса и осаждения вулканического пепла были сопоставлены с данными измерений плотности частиц лёгкой фракции (диаметром от 50 до 250 мкм) для вулканов Карымский (извержение 21 апреля 2007 г.) и Безымянный (извержение 24 декабря 2006 г.), проводившихся в ходе экспедиций Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН в 2006 – 2007 гг. Сопоставление рассчитанных шлейфов со спутниковыми фотографиями показало хорошее согласование модельных расчётов с фактическими данными о высоте и направлении переноса вулканического пепла. Рассмотрены локальный (1 – 100 км) и региональный (100 – 1000 км) аспекты переноса. Обсуждается возможность практического приложения расчётного комплекса к обратным задачам по восстановлению объёмов вулканических выбросов твёрдых частиц субмиллиметрового диапазона и нахождения эффективной высоты пепловой колонны.

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА НА ОСТРОВЕ МАТУА В ИЮНЕ 2009 ГОДА И СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ

Л.И. Морозова

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, nefgeo@yandex.ru

На острове Матуа в ночь с 11 на 12 июня 2009 г начал извергаться вулкан Пик Сарычева. В июне на Курилах извергались сразу два вулкана - Пик Сарычева и Эбеко на острове Парамушир. Извержение Пика Сарычева оказалось самым мощным для Курил за почти три века наблюдений. Извержения такого типа на Курильских островах еще не было. Первый выброс пепла достиг высоты 16 км. Пепловое облако пошло во все стороны, тогда как обычно оно идет в одну сторону, что говорит о большой силе взрыва. Шлейф пепла дотянулся до Сахалина, до которого почти 800 км, а пепел поднимался до международных авиа коридоров.

Мониторинг атмосферных и эруптивных облаков в период извержения осуществлялся по снимкам оптического и теплового диапазона с геостационара NPMOC, MTSAT-1R NMFC/YTWC mtsat-1r и природоресурсного Terra. Крупномасштабные снимки позволяют рассмотреть детали облачного покрова, ежечасные мелкомасштабные снимки с геостационара обеспечивают достаточную частоту наблюдения динамики облаков. Информация о землетрясениях на Курильских островах бралась из российских и американских каталогов. В работе использована авторская методика анализа линейных облачных аномалий [Морозова, 1994].

Первое четкое изображение вулканического облака на цветном крупномасштабном снимке Terra было получено 13 июня (рис. 1). Эллипсом очерчено эруптивное облако коричневого цвета поверх атмосферных облаков с верхней границей около 8 км, воздушный поток сносит его к юго-западу от конуса вулкана. 14 июня извержение разрушило слой облаков вблизи вулкана, плотность эруптивного облака возросла, движение эруптивных облаков происходит как на запад, так и на восток (рис. 2). На снимке 16 июня (рис. 3) инверсионные следы от самолетов, огибающих опасную зону, в виде ярких белых искривленных линий на фоне облачного поля, четко прослеживаются вблизи 160 - го меридиана. Движение трех клубов вулканического пепла происходило против часовой стрелки (в западном направлении), в соответствии с локальной атмосферной циркуляцией пониженного давления, обусловленной извергающимся вулканом.

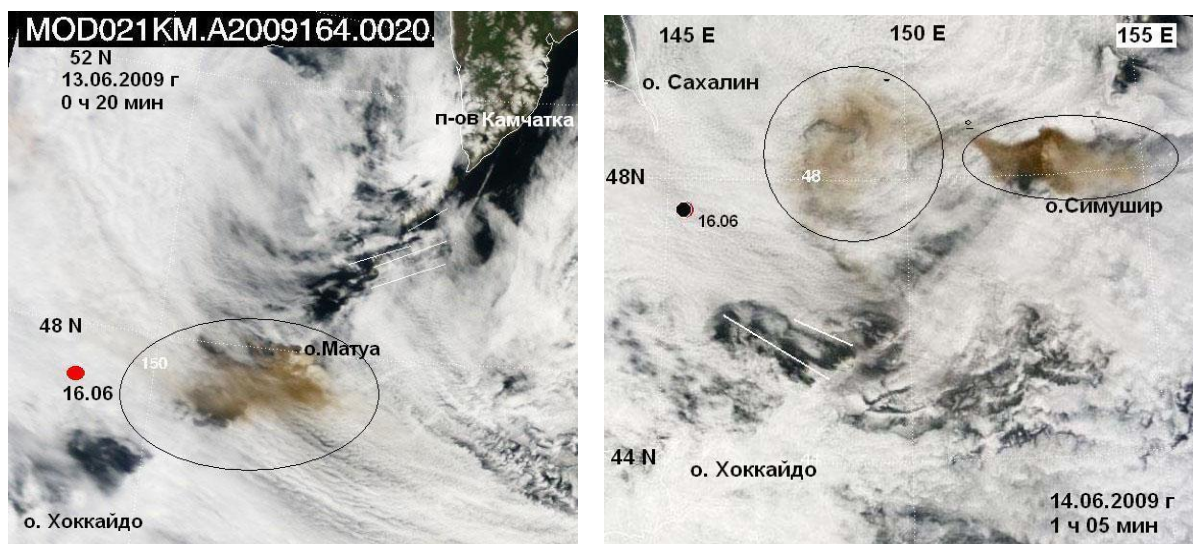


Рис. 1 (слева). Вулканическое облако (очерчено эллипсом), линейные облачные аномалии над разломами северной части Курильской гряды (подчеркнуты белыми линиями) и эпицентр землетрясения у о. Сахалин 16.06.2009 г.

Рис. 2 (справа). Два вулканических облака и облачные аномалии на юге Курильских островов 14.06.2009 г.

Что касается возникновения над активированными разломами линейных облачных аномалий (ЛОА) в регионе, часто сопутствующих землетрясениям [Морозова, 1993, 2008], и прежде при извержениях не наблюдававшихся, то на этот раз они возникали как над различными участками Курильской гряды, так и в непосредственной близости от вулкана. После активизации трех разломов в средней части гряды 16 июня в 0 ч 03 мин у Сахалина произошло землетрясение $M = 5.3$ (рис. 1). Осуществилось одно из условий извержения – возникновение нового или активизация существующего разлома. Короткие ЛОА (размывание облачности над разломами) появились 13 июня у северных островов Курильской гряды (рис. 1), 14 июня над южными (рис. 2) и в непосредственной близости от вулкана, сохраняясь в течение 23 часов с момента возникновения в 21 ч 30 мин 14 июня. Разномасштабные снимки 16 июня, полученные с разницей в 40 мин, выявляют детали строения облачных аномалий (рис. 3, 4).

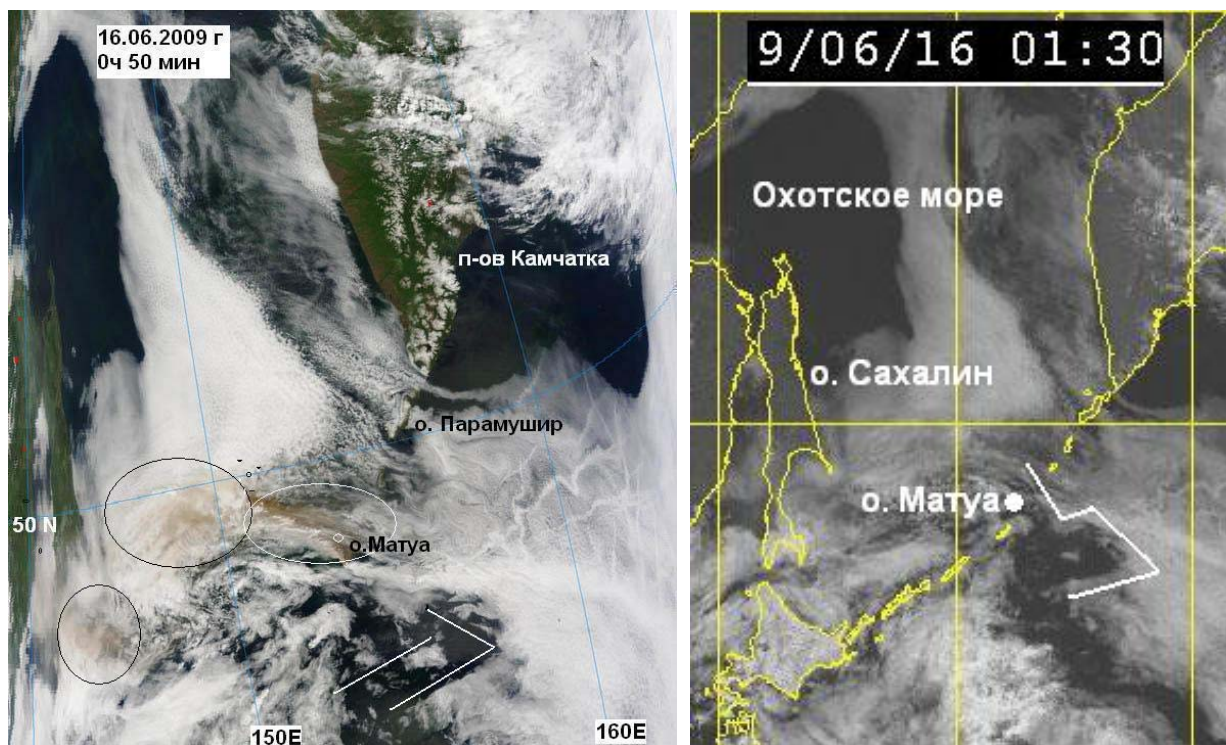


Рис. 3 (слева). Вулканические облака и облачные аномалии 16.06.2009 г.

Рис. 4 (справа). Многоугольник в облаках, образованный четырьмя линейными облачными аномалиями.

Согласно данным исследователей, в течение года после сильных землетрясений вулканы активизируются в среднем в четыре раза чаще нормы. Землетрясения влияют на вулканы, находящиеся на расстоянии до 1000 километров от эпицентра. Кроме того, извержения вулканов наблюдались не сразу после землетрясений, а спустя довольно значительный промежуток времени. Извержению Пика Сарычева предшествовало в течение двух месяцев несколько сильных землетрясений $M > 6.0$: на о. Хоккайдо 28 апреля $M = 6.1$ и 5 июня $M = 6.3$; Средних Курилах 18 апреля $M = 6.6$; Северных Курилах 21 апреля $M = 6.2$. Этим сейсмическим событиям предшествовала активизация глубинного северо - западного Охотоморского разлома 31 мая, проявившаяся в образовании протяженной гряды перистой облачности на высоте около 12 км (рис. 5). На снимок нанесены эпицентры ближайших по времени и месту землетрясений. Активизация этого разлома играет роль триггера в последующей сейсмичности Курильских островов и прилегающих территорий. Остров Матуа находится на продолжении этого разлома. Статистика показала, что 90% линейных облачных аномалий имеют северо-западное направление [Морозова, 2005]. Разломы этих румбов являются сейсмогенными для всех регионов Земли [Мазарович, Соколов, 2002; Морозова, 2005].

Как было показано в [Морозова, 2008], за несколько часов до землетрясения начинались существенные помехи в эфире над эпицентром и вблизи него. Они обусловлены излучением электромагнитных волн в атмосферу из сейсмических очагов или разломов. Вблизи эпицентров землетрясений на снимках спутников разного поколения появлялись полосы искажения изображения. Процесс извержения вулкана Пик Сарычева также сопровождался нарушением прохождения радиосигнала со спутника. На ИК снимке спутника MTSAT-1R искажение начиналось непосредственно от вулкана на север (рис. 6).



Рис. 5. Линейная аномалия в виде гряды высокой облачности над северо-западным Охотоморским разломом на снимке TERRA 31 мая 2009 г., 00 ч 50 мин.

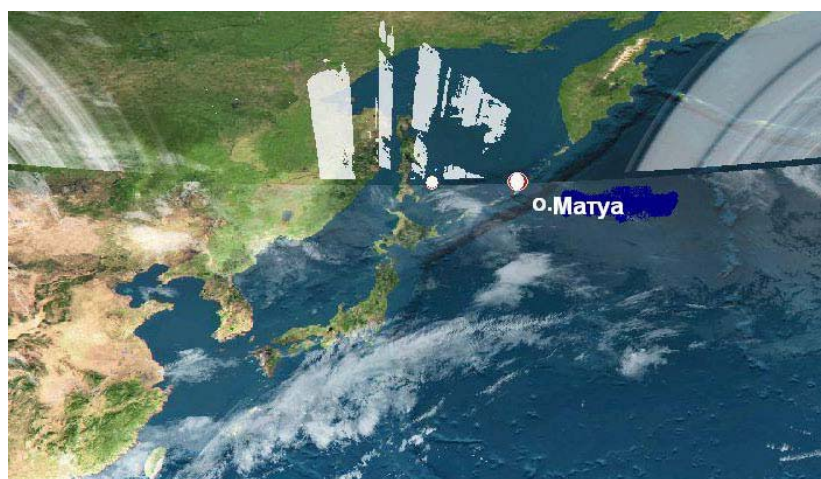


Рис. 6. Искривление изображения на снимке от извергающегося вулкана на о. Матуа и эпицентра землетрясения. Фрагмент снимка MTSAT-IR 15.06.2009 г., 2 ч 30 мин.

Спутниковые снимки с линейными облачными аномалиями, являющимися следствием существования лито-атмосферных связей, должны быть использованы в анализе и прогнозе сейсмотектонических процессов.

Список литературы

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простираения Центральной Атлантики // Геотектоника, 2002, № 2. С. 3 – 14.

Морозова Л.И. Способ определения тектонической активности территории в реальном масштабе времени // Патент. Государственный фонд промышленной собственности Республики Узбекистан. 11 – 2084. 51 – 5 G 01 V 9 / 00. 21 – I НДР 9400316.1 (22) 26.04.1994. 1994, № 3 (5). С. 115. Ташкент.

Морозова Л.И. Облачные индикаторы геодинамики земной коры // Физика Земли, 1993, № 10. С. 108-112.

Морозова Л.И. Спутниковый мониторинг: отображение и выявление геоэкологических аномалий и катастроф в Дальневосточном регионе России // Инженерная экология, 2008, № 4. С. 24 – 31.

Морозова Л.И. Спутниковый мониторинг землетрясений // Владивосток. Дальнаука, 2005. 136 с.

Морозова Л.И. Полосы помех на спутниковых снимках земли как предвестник землетрясения // Исследование Земли из космоса, 2008, № 3. С. 88 -92.

ВУЛКАНЫ КАК ПРИВЛЕКАТЕЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ТУРИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЯПОНИИ И ТАЙВАНЯ)

Е.Г. Петрова¹, Ю.В. Миронов²

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, ergeo@mail.ru

²Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mironov@sgm.ru

Несмотря на то, что вулканы являются источниками целого ряда опасных явлений, прямо или косвенно связанных с их извержениями, они относятся к числу наиболее привлекательных природных объектов. Это подтвердили опросы, проведенные нами в рамках совместного проекта РФФИ и Японского общества продвижения науки (JSPS) «Сравнительный анализ восприятия природных ландшафтов в России и Японии». Опросы проводились в шести регионах на территории обеих стран-участниц проекта – в Москве, Иркутске, Петропавловске-Камчатском, Саппоро, Чибе (район Токио) и Миязаки (остров Кюсю). Ставилась задача определить, какие природные пейзажи респонденты считают наиболее и наименее привлекательными для себя и как они их интерпретируют, какие ландшафтные образы воспринимаются ими как знакомые, обычные, а какие – как экзотичные и какое влияние фактор общности/экзотичности может оказать на привлекательность ландшафта. Во время опросов всем респондентам предоставлялись одинаковые комплекты из 70 фотографий, в равных количествах представляющих российские и японские пейзажи по семи категориям: лес, безлесные равнины (включая тундру, болота, степи), горы (в том числе вулканы), реки, водопады, озера и морские побережья. Все фотографии были пронумерованы случайным образом (но одинаково в каждом из комплектов) без указания категории и объекта съемки, что исключало влияние исходной рабочей систематики ландшафтов на мнение опрашиваемых. Респондентам предлагалось: 1) сгруппировать все предложенные фотографии по сходству изображенных на них ландшафтов и дать названия каждой группе; 2) оценить степень привлекательности (по 5-бальной шкале) и экзотичности (по 3-бальной шкале) каждого пейзажа.

Данные опросов были обработаны с помощью методов элементарной и многомерной статистики [Девис, 1977; Петрова, Миронов, 2010]. В результате были выявлены некоторые общие особенности и основные черты различия между представителями российской и японской культур, а также между разными группами респондентов в эмоционально-зрительном восприятии ландшафтов. Так, при анализе результатов группирования ландшафтов выяснилось, что российские респонденты отметили различия между вулканами и складчатыми горами, как и между озерами в горах складчатого и вулканического происхождения, выделив их в разные подгруппы. В то же время, японские респонденты вулканы в отдельную подгруппу не выделили, объединив их со всеми остальными горами, а озера вулканического происхождения – с другими горными озерами. Между тем, как российские, так и японские респонденты достаточно высоко оценили степень привлекательности как самих вулканов, так и вулканических озер, по сравнению с природными ландшафтами других типов. Несколько превосходили их по данному показателю только складчатые горы и озера в складчатых горах. При этом вулканы были восприняты как самые экзотичные ландшафты не только московскими и иркутскими респондентами, но и всеми японскими респондентами, для которых «обычным» оказался только один вулкан – особо почитаемая в этой стране священная гора Фудзи. И только камчатские респонденты, живущие по соседству с вулканами, рассматривали их как вполне привычные, знакомые ландшафты.

В Японии, где вулканические хребты занимают значительную часть территории страны, вулканы, в том числе и активные, давно используются в качестве туристических объектов и, несмотря на исходящую от них вполне реальную опасность, привлекают к себе большое количество туристов самого разного возраста, в том числе и пожилых. Так, один из наиболее активных японских вулканов Асо, расположенный на острове Кюсю, который с 553 г. извергался более 165 раз, посещает порядка 5 млн. человек в год (рис. 1). При этом только за 1980-1997 гг. от отравления выбрасываемыми этим вулканом газами погибло 7 человек, а 51 человек был госпитализирован [Smithsonian..., 1997]. Для того чтобы, с одной стороны, удовлетворить потребность посетителей вулканов увидеть привлекающие их объекты, а с другой стороны, уберечь людей от губительных последствий вулканической деятельности, в районе активных вулканов создаются специально

оборудованные туристические центры, которые входят в состав национальных парков [Петрова и др., 2008]. Нам удалось посетить несколько таких туристических центров в Японии (в национальных парках Дайсецудзан, Сикоцу-Тоя, Товада-Хатимантай, Никко, Озе, Фудзи-Хаконе-Идзу, Асо-Кудзи, где можно увидеть как активные, так и потухшие вулканы, а также кальдерные озера и примеры поствулканической активности) и на Тайване (национальный парк Янминшань, где в изобилии представлены различные поствулканические явления). Поэтому хотелось бы отметить ряд характерных для них особенностей, основываясь на личных впечатлениях.



Рис. 1. Туристы на смотровой площадке кратера Накадаке вулкана Асо (о-в Кюсю, Япония) в режиме ограниченного доступа (фото Ю.В.Миронова).

Характерной чертой всех подобных центров является наличие, в первую очередь, удобных подъездных путей, по которым можно легко добраться до подножия вулкана, а в ряде случаев – практически до самого кратера. Помимо этого, создается дополнительная транспортная инфраструктура: подножия вулканов соединяются с прикратерными смотровыми площадками канатными дорогами, организуются прогулки на катерах по кальдерным озерам – как, например, по озеру Аси в кальдере вулкана Фудзи и т.п. Создание транспортной инфраструктуры позволяет решать одновременно две важные задачи: делая объект доступным для посещения, она, в то же время, служит и целям безопасности. Так, использование канатной дороги, проложенной к основному кратеру одного из самых активных в Японии вулканов – вулкану Усу в юго-западной части острова Хоккайдо (с середины XVII в. он извергался девять раз, в т.ч. четыре раза – в XX столетии; последнее его извержение произошло в марте-апреле 2000 г.), позволяет регулировать поток посетителей. Для посещения кратера необходимо приобрести билет на определенный сеанс, предусматривающий поездку по канатной дороге в оба конца. Группе туристов, поднявшейся на прикратерную площадку, отводится определенное время на самостоятельный осмотр вулкана, после чего все они должны в той же кабине канатки вернуться обратно. Примерно за 10 минут до окончания сеанса посещения по радио звучит напоминающее объявление на двух языках – на японском и английском. Специальные сотрудники следят за тем, чтобы никто из туристов не потерялся и не остался у кратера, и только после возвращения всей группы на станцию канатки, сюда может подняться следующая группа. Так же в целях безопасности оборудуются специальные тропы и смотровые площадки, которые, с одной стороны, позволяют увидеть вблизи сам кратер или побочные явления вулканизма, а с другой стороны, направляют поток туристов на безопасное расстояние от потенциально опасных объектов (например, гейзеров или фумарол) и ограничивают доступ посетителей к наиболее опасным участкам. Примером могут служить огороженные деревянные настилы, по которым разрешено двигаться туристам в районе поствулканической активности в национальном парке Янминшань на Тайване. Они проложены на определенном удалении от выходов горячих вод или фумарол, в зависимости от степени их опасности для посетителей. Пешеходные тропы в обход кратера есть на вулкане Усу и на других вулканах Японии. По этому же принципу – в зависимости от активности самих вулканов и степени опасности их отдельных участков, решается вопрос с выбором мер предосторожности в каждом конкретном случае. Так, например, подъем к «спящему» вулкану Фудзи имеет только сезонные ограничения, не связанные с его активностью. В тех же случаях, когда посещение того или иного

объекта становится особенно опасным, доступ посетителей к ним вообще прекращается. Например, в районе активного кратера Накадаке (что переводится с японского как «центральная вершина») вулкана Асо (Япония, остров Кюсю), который является интенсивно посещаемым туристическим объектом, осуществляется непрерывный мониторинг как состояния самого вулкана, так и направления ветра, и в зависимости от степени опасности (например, от концентрации выбросов сернистых газов вблизи смотровой площадки) регулируется пропускной режим к кратеру вплоть до полного его закрытия для туристов. Допустимой концентрацией сернистых газов считается 2.5 ppm [Smithsonian..., 1997]. Возле кратера построено несколько бетонированных укрытий на случай неожиданных взрывов (рис. 2), поскольку извержения Накадаке имеют взрывной характер (стромболианский тип).



Рис. 2. Бетонированные укрытия от вулканических бомб на смотровой площадке кратера Накадаке вулкана Асо (о-в Кюсю, Япония) (фото Е.Г.Петровой).

Всю необходимую информацию о вулканах туристы могут получить в создаваемых у их подножия музеях или информационных центрах. Один из таких музеев был создан возле побочного лавового купола вулкана Усу, который возник в результате извержения 1943 г. и вырос на 200 м в течение всего нескольких месяцев на том месте, где до этого располагалось практически ровное поле. Этот купол получил название Сёва-Синдзан, что в переводе с японского означает «новая гора эпохи Сёва». В экспозиции музея подробно представлена история этого извержения, которая была подробно зафиксирована начальником местного почтового отделения, геологом-любителем Масао Мимацу, памятник которому воздвигнут перед музеем. Именно по его инициативе в этом районе вскоре после окончания второй мировой войны – 16 мая 1949 г. был создан национальный парк Сикоцу-Тоя. Этот национальный парк представляет собой пример наиболее комплексного использования для туристических целей различных объектов, связанных с вулканизмом. Помимо основного кратера вулкана Усу и его побочного купола здесь можно также увидеть последствия катастрофического извержения 2000 г., когда в результате как самого извержения, так и сошедших вскоре после него селевых потоков было уничтожено несколько жилых домов, баня, построенная на термальном источнике, и часть автостреды. Разрушенные здания и участки дороги были специально сохранены в том виде, в каком они оказались после катастрофы, и теперь используются в качестве туристических объектов. На территории национального парка Сикоцу-Тоя расположено еще несколько активных вулканов (Ётей, Энива, Тарумаэ) и считающийся «спящим» Фуппуси, а также два кальдерных озера – Сикоцу (самое глубокое на Хоккайдо, его глубина 363 м) и Тоя. Оба эти озера известны как самые северные из незамерзающих озер Японии и очень активно используются для целей туризма (прогулки на катерах, лодках, водных велосипедах и т.п.).

Особой популярностью в Японии пользуются связанные с поствулканической деятельностью термальные природные источники, на основе которых создаются купальни (онсэн). В стране насчитывается более 5100 онсэнов, использующих естественные выходы горячей воды, и более

12700 онсэннов, оснащенных насосами для подачи горячей воды из скважины. Еще в июле 1948 г. в стране был принят специальный закон, направленный на сохранение и бережное использование термальных источников. Согласно этому закону, 89 курортных мест в разных районах Японии (суммарной площадью 15.6 тыс. га), использующих воду горячих природных источников, получили статус национальных курортов и были взяты под особую охрану [Nature..., 2001]. Оригинальный способ использования тепла природных источников мы увидели в национальном парке Товада-Хатимантай (в северной части о-ва Хонсю). Оно применяется для обогрева скамеек, установленных на берегу горной реки. Для привлечения посетителей в туристических центрах у подножия вулканов строятся также торговые павильоны, в которых организована продажа всевозможной сувенирной продукции, а также кафе и другие объекты туристической инфраструктуры.

Представляется, что использование опыта Японии и Тайваня по развитию туристической деятельности в вулканических районах может быть полезным и для нашей страны. Создание необходимой инфраструктуры и, прежде всего, транспортной ее составляющей может способствовать более активному развитию туризма на Камчатке и Курилах.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 08-05-91204.

Список литературы

Девис Д. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. - 568 с.

Петрова Е.Г., Миронов Ю.В. Сравнение восприятия ландшафтов в России и Японии (по данным кросскультурного анализа). //Страноведение и регионоведение в решении проблем устойчивого развития в современном мире, СПб.: ВВМ, 2010, с.150-155.

Петрова Е.Г., Миронов Ю.В., Петрова А.А. Национальные парки Японии глазами россиян. //Природа, 2008, № 11, с.28-39.

Nature conservation in Japan. Tokyo: Ministry of the Environment, 2001. – 49 p.

Smithsonian Institution Bulletin of the Global Volcanism Network, 1997, V.22, № 11, p.2.

СОВРЕМЕННЫЙ АТОМНО-ЭМИССИОННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ВУЛКАНОЛОГИИ: НОВЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ, ПРИБОРЫ

А.Н. Путьмаков^{1,2}, Г.Н. Аношин^{3,4}

¹Институт автоматики и электрометрии СО РАН, ²ООО «ВМК-Оптоэлектроника», г.Новосибирск, putmakov@vmk.ru

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ⁴Новосибирский Государственный университет, г. Новосибирск, anosh@uiggm.nsc.ru

Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ, как непрерывно развивающаяся область аналитической химии, является мощным инструментом для определения элементного состава вещества. Из всех наук о Земле геохимия в наибольшей степени связана с аналитической химией. Определение состава горных пород, минералов, руд – основное средство решения геохимических проблем и задач, связанных с выявлением закономерностей распределения и миграции химических элементов в природе. Характерно в этом отношении высказывание В.И. Вернадского [Вернадский, 1954]: “Перед минералогами и геохимиками стоит и более общая задача упрощения и уточнения количественного химического анализа. Ясным становится, что для решения важнейших вопросов этих отраслей науки обычный химический анализ является орудием по своей громоздкости и трудности столько же мало совершенным, каким является иероглифическое письмо или клинопись по сравнению со звуковым или буквенным написанием. Он должен быть заменен более совершенной формой. Таким решением, по-видимому, может являться развитие *спектрального количественного анализа*”. Это высказывание актуально и в настоящее время. С развитием геохимических, в том числе и собственно *вулканологических* исследований, основная задача аналитиков сводится к разработке методик спектрального анализа, обеспечивающих высокую производительность и требуемую точность при одновременном определении содержания большого числа элементов в пробах переменного состава. При геохимических исследованиях анализируемый материал отличается большим разнообразием и о составе исследуемых проб часто не имеется никаких предварительных данных. В этом случае особенно эффективно применение прямого атомно-эмиссионного спектрального анализа, который по богатству и надежности одновременно получаемой информации не уступает многим современным методам. По высказыванию Вернадского: «Спектральный анализ впервые доказал единство состава Вселенной» [Вернадский, 1954].

Развитие приборной базы атомно-эмиссионного анализа, применение новых источников возбуждения спектров и внедрение компьютеризации всего процесса анализа и обработки результатов исследования позволяет быстро и надежно решить большинство задач, поставленных перед аналитиками и геохимиками, в частности, специфических задач вулканологии. Исследования, которые были начаты в начале девяностых годов прошлого века, проходили в тесном сотрудничестве коллектива «ВМК-Оптоэлектроника» и лаборатории *аналитической геохимии* ОИГГМ СО РАН. В то время этот молодой и амбициозный коллектив ВМК «Оптоэлектроника» был небольшим, но достаточно активным, а в настоящее время, по выражению лидера аналитической химии России академика РАН Ю.А. Золотова (2009), он является одной из ведущих фирм в области спектрального анализа в нашей стране.

После развала СССР на постсоветском пространстве осталось большое количество атомно-эмиссионных спектрометров отечественного и импортного производства, у которых, в первую очередь, устарела морально и физически система регистрации спектров, которая в квантометрах была построена на базе фотоэлектронных умножителей (ФЭУ), а в спектрографах – на фотопластинках. Замена системы регистрации этих приборов на современную позволила продлить жизнь спектрометров, превратив их в современное аналитическое оборудование. В качестве приемника оптического излучения нами была выбрана кремниевая многоэлементная линейка фотодиодов. Линейки фотодиодов имеют высокую квантовую чувствительность, соизмеримую с ФЭУ, но, в отличие от ФЭУ, дают возможность регистрировать протяженные участки спектра с хорошим спектральным разрешением, регистрировать фон спектра одновременно с линией аналита, анализировать форму линии. Кроме того, фотодиодные линейки

более надежны в работе и имеют значительно больший срок службы по сравнению с ФЭУ. Все это означает преимущество фотодиода, как детектора при проведении атомно-эмиссионного спектрального анализа, по сравнению с ФЭУ.

Нами была разработана топология и технология производства кристаллов фотодиодных линеек с 2580 фотодиодов на кристалле, обладающих:

- встроенными усилителями выходных сигналов фотоячеек,
- размер фотодиода 12Ч1000мкм,
- высокой чувствительностью в ультрафиолетовом и видимом диапазонах спектра.

В специально созданном цехе - «чистой комнате» - мы освоили технологию гибридной сборки кристаллов посредством полиамидных шлейфов. Обладание технологией гибридной сборки позволило размещать кристаллы на заданной криволинейной поверхности с минимальными технологическими зазорами. Были разработаны и изготовлены фотоприёмные кассеты с различным количеством кристаллов фотодиодных линеек для модернизации большинства популярных спектрометров. Название этого прибора - анализатор многоканальный атомно-эмиссионных спектров (**анализатор МАЭС**). Прибор МАЭС зарегистрирован в Государственном реестре средств измерений под № 21013-01 (сертификат RU.C.27.003A.N 9760). МАЭС преобразует полученные оптические сигналы и передает их для дальнейшей обработки в ЭВМ, а программное обеспечение «АТОМ» обеспечивает весь комплекс действий, необходимых для регистрации и расшифровки спектров, построения градуировочных зависимостей, расчету статистических параметров, сохранению и визуализации результатов анализов. Фактически программа «АТОМ» автоматически выполняет всю те операции и расчеты, которые раньше вручную выполняли инженер-методист и лаборант. Таким способом было модернизировано на территории бывшего СССР около 400 спектрометров, что позволило продлить жизнь дорогостоящего аналитического оборудования, а также понизить пределы обнаружения и повысить точность результатов анализа по многим элементам.

Правильность и точность спектрального анализа в значительной степени зависит от источника излучения, в котором, собственно, анализируемая проба должна высветить характеристическое излучение соответствующее присутствующим элементам в пробе, а интенсивность спектральных линий должна быть пропорциональна количеству атомов в пробе. Для целей геохимии и экологических исследований интерес вызывают установки, позволяющие проводить элементный анализ непосредственно в твердой фазе. Современные приборы, использующие индуктивно - связанную плазму (ICP): для эмиссионной спектрометрии ICP-AES и для масс-спектрометрии ICP-MS, предназначены для анализа растворов и имеют существенные ограничения по концентрации примесей, да и растворение геологических проб достаточно трудоемкий и сложный процесс из-за широкого разнообразия состава и большого количества анализируемых элементов, которые интересуют геохимиков. Однако приборы на основе ICP, позволяющие анализировать конденсированную фазу, пока не нашли широкого применения. В спектральном анализе для этих целей используются традиционная дуга постоянного или переменного тока.

Метод просыпки-вдувания порошковых проб в горизонтальную дугу переменного тока 20-30А является одним из перспективных и относительно хорошо изученных методов атомно-эмиссионного анализа. Разработка метода спектрального анализа с вдуванием порошков в дуговой разряд имела цель создания способа анализа, при котором можно было бы непрерывно и равномерно с определенной скоростью вводить вещество малыми, полностью испаряющимися порциями, в стабильную во времени и пространстве плазму с постоянным составом и температурой. Как считает один из основных разработчиков этого метода А.К. Русанов (1971), целесообразность метода вдувания порошков подтверждена многолетней практикой, особенно в геологии при анализе разнообразных по составу проб горных пород, минералов и руд. Отличительной особенностью данного метода является его высокая производительность и относительно низкая себестоимость элементопределений. Возможность проводить до 500 анализов проб за смену, что позволяет выполнять 50-100 тысяч анализов в год силами 2-3 сотрудников. Уже пять лет «ВМК-Оптоэлектроника» производит высокоавтоматизированный комплекс оборудования «Гранд-Поток» для проведения спектральных анализов по методу просыпки. Кроме типовых методик, на комплексе «Гранд-Поток» можно реализовать ряд

специальных, ориентированных на достижение низких пределов обнаружения определенных элементов методик, в частности золота. Давно известный метод, т.н. называемый сцинтилляционный анализ, нами был усовершенствован на новой элементной базе, что позволяет существенно снизить пределы обнаружения за счет временной развертки в ходе регистрации спектров и записи сигналов от отдельных частиц золота и других элементов в дисперсных пробах [Заякина, 2009]. Для эффективного возбуждения проб разработана фирмой серия новых универсальных полупроводниковых генераторов электрической дуги и искры **Везувий** и **Шаровая молния**, что существенно расширило возможности метода. Эти генераторы имеют малые габариты, величина генерируемых токов не зависит от изменений питающего напряжения, размера аналитического зазора и от типа анализируемого материала при постоянном токе до 40А и прерывистом до 250А. Также нами создана новая модель двухструйного *дугового плазмотрона*, в котором анализируемая проба в виде порошка вдвигается потоком аргона в стабилизированную дугу постоянного тока величиной до 100А.

Анализ объектов окружающей среды непосредственно на месте отбора проб приобретает все большую необходимость, поскольку постоянно приходится считаться с физико-химическим изменением фазового состояния отобранных проб. Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых и геохимическое картирование с применением передвижных аналитико-геохимических лабораторий, при использовании спутниковой навигации и компьютерной связи с большими аналитическими центрами, сулят радужные перспективы в будущем. На Рис.1 представлен комплекс для атомно-эмиссионного анализа **Экспресс**, который мы предлагаем для оснащения передвижных лабораторий. В него входит малогабаритный, для данного класса спектральных приборов, светосильный спектрометр высокого разрешения со встроенной экспертной системой «Атом». Комплекс может комплектоваться различными источниками возбуждения спектров, в зависимости от поставленной аналитической задачи. Прибор может разместиться на площади два квадратных метра, имеет вес, вместе со столом и креслом, не более 100кг и может быть размещен в салоне микроавтобуса или специальном автоприцепе.



Рис. 1. Компактная передвижная установка для метода просыпки-вдувания.

Высокая чувствительность фотодиодов и использование последних достижений в оптическом приборостроении (новые оптические схемы, неклассические светосильные дифракционные решетки, цилиндрические линзы длиной до 300мм, световоды с малыми потерями в широком спектральном диапазоне), успехов в микроэлектронике (аналого-цифровые преобразователи АЦП способные измерять за 1мкс с динамическим диапазоном 65000, передача данных в ЭВМ со скоростью 1 Гигабит в секунду), использование новых материалов и технологий (лазерная и гидроабразивная резка, станки с ЧПУ и многое другое), позволили расширить возможности метода и создать ряд вариантов спектральных комплексов с различными источниками возбуждения спектра. Тем не менее, сегодня из огромного потока данных получаемых при регистрации спектра, используется только незначительная часть информации об атомном составе,

а молекулярный и изотопный спектр пробы не анализируются. Расшифровка всей информации в спектре позволит получить более полную информацию об исследуемых материалах. Так анализ метеоритов, грунтов с других планет, продуктов вулканической деятельности может дать больше информации о строении вселенной и приблизиться к раскрытию многих тайн мироздания.

Список литературы

Вернадский В.И. Избранные сочинения, т. I..М.: Изд-во АН СССР ,1954, С.486.

Заякина С.Б., Лабусов В.А., Аношин Г.Н., Путьмаков А.Н. Патент РФ №2357233 от 27мая 2009г. Способ одновременного определения распределения частиц по массе в дисперсной пробе и концентрации элементов в частице пробы.

Заякина С. Б., Аношин Г.Н., Лабусов В.А., Веряскин А.Ф. Исследование геохимических объектов на новой универсальной установке при одновременном применении двух способов регистрации эмиссионного спектра: сцинтилляционного и интегрального // Заводская лаборатория. Спец. выпуск, 2008, С. 100-106.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ ПО ДАННЫМ ПРОБЕГА Р-ВОЛН ОТ ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДОМ ОБРАТИМОЙ ВОЛНЫ

Л.Б. Славина¹, Н.Б. Пивоварова¹, С.Л. Сеньюков²

¹Институт физики Земли РАН, г. Москва, slavina@ifz.ru

²Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Природа вулканической активности, источники питания, накопления и перемещения магм, строение корней вулканов и магматическая питающая система вулканов являются одной из основных проблем вулканологии. Ключевская группа вулканов (КГВ) является наиболее мощной действующей группой, расположенной на севере Камчатки и включает такие действующие вулканы как Ключевской, Крестовский, Ушковский, Безымянный и Плоский Толбачик. Исследования строения Ключевской группы проводились различными геофизическими методами, включая методы ГСЗ [Балеста, 1991] и сейсмической томографии. Были получены скоростные разрезы по профилю, пересекающему всю группу, выделены основные скоростные границы [Гонтовая и др., 2004].

Однако ни один из применявшихся ранее методов в силу методических особенностей не позволял проследить за изменением скоростей во времени и по глубине и их связи с вулканической активностью. Разработанная авторами методика [Пивоварова, Славина 2003] позволила восстановить скорость в области концентрации очагов и проследить за изменением ее во времени. В данной работе представлены результаты расчетов полей скоростей V_p в области Ключевской группы вулканов по данным вулканических землетрясений, зарегистрированных сетью телеметрических станций, расположенных в районе исследуемых вулканов. Расчеты поля скорости проводились на основании результатов обработки параметров слабых вулканических землетрясений, зарегистрированных в КФ ГС РАН с 1999г. по 2009г. [Сеньюков С.Л. 2006]. В расчетах участвовали все зарегистрированные в районе КГВ землетрясения с $3 \leq K_s \leq 7.5$. Землетрясения из фокальной зоны в расчетах не участвовали. В силу особенностей проявления сейсмической активности, связанной с подготовкой вулканических извержений, распределение очагов было не равномерно как по глубине, так и во времени. Эта особенность накладывает свой отпечаток на проведенные расчеты и предполагает проведение дополнительных исследований.

Для расчета трехмерной скоростной модели среды используется метод обратной волны [Пивоварова, Славина 2003], который позволяет определять скорость продольных и поперечных волн в области концентрации очагов землетрясений, проследить динамику изменений поля скоростей сейсмических волн в пространстве и времени. При этом подходе исключается влияние геолого-геофизических особенностей на пути распространения волны от источника (станции) до приемника (гипоцентра).

Для проведения расчетов была введена декартова система координат с центром в точке $c_0 = 56.01^\circ\text{N}$, $\lambda_0 = 160.63^\circ\text{E}$. Направления осей декартовой системы координат выбрано так, чтобы вулканы Ключевской и Шивелуч располагались на оси ОХ. В связи с неравномерностью распределения очагов в вулканической области, используемый ранее алгоритм расчета скоростей [Славина и др., 2001, 2004, 2009] был модифицирован. Построение фронта обратной сейсмической волны и скорость его перемещения в ячейках трехмерной сетки осуществлялся на основе разностей времен пробега сейсмической волны до фиксированной станции для всех пар очагов данной ячейки. Размер расчетной сетки: по горизонтальным координатам – 5 км, по глубине – 2.5 км. Далее значения скорости, полученные по временам пробега отдельных станций, усреднялись в данной ячейке. Полученное значение считалось средней скоростью распространения сейсмической волны в данной ячейке равномерной сетки.

Результаты проведенных расчетов поля скорости представлены в виде серии вертикальных скоростных разрезов в плоскости ХZ, пересекающих КГВ в направлении ЮЗ-СВ, проходящих через вулканы Ключевской и Шивелуч. Построены разрезы для периодов 2005-2009 гг. с шагом в полгода. В качестве примера приведены разрезы за 2005-2007 гг. (рис.1-3). Из разрезов можно

видеть, что поле скорости V_p не постоянно. Изолинии скорости 6.0; 6.5 км/с, характеризующие по [Федотов, 2010] коромантийный слой, мигрируют вдоль профиля по глубине, образуя выступы, поднимаясь вверх до глубины 8 км под вулканами Безымянным и Ключевским в 2005 г. (рис. 1).

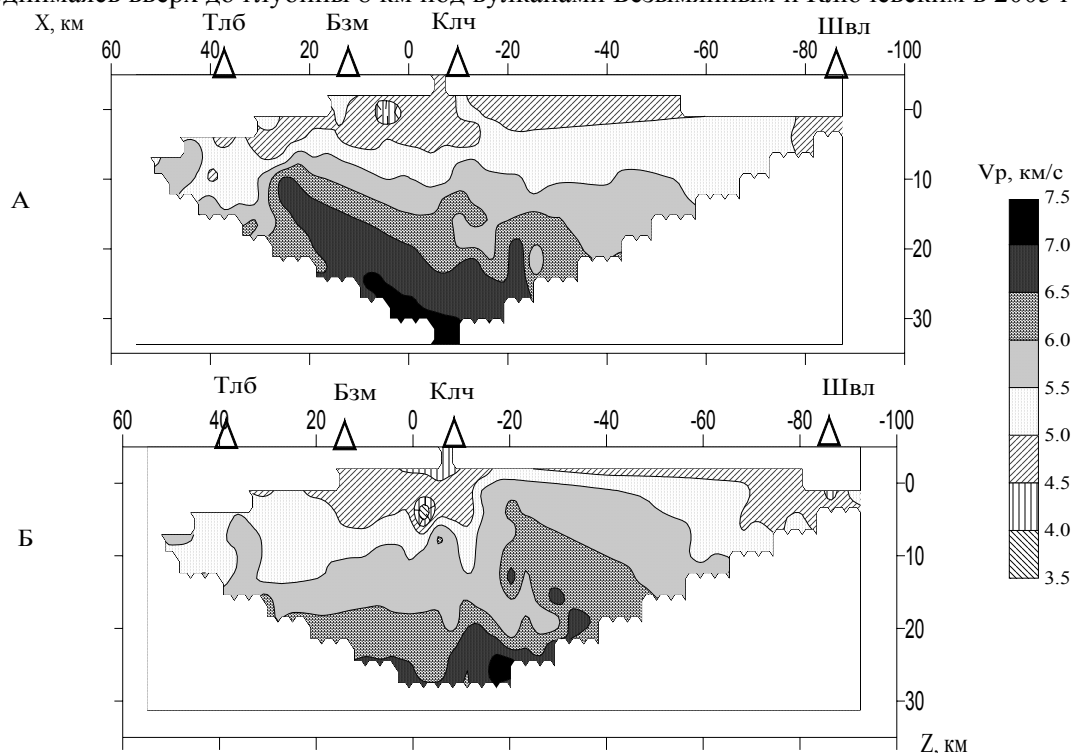


Рис. 1. Изолинии поля скорости продольной волны в плоскости XZ. А – 1 половина 2005 г., Б – 2 половина 2005. Обозначения вулканов: Тлб - Плоский Толбачик, Бзм - Безымянный, Клч - Ключевской, Швл - Шивелуч

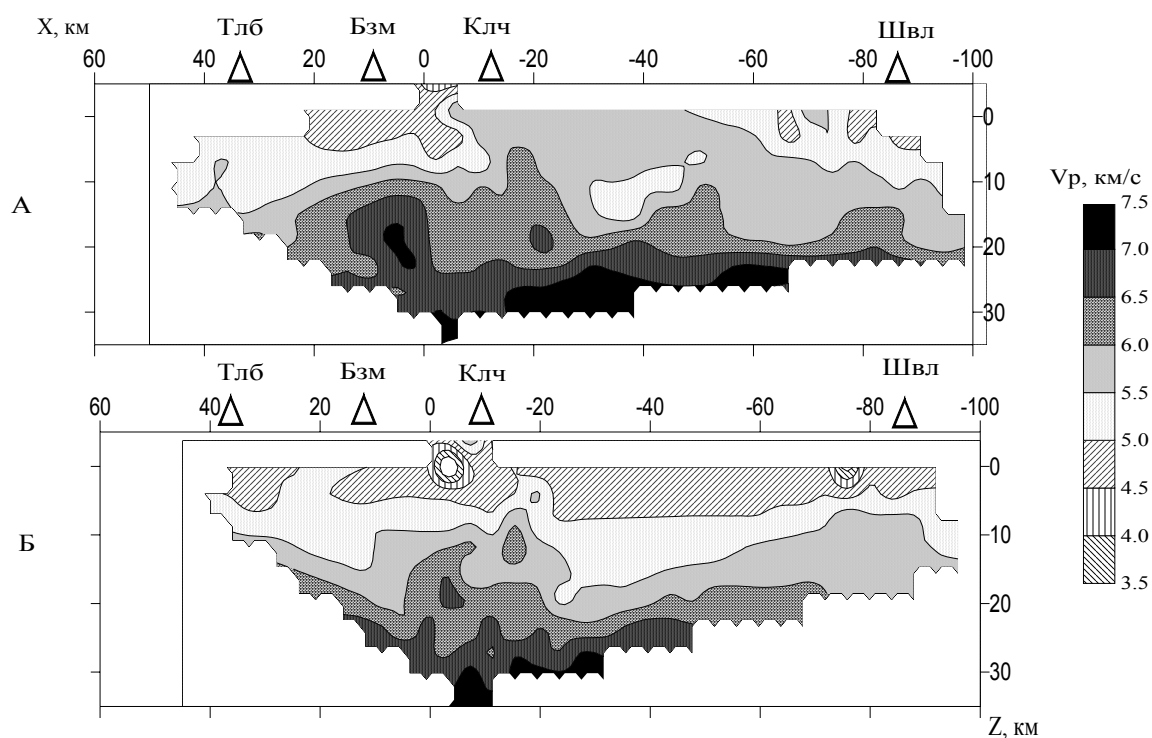


Рис. 2. Изолинии поля скорости продольной волны в плоскости XZ. А – 1 половина 2006 г., Б – 2 половина 2006. Обозначения см. рис. 1.

Отметим, что в январе-марте 2005 г. (рис. 1А), вулканическая активность вулканов Безымянный и Ключевской достигала «красно - оранжевого» уровня по данным Камчатского филиала

Геофизической службы (КФ ГС) РАН (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Для 2006 г. также характерны подъем изолиний 6.0 и 6.5 км/с в виде выступов с глубин 15-20 км до глубин 8-10 км (рис. 2).

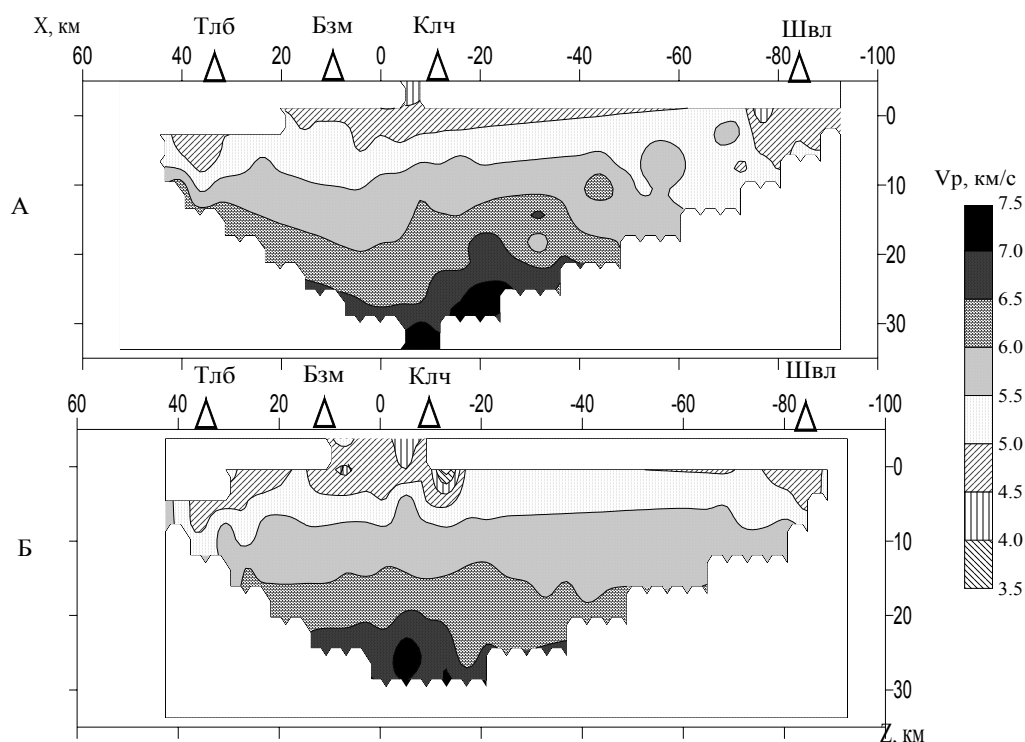


Рис. 3. Изолинии поля скорости продольной волны в плоскости XZ. А – 1 половина 2007 г., Б – 2 половина 2007. Обозначения см. рис.1.

В 2007 г. (особенно во второй половине) поведение изолиний становится более гладким, но глубина 15-20 км сохраняется. Для понимания полученных результатов были построены графики изменения числа землетрясений по глубине в 2005-2007 гг. с указанием периодов вулканической активности (вершинных извержений) по данным мониторинга вулканической активности КФ ГС (рис. 4).

В конце 2005 г. и начале 2006 г. наблюдался рост числа землетрясений на интервале глубин 15-35 км, по классификации КФ ГС вулкан Ключевской был спокоен - «зеленый». Во второй половине 2006 г. сейсмическая активность наблюдалась в интервале глубин 2-8 км. На разрезах в этот же период можно видеть вздымание изолиний 5.5 и 6.0 км/с под Ключевским вулканом (рис. 1, 2). В первой половине 2007 г. сейсмическая активизация переместилась вверх на глубины $H < 2$ км, затем в июле сейсмичность перешла в сплошное непрерывное вулканическое дрожание, а вулканическая активность приобрела опасный «красно-оранжевый» характер.

Таким образом, полученные нами предварительные данные о миграции вверх изолиний поля скорости, характеризующих коромантийную смесь, дадут возможность подтвердить предположения вулканологов о внедрении высокоскоростных магм с глубин в промежуточные магматические очаги. В дальнейшем планируется опубликовать более полные исследования динамики поля скоростей связанной с процессом вулканической активности в области КГВ.

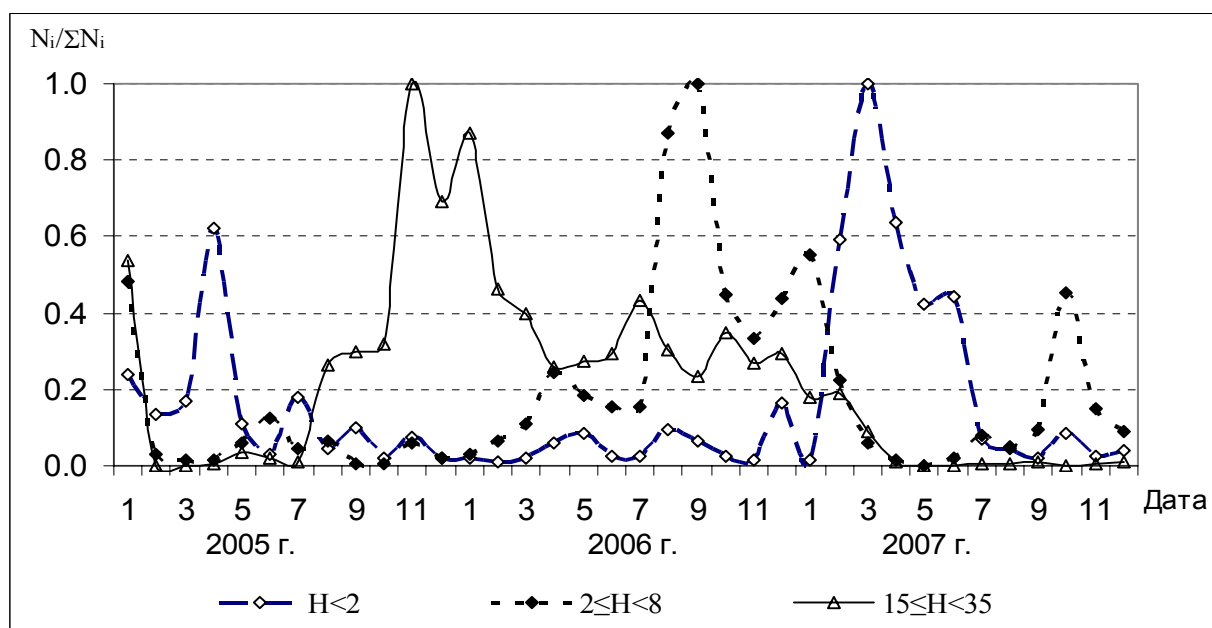


Рис. 4. Относительное количество очагов на разных глубинах в области Ключевского вулкана в 2005-2007 гг.

Список литературы

- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А.** и др. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3-18.
- Гонтовая Л.И., Хренов А.П., Степанова М.Ю., Сеньюков С.Л.** Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3-11.
- Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б.** Методические аспекты алгоритма восстановления трехмерного скоростного поля // Сб. «Математические методы в геофизике», Новосибирск, 2003. С. 69-74.
- Сеньюков С.Л.** Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000-2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 68-78.
- Славина Л.Б., Гарагаш И.А., Горельчик В.И., Иванов Б.В., Белянкин Г.А.** Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. С.49-59.
- Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И.** Трехмерная скоростная модель среды в районе Карымского вулканического центра по данным региональной сейсмичности // Сб. «Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки», Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 377-386.
- Славина Л.Б., Н.Б.Пивоварова.** Динамика поля скоростей сейсмических волн в периоды сейсмической и вулканической активизации на Камчатке. Из-во ИФЗ РАН, отв. ред. Рогожин Е.А., 2009. 79 С.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.** Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3- 35.

ОСОБЕННОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНОВ ЗАПАДНО-СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЗОНЫ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Л.Б. Сушкин

ООО «Проектинвест», г. Екатеринбург, sushkinl@rambler.ru

В последнем десятилетии были получены важные поисковые результаты, позволившие существенно дополнить и уточнить представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ - Алиня. Они связаны с геологоразведочными работами в пределах Право-Соолийского рудно-россыпного узла, на юге Сооли-Тормасинского рудного района [Степаненко и др., 2001; Сушкин, 2007 а, б]. Проведённые здесь поисковые буровые работы позволили также значительно расширить представления о геологическом строении района и эволюции его отдельных вулканогенных структур.

В геологическом отношении Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км²) принадлежит к Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. В структурном плане она находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклиория, на складчатые структуры которого наложены образования одноимённой вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20 - 45 км. Данный рудный район приурочен к центральной части Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны [Государственная... 1987; Изосов и др., 2005], на отрезке между нижними течениями рек Хор и Анюй. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей. При этом, Сооли - Тормасинский рудный район расположен в зоне резких градиентов мощности земной коры - в зоне смены "промежуточной" мощности коры корой "повышенной" мощности. В геотектоническом отношении это выражается расположением его в межблоковой шовной зоне, и согласуется со связью его, вероятно, не с плутоническим, а вулкан - плутоническим магматическим комплексом. Мощность земной коры в этом месте на уровне 32 - 33 км, что значительно ниже, чем в геоблоках с умеренно или интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом, для которых обычно характерно плутоногенно - гидротермальное оруденение.

Недостаточная геологическая изученность района съёмками лишь 200 000 масштаба не позволяет составить полное представление о сложной структуре обширных вулканогенных полей, и выделить эпицентры извержений и жерловые аппараты, нередко являющиеся и эпицентрами рудоносности. Вместе с тем, даже данные современных дистанционных методов свидетельствуют о том, что они во многих случаях позволяют выделить центральные и периферийные центры извержений, крупные лавовые потоки, силлы, радиальные и кольцевые каркасные разломы, отчётливые границы кальдер. Очевидна необходимость проведения здесь съёмок масштаба 1 : 50 000 - с фациальным расчленением вулканогенных полей, что позволило бы значительно повысить результативность геологоразведочных работ.

С позиций структурно - формационного, фациального и морфоструктурного анализа вулканогенных районов и площадей [Белоусов, 1998; Прогнозирование, 1979], в пределах Сооли - Тормасинского района достаточно отчётливо выделяется несколько эродированных палеовулканических построек центрального типа: Моадийская, Право -Соолийская (Болотистая), Нельтинская, которые, вероятно, и служили главными источниками вулканогенного материала в этом сегменте Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны. При этом, вероятно, происходило омоложение вулканизма с севера на юг: - от глубоко эродированного мелового Моадийского палеовулкана на севере района до неоген - четвертичного Нельтинского на юге. Из них наиболее отчётливо выделяется наименее изученный на сегодня, но самый крупный и молодой неоген - четвертичный Нельтинский палеовулкан (рис. 1), вполне сопоставимый по площади с Ключевской группой вулканов Камчатки. Наиболее изученным поисковыми работами является на сегодня занимающий промежуточное положение и возраст эоцен - миоценовый Право-Соолийский (Болотистый) палеовулкан, который эродирован более значительно.

Учитывая повышенную щёлочность и уровень магматической дифференциации магматических очагов (от базальтов до дацитов), здесь помимо палеовулканов щитового типа вероятны и стратовулканы.

Расположенный на юге района Право-Соолийский рудно-россыпной узел был выявлен в 1997 году. Ранее данный район считался потенциально оловоносным, и с ним не связывали перспектив промышленной золотоносности. Выявление крупной промышленной россыпи на востоке узла в бассейне руч. Болотистого было во многом неожиданным, и стало одним из наиболее значительных геологических открытий на юге Дальнего Востока за последние десятилетия. В настоящее время в Право-Соолийском рудном узле завершается отработка золотоносных россыпей и продолжаются поисковые работы на рудное золото. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

- Право-Соолийскому рудно-россыпному узлу золотой специализации отвечает крупная зонально построенная положительная морфоструктура центрального типа (вулcano-плутоническое поднятие Ш 35 км), отчётливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях. Подобные структуры играют весьма важную роль в минерации золота [Буряк, Бакулин, 1989].

- Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право - Соолийской долгоживущей палеоген - неогеновой вулcano - плутонической структуры центрального типа (андезит - базальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

Глубинность его заложения подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования, согласно которым корневыми частями данная структура уходит на глубины 300 - 400 км в верхнюю мантию. О мантийном заложении этого магматического очага может свидетельствовать и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулcanoгенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения.

- Болотистое рудное поле расположено в той части данной структуры, где вулcano - купольное поднятие представлено эрозионным окном вулcanoгенно-осадочных пород, прорванных центральной интрузией габбро - диоритов, являющейся элементом эродированной магматической системы эоцен - миоценового рудоносного андезит - базальтоидного щитового палеовулкана.

Центральная интрузия, сформированная на этапе затухания вулканизма, представляет собой сложное изометричное магматическое тело, состав которого меняется от субщелочных габбро до диоритов, при резком преобладании габбро - диоритов. Для неё характерна очень высокая изменчивость структурных и текстурных характеристик пород, - с постепенными переходами между их разностями.

Основным элементом структуры Болотистого рудного поля наряду с центральной интрузией является сопряжённая с ней сложнопостроенная многоярусная дайково - силловая система, представленная многочисленными субвертикальными дайками среднего и основного состава, а также серией из 7-10 субгоризонтальных силлов среднего состава. Самое верхнее силлообразное тело сложено дацитами.

Представляется следующая последовательность формирования этой палеовулканической структуры:

- 1). Стадия куполообразования. В дате - палеоцене в районе Право-Соолийского узла крупного мантийного очага базитовой магмы над ним начинает формироваться вулcano-купольное поднятие.

- 2). Первый (эоценовый) цикл магматизма. Вдоль заложившейся висячем крыле Центрально-Сихотэ-Алинского разлома системы субмеридиональных сбросов в центре поднятия в эоцене произошло образование серии жерловин (ВТЦ), с извержением андезибазальтов и пирокластического материала. 3). Следующим этапом было формирование промежуточной магматической камеры, дифференциация базальтовой магмы (от базальтов до дацитов), образование среднего эффузивно-пирокластического комплекса андезитов повышенной щёлочности, дацитов, туфов (верхи разреза кузнецовской свиты).

- 4). В конце эоценового цикла произошло внедрение субвулканической интрузии (экструзии?) габбро-диоритов в центральной (жерловой) части вулканической постройки и закупорка главного вулканического канала. Последующее внедрение магматического материала происходило - по отдельным нарушениям с образованием силлов, крутопадающих даек средне - основного состава.

- 5). Рудный этап. На рубеже эоцена – олигоцена, на фоне затухания или перерыва в магматической деятельности получили развитие постмагматические гидротермально-метасоматические процессы с последующим формированием продуктивной золоторудной минерализации (рудотложением).
- 6). В позднем палеогене, на этапе кальдерообразования были сформированы три – четыре системы концентрических кольцевых разломов, по которым произошло проседание вулканической постройки.
- 7). Второй (миоценовый) цикл магматизма. Представлен базальтоидами кизинской свиты и их субвулканическими комаматами, распространёнными в краевых частях и обрамлении рудного поля.

Основные установленные здесь особенности золотого оруденения свидетельствуют о том, что в генетическом отношении оно является магматогенно-гидротермальным постмагматическим, гипабиссальным, мезотермальным предполагаемой плутоногенно-вулканогенной природы.

В минерально-формационном (рудно-формационном) отношении золотое оруденение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой, (золото-теллуровой, висмут-теллуровой геохимического типа) субформации золото - серебряной формации (золото-кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, изучение минералого-геохимических особенностей золотого оруденения Болотистого рудного поля свидетельствуют о том, что оно, либо его часть обладает одновременно и типоморфными признаками золото-редкометалльных формаций, также развитых как на Сихотэ-Алине, так и на Северо-Востоке России [Сушкин, 2007 г, д; Sushkin, 2007].

Учитывая установленную в самородном золоте значительную примесь меди и палладия, присутствие в рудной минерализации самой самородной меди с высокой примесью золота и палладия, вероятно, самостоятельного изучения заслуживает и вопрос о перспективах выявления здесь золото-медно-платиноидной минерализации, выявленной в ряде районов кайнозойского базитового магматизма.

Имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о высоком сходстве геологического строения, состава продуктивного магматизма и золотого оруденения Болотистого рудного поля, и в целом Право-Соолийского узла с промышленными золоторудными полями выявленной в последние десятилетия Корякско-Камчатской рудоносной провинции, также генетически тесно связанными с кайнозойским андезито - базальтовым вулканизмом.

По широкому комплексу проанализированных признаков описанное золотое оруденение Болотистого рудного поля является вероятным аналогом более молодого, и потому менее эродированного, но близкого по возрасту и составу неоген - четвертичного промышленного золото-кварц-теллурового оруденения, выявленного в Корякско-Камчатской рудоносной провинции (Абдрахимовское, Мутновское, Озерновское золоторудные поля и др.) [Апрелков, Петренко 2003; Петренко, 1989; Прогнозирование...1989; Сушкин, 2007].

Свойственные для данного типа, с одной стороны, значительный вертикальный размах, а с другой, высокая компактность локализации золотого оруденения в пределах промышленных рудных полей, концентрация большей части металла (до 70 - 90 % запасов) на локальных участках, в малых по объёму богатых рудных телах, представляют известную сложность для его обнаружения, что подтверждает, в частности, вся история поисков и разведки золоторудных месторождений Корякско-амчатской рудоносной провинции [Петренко, 1989; Прогнозирование...1989, Смышляев, 1999].

Как и в рудоносных полях Камчатской провинции (где состав золотого оруденения может заметно отличаться даже в соседних вулканогенных структурах центрального типа), состав оруденения формационная принадлежность проявлений в различных вулканогенных полях Западного Сихотэ-Алиня, по-видимому, определяется составом рудогенерирующей магмы каждого конкретного очага (палеовулкана), уровнем магматической дифференциации, а также уровнем его эрозионного среза.

По своим геолого - структурным и вещественным характеристикам оруденение Болотистого рудного поля имеет много общего и с богатыми эпитермальными золоторудными месторождениями типа Хисикари, выявленными в Японии [Родионов, Ханчук, 1997; Данченко, 2003], но отличается от них аномально низкой ролью серебра и незначительным содержанием в

рудах адуляра и халцедона. Автор разделяет представления об актуальности поисков этого орудения на Дальнем Востоке России.

Учитывая многоэтапность проявления на Западном Сихотэ-Алине продуктивного щелочного базальтоидного вулканизма (от мела до квартера), связанное с ними золотое оруденение и россыпи могут быть выявлены на самых разных стратиграфических и гипсометрических уровнях и границах.

Вулканы Западного Сихотэ-Алиня потухли на миллионы лет раньше вулканов Камчатки, но Корякско-Камчатская промышленная вулканогенная платиноидно-золотоносная провинция была выявлена геологами полуострова тремя десятилетиями раньше [Прогнозирование, 1989; Смышляев, 1999]. Значительные ресурсы благородных металлов хранят в себе и многие мезо-кайнозойские палеовулканы Сихотэ-Алиня, заслуживающие, по мнению автора, гораздо более глубокого и активного изучения, используя опыт и результаты исследований кайнозойских вулканов Камчатки.

Автор посвящает эти тезисы Памяти замечательного человека и исследователя – геолога Виктора Ивановича Сухова, внёсшего выдающийся вклад в изучение геологии и металлогении вулканогенных поясов Дальнего Востока России.

Список литературы

Апрелков С.Е., Петренко И.Д. Геотектоническая позиция вулканических поясов Камчатки и их рудоносность // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Тихоокеана: материалы XII годового собрания Северо - Восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. Т.3. С. 172 - 176.

Белоусов А.Ф. Методические рекомендации по изучению и картированию вулканических комплексов. СНИИГиМС. Новосибирск, 1998. 88 с.

Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток. Дальнаука, 1989. 402 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ - Алинская, лист М - 53 - XXX, Объяснит. записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111с.

Данченко В.Я. Геологическое положение и вещественно - генетические типы оруденений редких и благородных металлов в Южно - Охотском регионе Тихоокеанского обрамления/ Южно - Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. – 227 с.

Изосов Л.А., Коновалов Ю. И. Западно - Сихотэ - Алинский окраинно - континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно - Тихоокеанской зоне перехода океан - континент. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток. Дальнаука. 1996. 352с.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Изд-во Санкт - Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ. « Камчатприродресурс », 1999, 116 с.

Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236с.

Родионов С.М., Ханчук А.И. Месторождения типа Хисикари и перспективы их выявления на Восточной окраине России // Тихоокеанская геология , 1997, Т. 16, № 5 . – С . 34 - 45.

Смышляев А. Геологи Камчатки: Золото.Платина.Алмазы: Очерки по истории геологических исследований на Камчатке. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 287 с.

Степаненко В.М., Замбжицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно - Сихотэ - Алинском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Междунар. конфер.: Тез. докл. Благовещенск: АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН 2001, С.145 - 147.

Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М. Недра, 1975, 112 с.

Сухов В.И. : Тектоно - магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР. Дис...на соиск. учён. степ. д - ра геол. минерал. наук: – Хабаровск, 1980.- 311 с.

Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВВИМС, 2000. 217 с.

- Сушкин Л.Б.** Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ - Алин)
// Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург:
ИГиГ УрО РАН, 2007.
- Сушкин Л.Б.** Геотектоническая позиция кайнозойского золотого оруденения Право -
Соолийского рудно - россыпного узла (Западный Сихотэ-Алин) // Геодинамика формирования
подвижных поясов Земли: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С.
306 - 309.
- Сушкин Л.Б.** Новые представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ –
Алиня // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2007, Том
V, С. 248 - 251.
- Сушкин Л.Б.** О формационной принадлежности золотого оруденения Болотистого рудно -
россыпного узла (Западный Сихотэ – Алин) // Актуальные проблемы геологии и геофизики:
Республ. конфер.: Тез. докл. ИГГ АН РУз, Ташкент. 2007, Том I, С. 300 – 304.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.** Мезо - кайнозойские геодинамические обстановки и золотое
оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635-1645
- Шевкаленко В.Л.** Вулканогенные россыпи золота. Приамурское географическое общество,
Хабаровск, 1998, 145 с.
- Эйриш Л.В.** Золоторудные системы Дальнего Востока: дис... д - ра геол. минерал. наук. –
Хабаровск, 1991.- 493 с.
- Sushkin L.B.** Mineralogical - geochemical features of Bolotisty gold ore field (West Sikhote - Alin).
Tectonics and metallogeny of the Circum - North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the Leonid Parfenov
Memorial Conference, Khabarovsk, ITiG FEB RAS, 2007. P. 546 - 547.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ПИТАЮЩАЯ СИСТЕМА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ ПО ДАННЫМ ОБ ЕЕ ИЗВЕРЖЕНИЯХ, ДЕФОРМАЦИЯХ, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

С.А. Федотов, Н.А. Жаринов, Л.И. Гонтовая

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
karetn@list.ru, fedotov@kscnet.ru, nzhar@kscnet.ru

Ключевская группа вулканов (КГВ), находящаяся на Камчатке в северной части Курило-Камчатского вулканического пояса, является одним из наиболее мощных вулканических центров мира. [Действующие вулканы..., т. 1, 1991].

С 30-х годов прошлого века КГВ является первым объектом вулканологических исследований в нашей стране. Их начало связано здесь с именами таких выдающихся ученых как академики Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и А.Н. Заварицкий, В.И. Влодавец, член- корреспондент АН СССР Б.И. Пийп, С.И. Набоко. После открытия 1 сентября 1935 г. в пос. Ключи Камчатской вулканологической станции АН СССР в течение 75 лет выполняются систематические исследования вулканов КГВ, их геологического строения, извержений, продуктов, петрологии, геохимии, землетрясений, деформаций, глубинного строения, воздействия на окружающую среду. Фундаментальные научные результаты дало всестороннее изучение крупных извержений. Такими были пароксизмальное вершинное извержение вулкана Ключевской в 1944-1945 гг. [Пийп, 1956], катастрофическое извержение и направленный взрыв вулкана Безымянный в 1955-1956 гг. [Горшков, Богоявленская, 1965], Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг. [Большое трещинное..., 1984].

Одним из главных направлений исследований КГВ являются изучение механизма вулканической деятельности и свойств магматической питающей системы КГВ и ее вулканов. Это одна из фундаментальных проблем вулканологии наряду с вопросами петрологии и геохимии. Глубинное строение и магматические очаги под вулканами изучаются методами геологии и геофизики, а свойства магматических питающих систем, механизм извержений и связанные с ними процессы изучаются, главным образом, методами вулканологии, сейсмологии и геодезии. Обзор результатов дан в работе [Федотов и др., 2010]. В этом сообщении имеются дополнения к ним.

Первые данные о магматическом очаге Ключевского вулкана были опубликованы Г.С. Горшковым в 1956 г. [Горшков, 1956]. Он нашел по данным об экранировании поперечных волн японских землетрясений, что этот очаг находится в верхней мантии на глубине около 60 км. Затем Г.С. Горшковым была предложена международная программа исследования «корней вулканов». Под Ключевским вулканом обнаружена аномальная, почти вертикальная столбообразная зона поперечником 2 км, поднимающаяся с глубины 50 км. Вероятно, это главный «магмовод» КГВ. Земная кора под КГВ наращивается снизу магмой, подступающей из мантии. Под вулканом Безымянный на глубине 10-20 км имеется андезитовый магматический очаг, соединяющийся с магмоводом базальтового Ключевского вулкана [Вулканизм..., 1977, Балеста, 1981]. Более 30 лет ведется изучение механизма извержений, магматических очагов и питающих каналов КГВ и ее отдельных вулканов по данным вулканологии, сейсмологии, геодезии и математического моделирования [Большое трещинное..., 1984; Федотов и др., 1988; Федотов, 2006; Федотов, Жаринов, 2007].

Важнейшие сведения были получены при всесторонних исследованиях Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), которое происходило с 06.07.1975 до 10.12.1976 г. [Большое трещинное..., 1984; Действующие вулканы..., т. 1, 1991]. Это было сложное крупнейшее базальтовое извержение исторического времени в Курило-Камчатском вулканическом поясе, объем 2.2 км^3 . Сначала в Северном прорыве из новых трещин и конусов, образовавшихся в Толбачинской зоне на расстоянии 18 км от Плоского Толбачика, извергались глубинные магнезиальные базальты. Затем началось проседание вершинной кальдеры Плоского Толбачика и смешение глубинных магнезиальных базальтов с мегаплагиофировыми базальтами, слагающими основание КГВ. С 18.09.1975 г. извержение мегаплагиофировых базальтов продолжалось из

трещин и нового конуса Южного прорыва на расстоянии 28 км от Плоского Толбачика, где было излито более половины базальтов БТТИ. По сейсмологическим данным, подъем глубинных базальтов происходил в течение 10 дней перед извержением с глубины 10-20 км. Из вершинной кальдеры Плоского Толбачика опустилось в магматическую питающую систему 0.35 км^3 мегаплагиофировых базальтов предыдущих извержений. По геодезическим данным, в это время происходило опускание Плоского Толбачика при оттоке магм из его периферического очага. В питающих магматических очагах и каналах происходило смешение двух типов базальтов. По расчетам, объем той части магматической питающей системы КГВ, из которой происходил отток магм во время БТТИ, оценивается величиной $(1.6-4.0) \cdot 10^3 \text{ км}^3$. При остановках извержения начинались коровые землетрясения под большей частью КГВ. Это указывало на то, что под всей КГВ находится система взаимосвязанных магматических очагов [Большое трещинное..., 1984].

Проседания земной поверхности после извержений отмечены также на вулкане Безымянный. По данным нивелировок, выполненных в 1978 и 1987 гг. вдоль трассы, проложенной в 5 км по касательной к вулкану, отмечены опускания земной поверхности до 50 мм [Fedotov et. al., 1992]. Период между наблюдениями отличался интенсивной эксплозивной деятельностью, сопровождаемой отложением пирокластических потоков и выжиманием вязкой лавы. В 1985 г. произошло мощное эксплозивное извержение с частичным разрушением постройки нового экструзивного купола. По геодезическим данным, центр источника давления находился на глубине 6-10 км под вулканом.

Многочисленные повторные наблюдения, выполненные на радиальном к вулкану профиле на СВ склоне вулкана Ключевской, также отмечают знакопеременные вертикальные смещения: подъемы перед подготовкой извержений и опускания земной поверхности после прекращения извержений [Федотов, Жаринов, 2007; Федотов и др., 2008]

Наибольшее количество данных получено о механизме деятельности и магматической питающей системе главного вулкана КГВ, Ключевского. Она протягивается вверх от сейсмофокального слоя на глубинах около 160 км до вершины Ключевского вулкана и состоит из пяти частей.

1. Глубины около 160 км под Ключевским вулканом, верхняя часть погружающейся тихоокеанской плиты. Здесь находится вероятный источник летучих и энергии, необходимых для зарождения магм. Тепло, выделяющееся в сейсмогенной зоне при деформациях, может быть достаточным для частичного плавления.

2. Глубины 160-45 км, астеносфера и нижние слои литосферы. Глубины 160-45 км, астеносфера и нижние слои литосферы. Здесь происходит частичное плавление, формирование пикритовых магм, гравитационная конвекция, подъем диапиров и астеносферных магматических колонн. Магматические каналы, питающие извержения, могут протягиваться с глубин 50-60 км до вершинного кратера.

3. Глубины 45-25 км, коромантийные слои. Избыточное давление мантийных магм должно быть максимальным и может достигать 1000-2000 бар. Здесь у подошвы литосферы происходят внедрение и накопление магм в промежуточных магматических очагах, которые сопровождаются множеством слабых длиннопериодных землетрясений. Происходят дифференциация магм и образование магнезиальных базальтов.

4. Глубины 25-5 км, кристаллические слои земной коры. Здесь происходят подъем и дифференциация магм в непрерывных питающих каналах, поднимающихся в верхние слои коры и постройку вулкана. Перед крупными вершинными извержениями наблюдались подъем центра избыточного магматического давления и гипоцентров землетрясений.

5. Глубины 5-0 км, верхние слои земной коры и постройки вулканов. Здесь происходят накопление высокоалюминиевых базальтов, их дегазация, формирование магм вершинных и побочных извержений, внедрение сотен питающих даек и силлов, максимальное количество вулcano-тектонических и вулканических землетрясений. Избыточное магматическое давление может достигать 500 бар. Возможно образование периферических магматических очагов. После крупных вершинных извержений опускания дна кратера достигают 500 м и более.

Свойства этих пяти мантийных и коровых частей магматической питающей системы Ключевского вулкана изучаются более 20 лет [Федотов и др., 1988; Федотов, 1993; Федотов, 2006; Федотов, Жаринов, 2007; Федотов и др., 2008].

Дополнительные оценки размеров промежуточного и периферического очагов Ключевского вулкана были получены при новой обработке геодезических данных о вертикальных смещениях на склонах и подножье вулкана в 1982-2008 гг. Было принято, что деформации на поверхности создаются изменениями эффективного давления в двух центрах, промежуточном и периферическом очагах, глубины которых постоянны и равны 25 и 3 км. Наблюдения выполнялись 17 раз в течение 26 лет. Средние величины объемов промежуточного и периферического магматических очагов оказались равными 156.2 и 30.7 км³, промежуточный очаг по объему примерно в 5 раз больше периферического.

Эти средние величины близки к тем, которые получены другими независимыми способами. Источник магм самого большого побочного извержения Билукай, которое началось 07.02.1938 г. и излило за 13 месяцев 310*10⁶ м³ магнезиальных базальтовых лав, мог иметь объем 160 км³. По тепловым расчетам [Федотов и др., 2006], объем проточного магматического очага на глубине 4 км может достигать 35.3 км³. Объем области гипоцентров слабых землетрясений на глубинах 25-30 км в несколько раз больше объема их скопления на глубинах 0-5 км.

Выполненные расчеты и результаты предыдущих работ [Федотов, Жаринов, 2007] показывают также другие важные свойства магматической питающей системы Ключевского вулкана. Относительные размеры промежуточного очага были наименьшими, а отток магмы из него был наибольшим в критический период 1984-1987 гг., когда жерла и трещины побочных прорывов, поднимавшиеся по склонам конуса вулкана с 1932 г., достигли вершины вулкана. По полученным оценкам, основная часть мантийных магм остается в коромантийном слое и земной коре. Возможно образование крупных интрузий у подошвы земной коры, где избыточное магматическое давление максимально.

Для изучения строения и свойств земной коры и мантии, магматических очагов и магматических питающих систем вулканов под КГВ применяются методы сейсмотомографии. Аномалии скоростей сейсмических волн V_p , V_s и V_p/V_s могут указывать положение объемов пород, обогащенных расплавами, а также застывших магматических очагов и интрузий. Полученные сейсмотомографические данные подтверждают, что глубинный источник вещества и энергии магнезиального магмообразования находится у верхней границы сейсмофокального слоя, откуда вверх к земной коре сквозь астеносферу протягивается область, обогащенная расплавами. На послойных картах и вертикальных разрезах аномалий скоростей для глубин 0-40 км видно вероятное расположение магматических очагов действующих вулканов, возможных зон перетекания магм и застывших очагов в земной коре под КГВ. Интенсивные аномалии имеются под всей КГВ. Пониженные скорости наблюдаются на глубинах 25-35 и 0-10 км под Ключевским, 20 км под Безымянным и 10-15 км под Плоским Толбачиком [Гонтовая и др., 2004; Хубуная и др., 2007; Федотов и др., 2008, 2010].

Ключевская группа вулканов действует и растет в течение сотен тысяч лет. Вместо угасших крупных вулканов появлялись новые вулканы. Это означает, что происходили большие изменения в ее магматической питающей системе, застывали прежние, появлялись новые магматические каналы и очаги. По имеющимся данным, современная магматическая питающая система КГВ состоит из пяти главных частей [Федотов и др., 1988; Федотов, 1993; 2006; Федотов, Жаринов, 2007; Федотов и др., 2008, 2010]. Отметим ряд ее основных свойств.

1. Глубины около 160 км под КГВ, верхняя часть погружающейся Тихоокеанской плиты.

Здесь находится источник энергии и летучих, необходимых для зарождения магм. Тепло, выделяющееся при деформациях в сейсмогенной зоне, может быть достаточным для частичного плавления.

2. Глубины 160-40 км, астеносфера. Здесь происходят частичное плавление, формирование пикритовых магм, гравитационная конвекция, подъем диапиров и астеносферных магматических колонн. Магматические каналы, питающие извержения, протягиваются с глубин 50-60 км до вершинного кратера Ключевского вулкана. Возможен также подъем к магматическим очагам Плоского Толбачика и Толбачинской зоны конусов.

3. Глубины 40-25 км, коромантийные слои. Избыточное давление мантийных магм должно быть максимальным. Здесь у подошвы коры происходят внедрение интрузий и накопление магм, в первую очередь, в промежуточном очаге Ключевского вулкана, которое сопровождается

множеством слабых длиннопериодных землетрясений. Его объем может превышать 150 км³. Образуются магнезиальные базальты, часть которых достигает земной поверхности при побочных извержениях у основания Ключевского вулкана. Возможно перемещение магм отсюда в другие магматические очаги КГВ.

4. Глубины 25-5 км, земная кора. Здесь происходят подъем магм к Ключевскому вулкану, к другим вулканам и дифференциация магм, находятся коровые магматические очаги андезитового вулкана Безымянный и базальтового вулкана Плоский Толбачик. Эти главные действующие вулканы КГВ, расположенные в ее средней части, протягиваются по разлому вдоль вулканического пояса Камчатки. На глубинах 35-5 км под всей КГВ находится большая сложная система связанных магматических очагов, общий объем которых может превышать 1600 км³.

5. Глубины 5-0 км, верхние слои коры и постройки вулканов над ними. Здесь происходит формирование магм и накопление магм вершинных и побочных извержений Ключевского вулкана, внедрение из его питающего канала многочисленных даек и силлов. Объем периферических магматических очагов вулканов КГВ на порядок меньше, чем промежуточных.

Изложенные и упомянутые выше сведения дают представление о росте знаний о «корнях» Камчатской группы вулканов, произошедшем за полвека.

Список литературы

- Балеста С.Т.** Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка) /Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Вулканизм и геодинамика. / Отв. ред. Г.П. Авдейко, С.А. Федотов. М.: Наука, 1977. 262 с.
- Действующие вулканы Камчатки т.1. / Отв. ред. С.А. Федотов и Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Гонтовая Л.И., Хренов А. П., Степанова М. Ю., Сеников С.Л.** Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2004, № 3. С.3-11.
- Горшков Г.С.** О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703-705.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1956 гг.). М.: Наука, 1965. 165 с.
- Пийп Б.И.** Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулканологии, 1956, вып. 11, 308 с.
- Федотов С.А.** Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология // 1993. № 3. С. 23-45.
- Федотов С.А.** Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И.** Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. №2. С. 4-42.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А.** Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986-2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 3-31.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И., Собисевич А.Л.** Вулкан Ключевской (Камчатка): деятельность, магматическая питающая система, сейсмотомография // Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 273-294.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.** Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. №1. С. 3-35.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В.** Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 32-54.
- Fedotov S.A., Zharinov N.A., Sharoglazova G.A., Demianchuk Yu.V.** Deformation of the Earth's surface in the Kluchi geodynamic polygon, Kamchatka, 1978-1987 // Tectonophysics, 202 (1992) 151-156.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ ВЕРШИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1994 г. И МАЛОГЛУБИННЫЙ ПЕРИФЕРИЧЕСКИЙ ОЧАГ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ

С. А. Хубуная¹, Л. И. Гонтовая¹, С. В. Москалева¹, А.В. Соболев², В.Г. Батанова², Д. В. Кузьмин³, О. Б. Кузьмина³

¹-Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ²- Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, ³- Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН

Изучение периферических магматических очагов под Ключевским вулканом является одной из первоочередных задач вулканологии тесно связанной с решением проблемы генезиса вулканических пород, прогнозом вулканических извержений и вулканической опасностью.

Впервые, наличие малоглубинного расслоенного очага и выводных каналов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской предполагал А. А. Меняйлов при изучении его извержения 1937-1938 гг. [Меняйлов, 1947]. Позднее, на основании изучения ксенолитов третичных пород из лав побочных прорывов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской, на это указывал Б. И. Пийп [Пийп, 1956]. Наши данные о возможности существования малоглубинных очагов под вулканом Ключевской основывались на детальном изучении петрографии, минералогии и геохимии магнезиальных и высокоглиноземистых, андезибазальтов и базальтов, а также исследовании расплавных и флюидных включений в оливинах и пироксенах этих пород [Хубуная и др., 2007 г.; Хубуная и др., 2008].

В 70-е годы прошлого века в районе Ключевской группы вулканов были проведены работы по глубинному сейсмическому зондированию и получены первые представления о структуре низов земной коры под вулканами [Аносов и др., 1978]. Позже, в 1986-87 гг., выполнены более детальные геофизические (сейсмические методом КМПВ и гравиметрические) наблюдения и охарактеризована структура верхов земной коры под Ключевским вулканом. [Зубин и др., 1990; Балеста и др., 1991; Пийп и др., 1991]. В последние годы в районе Ключевской группы вулканов активно проводятся исследования, связанные с изучением скоростной структуры земной коры по сейсмологическим данным, в частности по кинематическим характеристикам вулканотектонических (ВТ) землетрясений [Славина Л. Б. и др., 2001; Гонтовая и др., 2004; Хубуная и др., 2007; Nizkous et. al., 2007; Lees et al., 2007 и др.; Федотов и др., 2010]. В то же время практически отсутствуют петрологические работы по изучению вулканических продуктов вершинных извержений, которые смогли бы наполнить геологическим смыслом геофизические построения.

Это сообщение посвящено сопоставлению результатов мониторинга, хронологии и петрологических особенностей вулканических продуктов извержения 1994 г вулкана Ключевской с данными гравиметрических и сейсмотомографических построений.

7 сентября по 2 октября 1994 г – происходило сильное вершинное извержение вулкана Ключевской [Озеров и др., 1996]. Условно можно выделить три этапа: вулканский (эксплозивный) - 8-10 сентября; стромболианский (эффузивно-эксплозивный) - 11-30 сентября; плининский (пароксизмальный) – 1 октября. Наиболее значимыми особенностями этого извержения являются отсутствие глубоких сейсмических землетрясений перед его началом и сильная плининская стадия в его финале с извержением очень редких для базальтовых вулканов пирокластических потоков. Были изучены вулканические продукты всех этапов этого извержения : шлаковые лапилли, лавы из потоков лав в Крестовском желобе и обломки и глыбы лав из пирокластических потоков в Крестовском и Апахончичском желобах финальной стадии извержения.

Химический состав вулканических продуктов сильно дифференцирован. Шлаковые лапилли начального этапа извержения относятся по составам к высокоглиноземистым андезибазальтам, близким к андезитам ($\text{SiO}_2 = 55-56$ мас.%). Лавы из потоков вулканостромболианской стадии извержения по минералогии и химизму отвечают высокоглиноземистым андезибазальтам ($\text{SiO}_2 = 53-54$). Обломки лав из пирокластических потоков встречаются в виде двух типов. Одни отвечают

высокоглиноземистым андезибазальтам. Другие близки по минералогическому и химическому составу к магнезиальным базальтам извержения 1938 г- Билукай ($\text{SiO}_2 = 52$ мас. %, $\text{MgO} = 7$ мас. %) [Набоко, 1947; Хубуня и др., 1993] Подобные дифференцированные вулканические продукты в течение одного извержения на вулкане Ключевской наблюдаются впервые.

Специальные минералогические исследования, связанные с изучением мономинеральных фракций оливинов и пироксенов в базальтах и андезибазальтах начального и конечного этапов извержения 1994 г., показали, что составы пород и минералов обоих этапов также сильно различаются. Лавы и шлаки вулканского и стромболианского этапов извержений – типичные высокоглиноземистые андезибазальты, характерные для всех вершинных извержений вулкана, с фенокристаллами низкомагнезиальных клинопироксенов и оливинов ($\text{Fo } 79-65$), в которых встречаются включения титаномагнетитов. В лавах конечной стадии извержения, опробованных из глыб и обломков лав пирокластических потоков встречаются как вышеописанные андезибазальты, так и базальты с многочисленными гомеогенными включениями. Они представлены плагиоклазовыми, пироксен-оливин-плагиоклазовыми и магнетитовыми кумулатами. В лавах финальной стадии извержения присутствуют высокомагнезиальные фенокристаллы пироксенов и оливинов ($\text{Fo } 91-85$), с включениями, хромистой шпинели, неравновесные по химическим составам к составам базальтов в которых они находятся. Изучение природных закаленных стекол расплавных включений в оливинах шлаковых лапилли начального этапа извержения показало, что они также дифференцированы по составу: от высокоглиноземистых базальтов до андезитов (Рис.1).

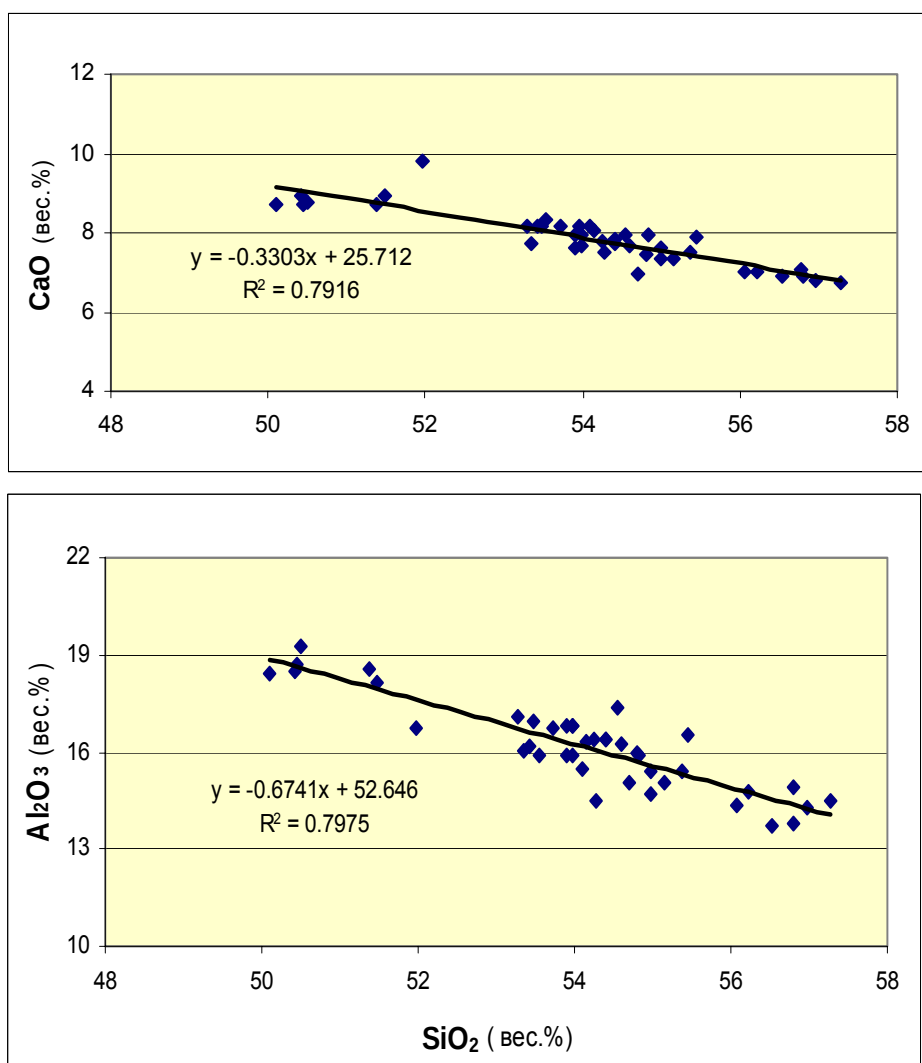


Рис. 1. Зависимость содержания CaO и Al_2O_3 от SiO_2 в природнозакаленных стеклах расплавных включений шлаковых лапилли извержения 1994 г. вулкана Ключевской.

Линия тренда дифференциации с коэффициентом R^2 близким к 0.8 (Рис.1) обусловлена кристаллизацией плагиоклаза и клинопироксена. Оливины из шлаковых лапилли были образованы из серии расплавов от базальтов до андезитов.

Анализ приведенного петрологического материала свидетельствует, что под конусом вулкана может располагаться расслоенная магматическая камера. В начале извержения 1994 г магма поступала из верхней апикальной части камеры, а в заключительную, плинианскую фазу извержения в результате мощного взрыва была захвачена магма из нижней части периферического промежуточного очага. Приведенные данные о существовании магматической камеры под конусом вулкана Ключевской находят подтверждение в результатах сейсмологических (с использованием взрывов и землетрясений) [Балеста и др., 1991; Пийп и др., 1991; Федотов и др., 2010; Nizkous et al., 2007] и гравиметрических исследований [Зубин и др., 1990]. Трехмерное распределение скорости V_p и V_s рассчитано методом сейсмотомографии по данным времен вступлений Р и S волн ВТ землетрясений, полученным Камчатским филиалом Геофизической службы (КФ ГС) РАН. Низкоскоростная аномалия на глубине 0-5 км, в пределах которой скорости понижены на 7-15%, смещена от вершины Ключевского вулкана в область развития побочных прорывов на его северо-восточном – восточном склонах. Глубже, в интервале глубин 5-10 км, вершина Ключевского вулкана приурочена к центральной наиболее интенсивной аномалии скорости V_p . Вулканы Ушковский, Крестовский и Безымянный расположены на ее периферии. ВТ землетрясения под вулканами, вероятно, связаны с активными процессами вокруг магматических каналов.

Более детально верхняя часть земной коры в районе Ключевского вулкана изучена сейсмическим методом КМПВ* и гравиметрической съемкой (рис. 2) [Балеста и др., 1991, Зубин и др., 1990]. В юго-западной части профиля под Ключевским вулканом выше 5 км отмечен выступ высокоплотных пород (2.9 г/см^3), поднимающихся выше уровня моря. Скорость в пределах выступа (среднее значение $V_p=5.2 \text{ км/с}$) практически не возрастает с глубиной и не исключено существование зоны инверсии скорости в его пределах [Пийп и др., 1991]. Геологическая природа этого выступа неясна и допустимы несколько вариантов его интерпретации, которые здесь не анализируются.

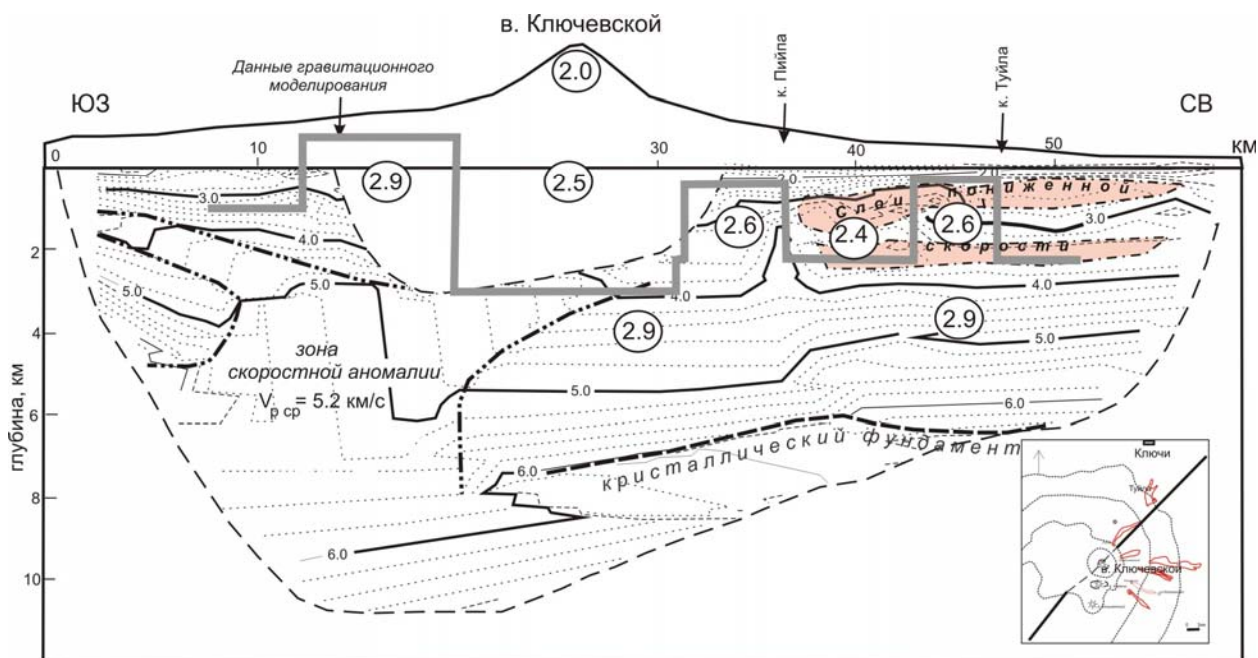


Рис. 2. Сейсмо-плотностной разрез вдоль профиля, пересекающего Ключевской вулкан. На разрезе приведены изолинии скорости V_p (в км/с); в кружках - значения плотности (в г/см^3); на врезке показано положение профиля КМПВ.

* корреляционный метод преломленных волн.

На основании сейсмо-плотностного разреза хорошо видно, что область непосредственно под постройкой вулкана на глубинах 0-5 км охарактеризована плотностью 2.5 г/см³ и имеет ограничения в виде более плотных блоков с обеих сторон (рис. 2). Это может служить косвенным основанием для выделения периферического магматического очага на глубинах 0-5 км; диаметр этой зоны составляет около 10 км.

Список литературы

- Аносов Г.И., Бикенина С.К., Попов А.А. и др.** Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др.** Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №3. С. 3-18.
- Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сениюков С.Л.** Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. М. 2004. №3. С. 3-11.
- Зубин М.И., Козырев А.И., Лучицкий А.И.** Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. №5. С. 76-93.
- Меняйлов А.А.** Динамика и механизм извержения Ключевского вулкана в 1937-1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М.-Л., 1947. Из-во АН СССР, Выпуск 4. С. 3-91
- Набоко С.И.** Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937-1938 гг. // Труды лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции М.-Л., 1947. Из-во АН СССР, Выпуск 4. С. 92-135.
- Озеров А. Ю., Карпов Г. А., Дрозин В. А и др.** Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября -2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология . 1994. №5. С. 3-16.
- Пийп Б.И.** Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 310 с.
- Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И.** Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №5. С. 83-91.
- Славина Л.Б., Гарагаш И.А., Горельчик В.И., Иванов Б.В., Белянкин Б.А.** Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. С. 49-59.
- Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М.** Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46-68.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В.** Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2007. № 2., с 3 – 29.
- Хубуная С. А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В.** Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога 29-30 марта 2008 г, Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 291-304.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.** Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3- 35.
- Lees J. M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A.** Tomographic Images of Klyuchevskoy Volcano P-Wave velocity// Volcanism and Subduction The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172. 2007. P. 293-302.
- Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L., Sanina I., Levina V.** Correlation of Kamchatka Lithosphere Velocity Anomalies With Subduction Processes // Volcanism and Subduction The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172. 2007. P. 97-106.

НАХОДКА ЦЕНТРА ИЗВЕРЖЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ НА ВУЛКАНЕ ШИВЕЛУЧ

Т.Г. Чурикова¹, Б.Н. Гордейчик², А.Б. Белоусов³, А.Д. Бабанский⁴

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, tchurikova@mail.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, gordei@mail.ru

³Earth Observatory of Singapore, Singapore, belouovsasha@yahoo.com

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, baban@igem.ru

Вулкан Шивелуч, расположенный в северной части Центральной Камчатской депрессии, – один из самых активных и наиболее детально изученных вулканов Камчатки [в т.ч. Меняйлов, 1955; Мелекесцев и др., 1991; Певзнер, 1994; Волинец и др., 1997; Belousov et al., 1999; Ponomareva et al., 2007 и др.]. Вулкан начал формироваться 60-70 тыс. лет назад сначала как пирокластический, затем развивался как лавовый стратовулкан (Старый Шивелуч); современный эруптивный аппарат (Молодой Шивелуч) возник около 30 тыс. л.н. в крупной кальдере, открытой на юг.

Продукты извержений, как Старого, так и Молодого Шивелуча в основном представлены магнезиальными средне-калиевыми андезитами и андезибазальтами с $\text{SiO}_2 \geq 55\%$, базальты же и базальт-андезибазальты с $\text{SiO}_2 \leq 54\%$ встречаются крайне редко [Мелекесцев и др., 1991; Волинец и др., 1997]. Поэтому всякие находки материала основного состава на этом вулкане представляют особый интерес. В голоценовых почвенно-пирокластических разрезах всех секторов подножия вулкана было отмечено всего два слоя тефры высокомагнезиальных базальтов, которые, согласно тефрохронологическим данным, имеют возраст 3600^{14}C лет и 7600^{14}C лет [Волинец и др., 1997; Ponomareva et al., 2007]. Продукты обоих извержений представлены мелкими лапилли и пеплами.

Тефры были детально изучены [Волинец и др. 1997], и по характеру их распространения и стратификации было сделано предположение, что центры обоих извержений располагались в прикратерной части постройки Молодого Шивелуча. Эти тефры схожи между собой по ряду минералогических и геохимических признаков: высокомагнезиальные темноцветные минералы близкого состава, высокий магнезиальный номер пород, а также высокие концентрации Cr и Ni. Тем не менее, они имеют и заметные различия: тефра извержения 7600^{14}C л.н. характеризуется обычным набором минералов – $\text{Ol} + \text{Crpx} + \text{Pl}$ – и является средне-калиевой, в то время как тефра извержения 3600^{14}C л.н., кроме упомянутых минералов, содержит небольшие количества флогопита и амфибол, преобладающий в породе и составляющий 15-20% вкрапленников, она относится к высоко-калиевой серии и обогащена по Ba и Rb. Следует отметить, что в коренном залегании голоценовые базальты извержений как 3600^{14}C л.н., так и 7600^{14}C л.н., до сих пор обнаружены не были.



Рис. 1. обнажение пачки грубой базальтовой пирокластики в юго-западной части вулкана Шивелуч (правый борт реки Байдарной). Видны три слоя, чередующиеся со слоями тонких пеплов. Мощность нижнего слоя составляет 2-2,5 м.

Юго-западный сектор подножия Шивелуча (междуречье Карины и Байдарной) перекрыт лавовыми потоками андезибазальтового состава [Мелекесцев и др., 1991]. Они относительно слабо эродированы: у многих потоков сохранились первичные поверхности канатного типа, что свидетельствует об относительно молодом, возможно голоценовом возрасте этих отложений. В результате извержения вулкана Шивелуч в 2005 году, река Байдарная изменила русло и к настоящему времени прорезала глубокий и узкий каньон, огибая и размывая с юга Байдарный отрог. Во время полевых работ 2008 года в стенке нового каньона авторами была обнаружена мощная пачка пирокластики базальт-андезибазальтового

(далее, для краткости – базальтового) состава. Видимая мощность отложений достигает 15 м. Пачка сложена ритмичным чередованием черно-серых слоёв средне-грубозернистых песков, гравия, лапилли и отдельных вулканических бомб с зеленовато-серыми слоями плохосортированных тонко-мелкозернистых вулканических пеплов (рис. 1).

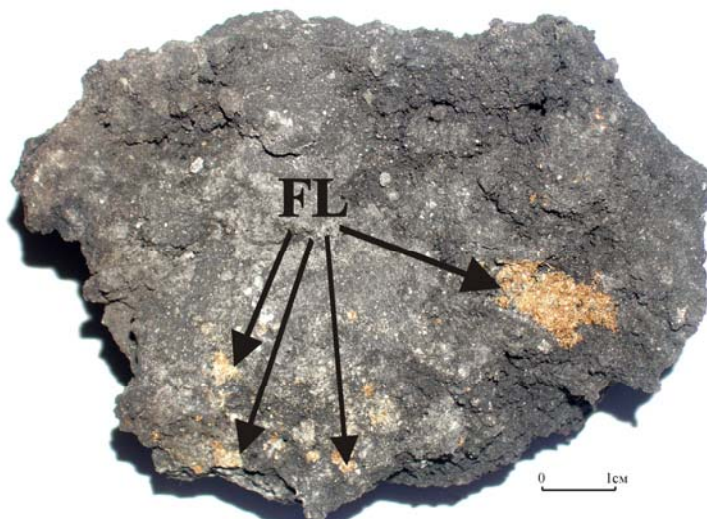


Рис. 2. Стяжения слюды в образце SHIV-08-04.

Самые крупные бомбы имеют поверхность типа «цветной капусты» и достигают 1 м в поперечнике; при падении они интенсивно деформировали слои нижележащей пирокластики. Нижние части пачки характеризуются большей мощностью слоев (0,5-3 м) и более грубым гранулометрическим составом. В верхней части пачки слои утончаются (первые десятки сантиметров) и представлены только мелкозернистыми вулканическими песками. Отложения пачки перекрыты голоценовым почвенно-пирокластическим чехлом мощностью до 2,5 м. Ледниковые или водноледниковые отложения в данном разрезе не обнаружены. Общее падение слоёв пирокластики на ЮВ под углом 10-20°. Вдоль обнажения этот угол несколько меняется, указывая на периклинальное падение от близкого центра извержения.

Макроскопически породы бомб и лапилли представлены тёмно-серым – угольно-чёрным средне-слабо вспененным шлако-лавовым материалом с явными признаками закалки. Среди вкрапленников отмечаются не частые, но крупные кристаллы зеленого, слегка молочного оливина. Характерной особенностью этих пород являются скопления слюды (предположительно, флогопита), которые формируют изометричные стяжения размером от нескольких миллиметров до 2 см в диаметре (рис. 2). Слюда представлена мелкозернистым агрегатом буровато-золотистого цвета, при этом размер отдельных чешуек не превышает 1-1,5 мм. Слюдистые стяжения расположены в пустотах породы, в петрографических шлифах обнаружить флогопит не удалось.

Петрографически породы сходны с тефрой извержения 7600 ¹⁴С л.н. описанной ранее [Волынец и др., 1997]. Среди вкрапленников

Образец	SHIV-08-01	SHIV-08-04	SHIV-08-05
Широта, N	56°33'57,1"	56°33'59,5"	56°34'0,5"
Долгота, E	161°7'24,9"	161°7'35,2"	161°7'38,4"
Высота, м	303	312	312
SiO ₂	53,74	53,27	52,62
TiO ₂	0,79	0,81	0,79
Al ₂ O ₃	15,78	15,44	16,15
Fe ₂ O ₃	8,97	9,33	8,95
MnO	0,13	0,14	0,13
MgO	8,01	8,45	8,3
CaO	7,98	8,15	8,15
Na ₂ O	3,58	3,4	3,85
K ₂ O	0,92	0,89	0,89
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,15
Сумма	100,01	99,99	99,98
V	177	202	190
Cr	521	552	550
Ni	176	185	181
Ba	310	326	265
Rb	15	18	15
Sr	406	393	404
Y	16	17	16
Zr	99	95	98

Таблица 1. Содержания макро- (масс. %) и некоторых микроэлементов (ppm) в изученных образцах (метод РФА, ИГЕМ РАН).

наблюдаются кристаллы оливина (около 10%) размером 2-8 мм и клинопироксена (3-4%) размером до 0,5 мм. Оба минерала присутствуют как в виде отдельных хорошо ограненных зерен, так и в виде сростков. В зернах оливина, реже в зернах пироксена, присутствуют кристаллы шпинели размером до 0,05 мм. Плагноклаз встречается в виде редких субфенокристаллов и обильно – в основной массе, представлен тонкими вытянутыми кристаллами игольчатой и таблитчатой формы. Основная масса в различных образцах меняется от слабо раскристаллизованной, представленной прозрачным бурым стеклом, до хорошо раскристаллизованной и сложенной кристаллами оливина, пироксена, плагноклаза и магнетита.

В образце SHIV-08-04 был обнаружен ксенолит метаморфизованного амфиболового сланца зелено-серого цвета размером 4×2 см, а в шлифе образца SHIV-08-05 было найдено идиоморфное зерно кварца размером 1 мм, окружённое мощной реакционной каймой, выполненной мелкокристаллическим клинопироксеновым агрегатом. Наличие ксенолита сланца и неравновесного кварца в продуктах извержения свидетельствует о захвате корового материала в процессе извержения обнаруженных базальтов.

Химический состав пород приведен в таблице 1 и на рисунке 3. На диаграмме Харкера три исследованных образца ложатся в поле тефры извержения 7600 ¹⁴С л.н. При более детальном анализе обнаруживается, что содержания Mg₂O, Cr, V и Mg# (64-65 в сравнении с 68-73 в тефрах) в них несколько ниже, а Na₂O и Al₂O₃ несколько выше, чем в образцах извержения 7600 ¹⁴С л.н. Учитывая тот факт, что ранее для изучения извержения 7600 ¹⁴С л.н. была доступна только мелкозернистая тефра [Волынец и др., 1997; Ponomareva et al., 2007], можно объяснить эти отклонения золовой

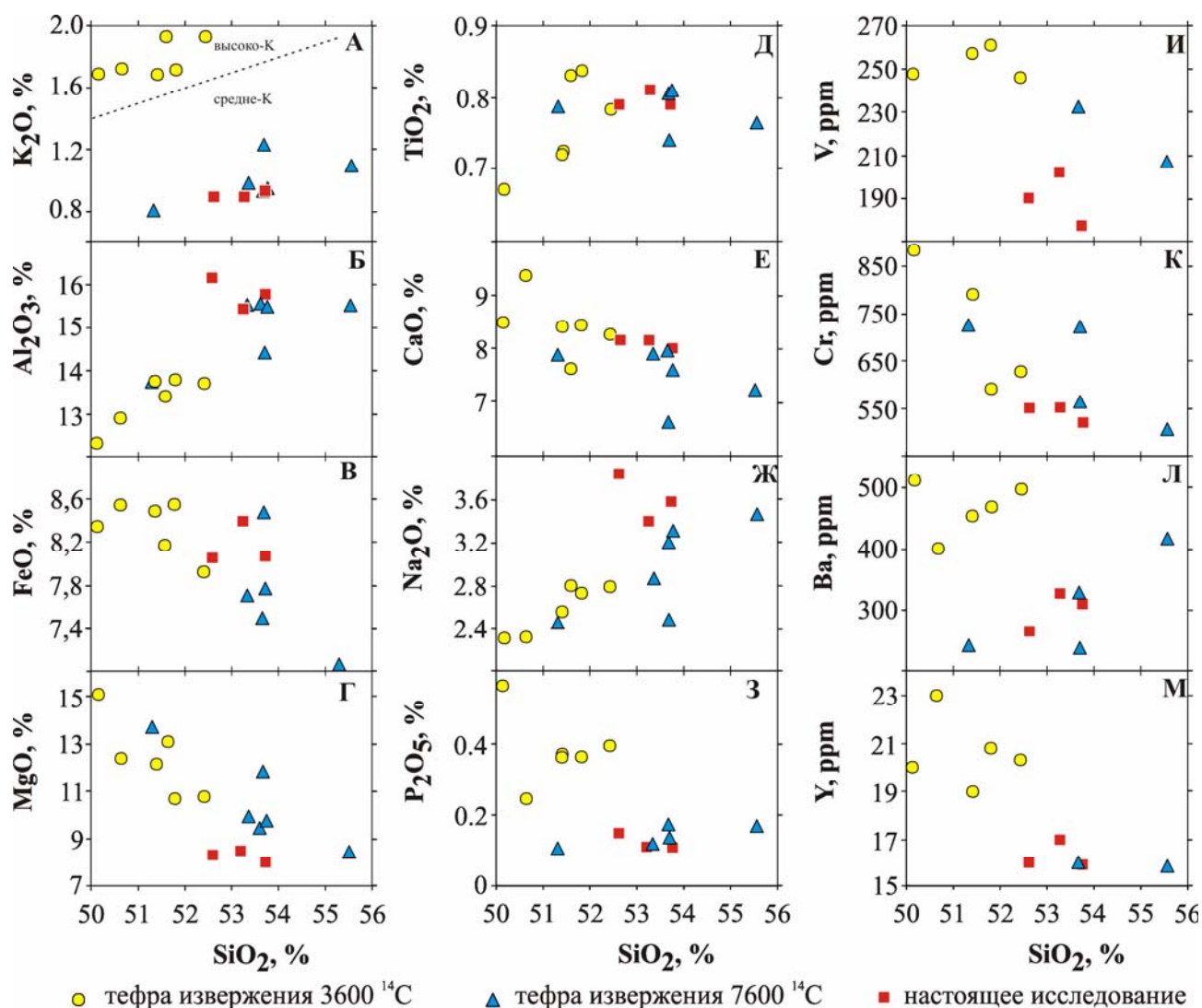


Рис. 3. Зависимость содержания макро- и микроэлементов от кремнезема в тефре извержений 3600 и 7600 ¹⁴С л.н. [Ponomareva et al., 2007], а также в найденных коренных базальтах.

дифференциацией – обогащением тефры темноцветными минералами при выпадении из пепловой тучи. В целом, обнаруженные нами породы, также как и тефра извержения 7600 ¹⁴С л.н., систематически отличаются от тефры извержения 3600 ¹⁴С л.н., показывая более низкие значения по K₂O, P₂O₅, Ba, V, Cr, а также Y (Рис. 3).

Кроме того, отношения Rb/Sr (0,04-0,05) и Ba/Sr (0,66-0,83) в исследованных породах близки этим отношениям в тефре 7600 ¹⁴С л.н. (соответственно: 0,04-0,05 и 0,73-0,89) и заметно ниже, чем в тефре 3600 ¹⁴С л.н. (соответственно: 0,06-0,08 и 0,89-1,11). Sr/Y отношение в изучаемых образцах составляет 23-25, что близко как к аналогичным значениям в тефре 7600 ¹⁴С л.н. (24,4-29,4 [Ponomareva et al., 2007]), так и в тефре 3600 ¹⁴С л.н. (16,1-25,6 [Волынец и др., 1997; Ponomareva et al., 2007]). Sr/Y в базальтовых и андезибазальтовых лавах вулкана Шивелуч изменяется от 21 до 40 при среднем значении 30 (по данным 16 определений из [Churikova et al., 2001; Yogodzinski et al., 2001]). Несмотря на то, что Sr/Y отношение в исследованных породах ниже среднего и близко к наименьшим значениям для этого вулкана, оно заметно выше, чем средние значения отношения для базальтов и андезибазальтов Восточного вулканического фронта (13 по 31 определению из [Churikova et al., 2001]) и Ключевской группы (14,7 по 183 определениям из [Churikova et al., 2001; Yogodzinski et al., 2001]). Как предполагается в работе [Yogodzinski et al., 2001], повышенное отношение Sr/Y может свидетельствовать о добавке адакитового компонента в основных расплавах вулкана Шивелуч.

Обнаруженные породы по минералогическим особенностям (Ol-Cpx-Pl парагенезис, отсутствие амфибола) и особенностям химического состава – как по макро- так и по микроэлементам и их отношениям (рис. 3) – близки к тефре извержения 7600 ¹⁴С л.н. Преобладание в изученных нами отложениях крупной (до 1 м) пирокластики указывает на близость данного разреза к эруптивному центру. Отсутствие же ледниковых и водноледниковых отложений в разрезе свидетельствует о голоценовом возрасте рассматриваемых пород.

На основании вышеперечисленного допустимо предположить, что найденные базальты являются центром извержения 7600 ¹⁴С л.н. Этот побочный эруптивный аппарат расположен не в прикратерной части постройки Молодого Шивелуча, как считалось ранее [Волынец и др., 1997], а на юго-восточном склоне вулкана, на водоразделе рек Карины и Байдарной. Тем не менее, необходимы более детальные тефрохронологические, минералогические и микрохимические исследования, чтобы проверить это предположение.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 08-05-00600 и № 10-05-01122.

Список литературы

Волынец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д. Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология, 1997, т. 5, № 2. С. 206-221.

Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанова Т.П., Масуренков Ю.П. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М., Наука, 1991, т. 1. С. 84-92.

Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Труды лаборатории вулканологии АН СССР, 1955, вып. 9. 234 с.

Певзнер М.М. История эруптивной деятельности вулкана Шивелуч в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования). Автореферат дисс. ...к.г.-м.н. М., ГИН РАН, 1994. 19 с.

Belousov A., Belousova M., Voight B. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology, 1999, vol. 61. P. 324-342.

Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001, vol. 42, N 8. P. 1567-1593.

Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M., Sulerzhitsky L.D., Hartman M. Holocene eruptive history of Shiveluch volcano. Kamchatka Peninsula // Volcanism and subduction: the Kamchatka region / Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (editors) Geophysical Monograph Series, vol. 172. Washington, DC: American Geophysical Union, 2007. P. 263-282.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G., Volynets O. N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature, 2001, vol. 409. P. 500-504.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНА КАМЕНЬ

Т.Г. Чурикова¹, Б.Н. Гордейчик², Б.В. Иванов¹, А.П. Максимов¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, tchurikova@mail.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, gordei@mail.ru

В работе рассматривается геологическое строение и петрография пород вулкана Камень, расположенного в Ключевской группе вулканов. Особое внимание уделено строению восточной обвальной стенки вулкана и отложениям Амбонской толщи.

История развития вулкана включала несколько последовательных периодов, которые чередуясь, плавно сменяли друг друга: формирование постройки стратовулкана, развитие дайкового комплекса, прекращение вулканической активности. Однако геологические процессы на вулкане продолжались: в результате многочисленных обвалов началось разрушение постройки, возникли Прабезымянный вулкан на южном склоне и Ключевской на северном, образовались многочисленные шлаковые и шлако-лавовые конуса на вновь сформировавшемся рельефе, и, наконец, произошел обвал восточного склона с образованием отложений Амбонской толщи.

Постройка стратовулкана Камень формировалась в два периода, различных по степени эксплозивности вещества и форме извергаемых продуктов. Первый период характеризуется эксплозивным режимом извержения с накоплением мощного насыпного конуса, состоящего большей частью из туфов и туфобрекций. Второй, заключительный период формирования стратовулкана связан с эффузивной деятельностью и представлен лавами преимущественно малых мощностей, но протяженных по расстоянию, которые, как плащом, покрывают ранее сформированный насыпной конус. Вероятно, с этим же периодом связано и формирование многочисленных даек, которые являлись подводящими каналами лавовых излияний. Похожим образом формировались постройки стратовулканов Ключевской [Хренов, 2003] и Шивелуч [Мелекесцев и др., 1991].

Основная часть склонов вулкана с позднего плейстоцена по настоящее время испытала многократные обвалы, сохранился только северный сектор постройки, полностью покрытый ледником. На вулкане представлены обвалы различных масштабов – это и уже упомянутый крупнейший голоценовый обвал восточного склона объемом до 6 км³, и позднеплейстоценовые обвалы типа «toreva block» – крупные части постройки, целиком съехавшие со склонов вулкана на значительные расстояния, и многочисленные разрушения меньшего масштаба [Ропомарева et al., 2006]. Обвал восточного склона вулкана Камень, произошедший 1200 л.н. [Мелекесцев, 1980; Мелекесцев, Брайцева, 1984], разрезал постройку почти пополам, вскрыл ее внутреннюю часть и



Рис. 1. Пирокластические отложения на южном борту обвальной стенки вулкана Камень.

создал уникальную возможность наблюдать внутреннее строение стратовулкана на практически вертикальной стенке высотой 2,5 км.

Во время полевого сезона 2009 года нам удалось близко подойти к восточной обвальной стенке вулкана и детально ознакомиться с ее строением. Оказалось, что около 80% стенки сложено хорошо стратифицированными пирокластическими отложениями, которые повсюду прорываются многочисленными дайками, а редкие лавовые потоки расположены, в основном, в верхней части постройки, т.е. приурочены к заключительной стадии роста стратовулкана. Отложения пирокластиков, как правило, имеют большие мощности в десятки и сотни метров и представлены в разной степени цементированными вулканическими брекчиями, шлаками, агломератовыми туфами, лапилли и вулканическими бомбами размерами до 2 и более метров.

Представительные разрезы таких отложений (рис. 1) можно встретить в коренном залегании во многих частях постройки: на восточном, южном и северном склонах вулкана, а также на некоторых «toreva blocks»: на Северной Гриве и на двух менее крупных безымянных хребтах по обе стороны ледника Шмидта. Большие мощности существенно пирокластических толщ свидетельствуют о том, что значительное время жизни вулкан Камень работал в эксплозивном режиме.

Цвет пирокластических отложений систематически меняется от флангов взрезанной постройки к ее центру: наиболее свежие отложения темно-серого и черного цветов обнажаются на флангах (рис. 2). По мере приближения к центральной части вулкана эти отложения меняют цвет последовательно на охристо-желтый, затем на серовато-зеленый и в центральной части постройки – на красный. Изменение цвета пирокластиков от флангов к центру вулкана, вероятно, связано с увеличенными тепловыми и/или гидротермальными потоками, существовавшими когда-то в центральной части, что привело к закономерным вторичным изменениям пород.

Именно такими контрастно-пестрыми отложениями пирокластиков представлены и отложения обвала, произошедшего 1200 л.н. Породы Амбонской толщи представлены вулканическими брекчиями и туфобрекчиями с песчано-глинистым заполнителем. Цвет их составляет такой же спектр, что и цвет пирокластических толщ на обвальной стенке вулкана. Блоки пород Амбонской толщи могут быть представлены как чисто пирокластическим материалом, так и сложными блоками, состоящими из



Рис. 2. Пирокластические отложения на обвальной восточной стенке вулкана Камень. Оригинальная фотография в цвете находится по адресу http://www.tachurikova.narod.ru/Churikova_2010e.pdf.

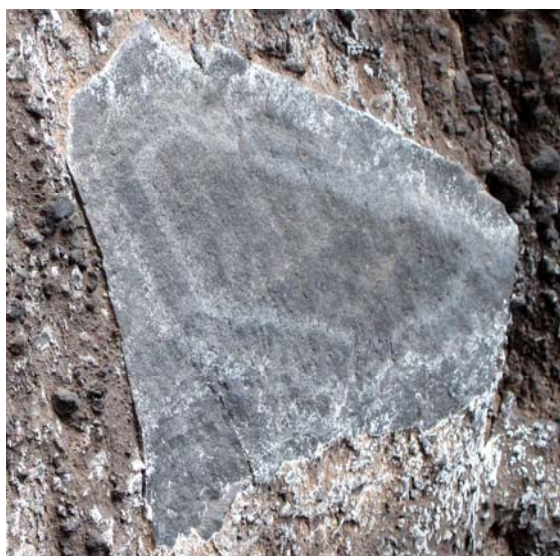
пирокластики и кусков лавовых потоков или даек. Именно такие блоки наиболее устойчивы к выветриванию и разрушению. Так, например, камень Амбон, с видимой мощностью 18 метров, включает в себя крупные блоки лавы, благодаря чему устойчив к разрушениям. Два небольших «toreva blocks» в районе ледника Шмидта, которые находились вблизи оси обвала, сохранились благодаря тому, что они бронируются протяженными (2,5 км) дайками оливин-пироксеновых андезибазальтов и лавовыми потоками, бронирующими верхние части блоков. В то же время на оси обвала можно наблюдать остатки полностью разрушенных пирокластических глыб в виде насыпных куч из песка с обломками камней.

Нами была отобрана серия образцов лав из представительных бомб пирокластики коренного залегания, а также и из лавовых фрагментов Амбонской толщи. Петрографически блоки пород из пирокластических отложений и из отложений Амбонской толщи идентичны и представлены в основном тремя разновидностями пород: Ol-Cpx, Ol-2Px и Cpx-P1 лавы. Ol-Cpx лавы являются наиболее распространенными на вулкане Камень в целом и присутствуют на всех этапах его активности. Из других типов пород можно также отметить 2Px-P1, существенно P1, субафировые и Nb-содержащие разновидности пород. Но такие породы имеют резко подчиненное значение, а Nb-содержащие лавы в коренном залегании нами были обнаружены только в восточной стенке вулкана и в отдельной серии даек на западном склоне, но не наблюдались в лавовых фрагментах пирокластических отложений.

Породы имеют порфировые и серийно-порфировые структуры. Количество темноцветных минералов составляет 5-25%. Соотношения Ol, Орх и Срх значительно меняются в этих породах, но, как правило, преобладает Срх. Зерна оливина и клинопироксена обычно имеют хорошую огранку, часто



а



б



в

Рис.3. Обвальные отложения Амбонской толщи: а – общий вид туфобрекчии с пестрым набором измененных пород разного цвета; б – кольца Лизиганга в отдельном образце; в – расслоение породы по кольцевым структурам в результате глубоких внутренних изменений. Оригинальные фотографии в цвете находятся по адресу http://www.tachurikova.narod.ru/Churikova_2010e.pdf

зональны, при этом кристаллы пироксенов обычно крупнее, чем кристаллы оливина и часто формируют гломеропорфировые сростки размером до 10-15 мм. Нередко наблюдаются каймы вокруг зерен оливина, выполненные мелкозернистым агрегатом. Часто среди минералов-вкрапленников присутствует плагиоклаз, зерна которого нередко резорбированы по зонам роста или по всей внутренней части кристалла, формируя футляровидную структуру. Во многих оливинах встречаются расплавные включения, которые, как правило, сильно раскристаллизованы. Тем не менее, флюидных включений обнаружено не было. Основная масса значительно различается в разных лавах не только по цвету – от светлой до почти черной, но и по структуре: в некоторых породах основная масса сильно раскристаллизована, в других – содержит большое количество чистого бурого стекла.

Обращает на себя внимание тот факт, что все в той или иной степени окрашенные отложения Амбонской толщи и пирокластических отложений в разной степени изменены. Судя по характеру этих изменений, породы претерпели сильные температурные и/или гидротермальные изменения. Эти изменения усиливаются от флангов вулкана к центру. В центральных частях вулканической постройки разные обломки брекчий в едином образце могут быть совершенно разного цвета, представляя собой контрастно-пеструю породу (рис. 3а). При этом изменения очевидны не только на мелких обломках, но также и на крупных блоках лав толщи (рис. 3б). Отдельные обломки характеризуются наличием колец Лизиганга, что свидетельствует скорее о гидротермальной, нежели температурной проработке пород. Зачастую по этим кольцам порода разрушается и принимает в конце концов вид яйца с ясно определяемыми оболочками (рис. 3б, 3в). Ввиду того, что фрагменты лав Амбонской толщи, а также фрагменты лав из пестроцветной пирокластической толщи в центральных частях вулкана, изменены в значительной степени, они не могут быть использованы для петролого-геохимических и изотопных исследований.

По мере отдаления от центральных частей вулкана, лавовые фрагменты становятся менее измененными. Но хотя макроскопически образцы во многих случаях выглядят свежими, исследование под микроскопом может показать, что породы сильно окислены, и далеко не всегда наблюдаются неизменные ядра кристаллов-вкрапленников. Окисление в этих образцах затрагивает не только основную массу, но и каймы темноцветных породообразующих минералов. Только образцы, взятые из пирокластической толщи на крайних флангах вулкана и на «*toreva blocks*», являются довольно свежими, не обнаруживают следов вторичных изменений и могут использоваться для дальнейшего геохимического изучения.

В заключение отметим, что: (1) начальный период развития постройки вулкана Камень был связан с активной эксплозивной деятельностью, на более поздних стадиях развития вулкан имел существенно эффузивный характер извержений; (2) внутренние части вулканической постройки характеризуются сильными вторичными изменениями, которые усиливаются к центру и уменьшаются к флангам, что, вероятно, связано с активными температурными и/или гидротермальными потоками через центральный конduit вулкана; (3) Амбонская толща представляет собой разрушенный материал внутренних, вторично измененных частей постройки; (4) свежий неизменный материал начального этапа развития вулкана Камень доступен только на его крайних флангах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00600.

Список литературы

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 14-23.

Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанова Т.П., Масуренков Ю.П. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М., Наука, 1991, т. 1. С. 84-92.

Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки: Результаты аэрокосмических и петрологических исследований // Дисс. ... д.г.-м.н., Москва, ИГЕМ РАН, 2003, 222 с.

Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2006, vol. 158. P. 117–138.

К ВОПРОСУ О ВЫСОТЕ ВОЛН ЦУНАМИ 1737 ГОДА НА ОСТРОВЕ БЕРИНГА

Г. Н. Чуян¹, В. Е. Быкасов²

¹Камчатский филиал ТИГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,

²Институт сейсмологии и вулканологии ДВО РАН, pkcats@gmail.com

Командорские острова, в группу которых входят два крупных – Беринга и Медный – острова, разделённых проливом шириной 49 км, два небольших – Топорков и Арий Камень – острова, и 11 мелких – вроде Бобровых Камней – скал-кекуров [6], отстоят от Камчатки на 97 морских миль (около 180 км), а от Алеутской гряды (о. Атту) их отделяет пролив, шириной 185 морских миль (около 300 км).

Наиболее крупным – 1200 км² – из всех островов архипелага является остров Беринга, который в виде узкого клина протянулся почти строго с северо-запада на юго-восток, на расстояние около 90 км. Максимальная ширина острова в его северо-западной части достигает 40 км, а средняя не превышает 12–15 км [1, с. 647].

Площадь острова Медного, представляющего собой узкую полосу суши, вытянутую параллельно острову Беринга, составляет всего 220 км². Максимальная его протяжённость 60 км, средняя ширина не более 7–8 км. Суммарная площадь всех остальных островков не достигает и 1 км² [там же, с. 647].

Впервые общая характеристика природы островов – вернее, острова Беринга, к берегам которого 6(17) ноября 1741 года был занесён пакетбот Второй Камчатской экспедиции «Св. Пётр» – была произведена Георгом Стеллером и Свенном Вакселем. Которыми были отмечены наиболее характерные особенности ландшафтно-экологической структуры острова и подробно описаны его растительный и животный мир. Причём о точности их наблюдений позволяет судить тот факт, что всего за одно неполное лето Г. Стеллер сумел отыскать и описать на острове 211 [10] видов растений (иногда, впрочем, называют цифры 213, 216, 218 и 224), тогда как для обнаружения ещё двухсот с лишним видов всем последующим исследователям потребовалось две сотни лет.

Кстати, оттенить это обстоятельство потребовалось для того, чтобы исключить ненужные сомнения в обстоятельности и скрупулёзности научных изысканий Г. Стеллера. Что, на наш взгляд, совершенно необходимо, поскольку ещё начиная с С. П. Крашенинникова, который первым использовал материалы Г. Стеллера при составлении характеристики природы острова Беринга, в трудах исследователей научного наследства Г. Стеллера неизменно фигурируют данные о высоте гор, глубине рек и высоте волн цунами 1737 года, идущие вразрез с современными данными и представлениям об этих природных явлениях.

В намерении разобраться со всем этим и предпринимается данная работа, которую следует рассматривать как предварительное вступление в тему. Именно предварительное, ибо достаточно достоверное суждение обо всём этом можно составить только при использовании первичных материалов. Что в нынешние времена, в условиях, когда факты, добытые десятками поколений учёных разных стран, и, даже, статьи современников, становятся собственностью архивов, музеев, и редакций журналов, сделать стало очень непросто.

Начать же таковой анализ следует с рельефа острова, поскольку именно в цифрах, характеризующих высоту его горных сооружений, отмечаются наиболее явные и существенные отличия от реальной картины.

И действительно, С. П. Крашенинников, полностью, по его же словам, опираясь на данные Г. Стеллера, пишет: *«Сей остров состоит из каменного хребта, который частыми долинами простирающимися на север и на юг разделяется. Горы на нём столь велики, что в ясную погоду можно их усмотреть почти с половины расстояния между островом и Камчаткою. Жители Камчатские из давних времён думали, что против устья реки Камчатки земле быть должно, для*

того что завсегда там казалось мрачно, каковое впрочем около горизонта ясно ни было» (4, с. 131–132).

Но сколь велики эти самые горы – вот в чём вопрос? Тот же С. П. Крашенинников отмечает, что *«Самыя высокия тамошния горы не выше двух вёрст в перпендикуле»* (4, с. 132). То есть, около двух километров, если вспомнить, что одна верста равна 1, 0668 км.

Эти же цифры повторяются и в современных исследованиях научного наследия Г. Стеллера. В частности, в наиболее полном и, пожалуй, наиболее близком к оригиналу переложении «варианта Голдера» (то есть списка с подлинной рукописи «Дневника Стеллера», сделанного ещё во второй половине XVIII века [11]), в американском издании «Journal of a Voyage with Bering», где по этому поводу написано, что наибольшая высота гор острова Беринга не превышает 1000 фатомов [14, с. 173]. То есть, поскольку фатом (fathom – морская сажень, [5, с. 832]) равен 6 футам или 182, 88 см (1 фут = 30,48 см), то и в этом случае оценка высоты гор также оказывается близкой к 2 километрам.

На самом же деле максимальная высота гор острова (гора Стеллера) достигает 751 м [1, с. 647], а средняя – около 400–500 м. И эта существенная разница между приводимыми и истинными высотами поневоле побуждает задуматься над причиной её возникновения.

Сразу же скажем, что на наш взгляд в названном ошибочном представлении о высотах острова вины Г. Стеллера нет, ибо он был весьма опытным исследователем. Во всяком случае, увидев с моря массив горы Святого Ильи (высота 5520 м), он однозначно заметил: *«Я не помню, чтобы мне доводилось видеть более высокий хребет во всей Сибири или на Камчатке»* [11, с. 35]. Так что завысить высоту гор острова Беринга в два с лишним раза он никак не мог. Но тогда единственно приемлемым объяснением этой ситуации с высотами является признание того факта, что при переписке или/и переводе рукописи дневника Г. Стеллера произошла подмена слова «фут» на слово «фатом». Ибо стоит в соответствующие данные вместо саженей или фатомов поставить футы, как высота гор острова Беринга сразу же станет отвечать действительности.

Обратимся теперь к другому факту несоответствия исходных данных реальности. Вот что пишет С. П. Крашенинников о водах и реках острова, опять же полностью опираясь на перевод «Дневника Г. Стеллера».: *«Из минеральных вещей, которые на объявленном острове находятся, знатнейшими могут почитаться изрядныя воды. Которыя в рассуждении чистоты своей и лёгкости весьма здоровы; исие их действие примечено на больных с пользою и желаемым удовольствием. Что же касается до их изобилия, то нет такой долины, по которой бы не текла речка, а всех их числом более шестидесяти, между которыми есть и такие, кои шириной от 8 до 12, а глубиною в прибылую воду до двух, а иныя и до 5 сажен. Однако таких немного, но большая часть на устьях чрезмерно мелки: для того, что от крутого наклонения долин имеют они весьма быстрое течение, и близ моря разделяются на многие протоки»* [4, с.139].

В то же время он же, говоря о реке Гаванской, вытекающей из озера Гаванского, отмечает: *«... а в самом мысу течёт речка, которая всех речек того острова больше. И в прибылую воду глубиною бывает до семи футов. Она течёт из великого озера, которое от устья её версте в полуторе»* [4, с. 136].

Точно такие же данные (6–7 футов, или 1,8–2 метра) о глубине этой реки, а также о глубинах (от 2 до 5 фатомов) остальных рек острова приводятся и в уже упоминаемом американском издании стеллеровского дневника [14, с. 178].

Но в таком случае получается, что самая большая и многоводная река острова Беринга по ширине и, главное, глубине русла многим уступает другим рекам острова. А это не так, ибо, во-первых, ширина русел большинства горных рек острова составляет всего 1–2 м в их средней, и около 5–8 м в устьевой части [6, с. 27]. Ибо, во-вторых, равнинные реки северной части острова обычно шире и глубже горных [там же, с. 27].

Что же касается самой реки Гаванки, то в среднем её течении глубины действительно могут достигать 1,5–2,0 м. Однако это определяется не столько величиной реки, сколько тем, что протекая в тундрово-болотных берегах, река на этом участке приобретает черты «куюла» – то есть специфического водотока, обладающего невысокими, но крутыми (до вертикальных) торфяными берегами и глубоким руслом.

Кстати, тут самое время сказать о том, что и С. П. Крашенинников и О. У. Фрост (редактор американского варианта «Дневника Стеллера») в этом вопросе проявили обидную невнимательность. То есть, мало того, что они не придали значения невнятице цифр, характеризующих глубину и ширину речных русел острова Беринга. Мало того, что они, зная величину самого острова, особенности его гидрографической сети (поперечное течение рек) и, отсюда, малые размеры самих рек, не усомнились в данных переводов «Дневника Стеллера». Так ведь они, к тому же, не обратили внимания на хорошо известный им исторический факт – измерение глубины устья просто огромной (700-километровой) по сравнению с реками острова Командор реки Камчатки, произведённом в 1740 году штурманом В. А. Хметевским: *«А отправленный де от него, Елагина, штурман Василий Хметевской устье реки Камчатки вымеривал, которое де явилось по его мере глубиною 7,5 футов, точию за таким маловодством построющимися для нашего вояжа пакетботами во оное устье войти невозможно, ибо оныя пакетботы, когда бывают в полном грузу, тогда свободной имеют ход на 9 и на 9,5 футов»* [7, с. 214]. А ведь этот факт ставит под сомнение именно цифры перевода «Дневника Стеллера», а не данные самого Г. Стеллера.

Впрочем, не станем их осуждать. Ибо подобную же невнимательность к данным Г. Стеллера допускали и другие, причём даже такие крупные, как, например, академик Л. С. Берг, учёные. Который в своём примечании к «Описанию Земли Камчатки», касающемся самой крупной реки острова Беринга написал; *«Острова у озера Саранного нет, за остров Стеллер, очевидно, принял часть острова Беринга к востоку от озера Саранного»* [3, с. 185]. Не обратив при этом внимания на то, что и Г. Стеллер, и буква в букву переписавший его С. П. Крашенинников, в данном случае говорили не об озере Саранном, а о Гаванском озере, из которого вытекает рек Гаванка, напротив устья которой действительно располагается остров Топорков.

Но самое интересное во всём этом опять же состоит в том, что стоит только в «Описании земли Камчатки» С. П. Крашенинникова и в уже упоминаемом «Journal of a Voyage with Bering» заменить сажени (фатомы) на футы, как все эти несуразности с глубинами исчезнут и реки острова Беринга по всем своим размерным параметрам и характеристикам практически полностью станут соответствовать реалиям.

Таким образом, и при определении глубин рек острова Беринга, также как и при установлении высоты его гор, произошла изрядная путаница с вёрстами, саженьями, фатомами и футами, на которую следует обратить особое внимание, дабы не усугублять и без того неприглядную ситуацию с описанием природы острова. Ибо в истории острова есть и ещё один подобного рода казус.

Речь в данном случае идёт о цунами, произошедшем на острове в 1737 году. Дело в том, что описывая, по данным дневника Г. Стеллера, характер и причины речных и морских наводнений на острове Беринга, С. П. Крашенинников пишет: *«Прибылая вода самая большая случалась в начале Февраля при ветрах северо-западных, другое наводнение было в половине Мая месяца от великих дождей и от снегов вдруг растаявших: однако помянутые наводнения были умеренные. В разсуждении тех, коим есть несумненные признаки: ибо в вышине 30 саженей и более от поверхности моря есть много наносного лесу и целых скелетов морских зверей: по которым Автор думает, что в 1737 году и здесь такое же было наводнение, как на Камчатке»* (4, с.138). О тех же самых 30 саженьях (фатомах) говорится и в «Journal of a Voyage with Bering» [14, с. 181]. Где, кстати, вместо 1737 года, то есть года возникновения цунами, ошибочно указан 1738 год.

Отталкиваясь от этого свидетельства С. П. Крашенинникова, а, вернее, от списка с подлинной рукописи Г. Стеллера, многие исследователи, в том числе и нашего времени (приводить названия соответствующих работ в данном случае просто не имеет смысла), считали и считают, что волна

цунами 1737 года, образовавшегося вблизи юго-восточной оконечности Камчатки, обрушилось на берега Командорских островов с такою же силой (высотой), как и на самом полуострове.

Многие, но не все. Например, ещё в начале XIX века К. Т. Хлебников, помощник Главного правителя американских областей, который побывал на острове Беринга 10(21) июля 1827 года, и который, по отзывам современников, лучше всех на то время знал Русскую Америку и Алеутские острова, утверждал, что заброшенных на высоту 30 сажен, или 180 футов, деревьев и скелетов морских животных, после Стеллера никто не примечал [9, с. 149].

Никто не примечал подобных вещей и в последующие 180 лет. Что и дало повод усомниться в данных Г. Стеллера. Например, камчатский исследователь цунами Ю. А. Заякин по этому поводу пишет: *«Четыре года спустя после этого события Г. В. Стеллер на о. Беринга на высоте 60 м обнаружил плавник, кости китов, скелеты морских коров и другие предметы, занесённые морем. Недалеко от берега из-под намытых песчаных холмов торчали ещё не сгнившие стволы и ветки бывших деревьев. Он сделал заключение, что это были следы цунами 17 октября 1737 г. Исследователи 60-х годов текущего столетия дают более правдоподобную оценку явления на о. Беринга, по их мнению, высота подъёма воды здесь не превышала 30 м. (С. Л. Соловьёв, М. Д. Мерчев. «Бюллетень совета по сейсмологии АН СССР, 1961 г.» [2].*

Но и высота 30 м также является завышенной. Во всяком случае, многолетние полевые наблюдения, проведённые первым автором этой статьи [13] на острове Беринга, показывают, что там ни на высотах около 60 метров, ни на высотах около 30 м нет ни малейших следов бывшего цунами в виде скелетов китов, морских коров или плавника. Тогда как на отдельных фрагментах морской террасы высотой 10–12 м и до сих пор встречаются полусгнившие стволы деревьев. И этот факт закономерно наводит на мысль о том, что в данном случае также была произведена подмена слова «фут» на слово «фатом».

И действительно, стоит только вместо 30 сажен (фатомов) поставить 30 футов, как всё сразу же становится на свои места, ибо в этом случае реальная высота волны цунами 1737 года на острове Беринга станет равной 9–10 метрам. И уж совершенно точно она не превышала 11–12 метров. Как, скорее всего, не превышала она тех же величин и на Камчатке. И разве что только в отдельных узких заливах юго-востока полуострова она могла возрасти до 15–20 м. Что, кстати, и подтверждается данными современных исследований [10].

Впрочем, камчатское цунами – это тема отдельного разговора. А пока, исходя из неписанного правила (раз – случайность, два – тенденция, три – закономерность), можно сделать вполне однозначный вывод о том, что в случае с описанием цунами, как и с описаниями высоты гор и глубины рек произошло искажение первичной информации. И произошло оно, скорее всего, ещё на стадии переписки первичных материалов Г. Стеллера и/или в результате неточного (в том числе и по причине незнания природы Командор) перевода его рукописей с немецкого языка на русский, и прочие языки. Могло бы такое быть? Вполне.

Дело в том, что написанный Г. Стеллером в 1743 году на основе путевых заметок «Дневник», 18 августа 1746 года был передан им, в числе других материалов, уезжавшему в Санкт-Петербург адъютанту Академии Наук И. Э. Фишеру [11]. С этого-то момента и начинаются злключения с подлинником Г. Стеллера.

Во-первых, поскольку сама рукопись вплоть до 1769 года находилась у Фишера [там же], то С. П. Крашенинников, который, повторимся, скорее всего, был первым, кто использовал материалы Г. Стеллера в научных целях, оперировал всего лишь переводом с этого оригинала. Причём не просто с переводом, а с переводом с его списка (копии), ибо написанный в Большерецке черновик «Дневника» действительно нуждался в таковой переписке.

Во-вторых, подлинный текст самого Г. Стеллера, написанный при крайне острой нужде в писчей бумаге, наверняка содержал вполне понятные – вроде тех же, например, «ф.» или «фт.» вместо фут – сокращения. Но вполне понятные, подчеркнём, самому автору, а не переписчикам и переводчикам, которые, не зная истинной высоты гор или глубины рек острова Беринга, запросто

могли вместо слова «фут» написать слово «фатом». Впрочем, не стоит исключать и сознательного преувеличения (приукрашения) реальных фактов. Вспомним по этому поводу о том, что на всех гравюрах того времени, отображающих вулканы Камчатки (и не только Камчатки, и не только русских авторов, кстати), крутизна их склонов сплошь и рядом преувеличивалась практически вдвое.

Ну а дальше начинается и вовсе криминальная история. По мнению доктора исторических наук А. К. Станюковича [11], профессор натуральной истории Санкт-Петербургской Академии наук Симон Паллас заказал сделать несколько копий с рукописи, хранящейся у И. Э. Фишера. А в 1793 году С. Паллас, на основе этих копий, издал «Дневник Стеллера» в Петербурге на немецком языке, позволив себе при этом значительные редакторские вольности [11]. В частности, в целях «улучшения» немецкого языка и слога самого Г. Стеллера, он практически полностью переписал первичный текст, произвольно перетасовав, а то и вовсе опустив, некоторые его подлинные фрагменты, а также добавив в него данные, взятые им либо из других трудов Г. Стеллера, либо свои собственные. Более того, он не только попытался по-своему прояснить наиболее «тёмные» места из рукописи Г. Стеллера, но и вообще произвёл своего рода политическую цензуру первичного текста, что для учёного совершенно недопустимо [11].

Так что вряд ли после этого стоит удивляться тому, что обычные переписчики и переводчики стеллеровского текста могли допустить разного рода, вплоть до сознательных, искажения или исправления подлинных материалов. Во всяком случае, тот же А. К. Станюкович в своих комментариях к «Дневнику Плавания с Берингом» [11] неоднократно отмечал как факт перестановки местами отдельных листов рукописи Г. Стеллера, что, как минимум, приводило к искажению дат, так и некоторые другие вольности с работой над подлинным текстом. И в этом свете удивляться следует не появлению искажений, а тому, что на указанные выше несуразности с футами и фатомами до сих пор не обращали внимания.

Что же касается судьбы подлинника «Дневника Стеллера», то, скорее всего, самой его рукописи не сохранилось. Ладно хоть, что в середине 1910-х годов американский историк Фрэнк А. Голдер обнаружил в петербургском Архиве Российской Академии Наук список рукописи «Дневника» [10]. Который хотя и был сделан по заказу С. Палласа, однако не был переработан им, а потому и содержал, с небольшими очевидными искажениями (опять же, с искажениями!), первоначальный текст «Дневника».

В 1917 году Ф. Голдер передал фотокопию списка («вариант Голдера») в Библиотеку Конгресса США. И именно на основе этого списка, состоящего из 221 страниц текста, в 1988 году в США, в издательстве Стенфордского университета, вышел английский перевод названного «варианта Голдера» под редакцией и с комментариями профессора О. У. Фроста [13]. Однако хотя при подготовке текста О. У. Фрост исправил очевидные ошибки переписчиков XVIII века, он всё же не обратил внимания на ту сумятицу с футами и фатомами, о которой говорилось выше.

Такие вот обстоятельства скрываются за обыденными (а, вернее, за кажущимися таковыми) фактами. И эти факты требуют более тщательного исследования. А потому, вместо заключения, ещё раз повторим, что выводы нашего расследования, безусловно, нуждаются в дополнительном подтверждении. Причём в первую очередь за счёт данных, находящихся в рукописях самого Г. Стеллера (а их, по подсчётам С. П. Крашенинникова, имелось – ни много, ни мало – 62). Или, по крайней мере, в самых первых по времени изданиях его трудов. Так что нам остаётся только надеяться на помощь тех заинтересованных людей, которые обладают доступом к первичной информации. И заранее высказать им свою признательность.

Список литературы

1. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Т. XXXI. Ч. 1. – М.: Недра, 1964. – 734 с.
2. Заякин Ю.А. Цунами на Дальнем Востоке России. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1996. 88 с.
3. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. М.–Л.: Изд-во Главсевморпути. 1949. 841 с.

4. **Крашенинников С.П.** «Описание земли Камчатки». Том 1. – СПб: Наука, 1994. – С. 130–139.
5. Новый большой англо-русский словарь. Том I. А–Ф. – М.: Изд-во «Русский язык», 1993. – 832 с.
6. Природные ресурсы Командорских островов (запас, состояние, вопросы охраны и использования) / Под ред. акад. В. Е. Соколова и др. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 215 с.
7. Рапорт В. Й. Беринга в Сенат об описании берегов Камчатки штурманами И. Елагиным и В. А. Хметевским и начале строительства Петропавловского порта в Авачинской губе. 1741 г. апреля 22. – Русские экспедиции по изучению северной части Тихого океана в первой половине XVIII века. Сборник документов. – М.: Наука, 1984. С. 212–214. с. 214).
8. Рапорт лейтенанта С. Вакселя в Адмиралтейств-коллегию о плавании с В. Й. Берингом к берегам Америки. 1742 г. ноября 15. Русские экспедиции по изучению северной части Тихого океана в первой половине XVIII века. Сборник документов. – М.: Наука, 1984. С. 262–270.
9. Русская Америка в неопубликованных записках К. Т. Хлебникова. Составление, введение и комментарий Р. Г. Ляпуновой и С. Г. Фёдоровой. – Л.: Наука, 1979. – 280 с.
10. **Стеллер Г. В.** Описание плавания из Петропавловска на Камчатке к западному побережью Америки, а также происшествий, имевших место на обратном пути. – Последняя экспедиция Витуса Беринга. Пер. с нем. Предисл. Шумилова А. В. Послесл. Епишкина С. М., Звягина В. Н. Ред. и комментарии Епишкина С. М. – М.: Прогресс-Пангея, 1992. С. 47–132.
11. **Стеллер Г. В.** Дневник плавания с Берингом к берегам Америки, 1741–1742. – М.: Изд-во «ПАН», 1995. – 224 с.
12. **Чебров В. Н., Раевская А. А.** Землетрясения Камчатки 1737 года // Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России» (11–17 ноября 2007 года, Петропавловск-Камчатский). Петропавловск-Камчатский, 2007. Т.1. С. 220–229.
13. **Чуян Г. Н.** Физико-географическое описание острова Беринга по материалам Г. Стеллера и С. Вакселя // Материалы международных исторических XXIV Крашенинниковских чтений: «Люди великого долга». 22–23 апреля 2009 г. Петропавловск-Камчатский. Информационно-издательский центр Камчатской краевой научной библиотеки им. С. П. Крашенинникова, 2009. С. 286–291.
14. **Steller G. W.** Journal of a Voyage with Bering, 1741–1742. Editor, with an introduction, by O. W. Frost. Translated by Margritt A. Engel and O. W. Frost. Stanford University Press, Stanford, California, 1988. 252 p.